

**Analyse des données sismiques du réseau CRLNET :  
étude du bruit sismique et recherche de trémors**

Aurélie GUILHEM

27 octobre 2006

Rapport de stage de recherche – Master M2 Terre  
Ecole Normale Supérieure de Paris et Université Paris Sud Orsay

du 6 février au 15 juin 2006

*sous la direction de : Hélène LYON-CAEN et Pascal BERNARD*

*Ecole Normale Supérieure & Institut de Physique du Golbe de Paris*

Aurélie GUILHEM

# Résumé – Abstract

## Analyse des données sismiques du réseau CRLNET : étude du bruit sismique et recherche de trémors

Le golfe de Corinthe est considéré comme la zone extensive continentale la plus active d'Europe et est étudié par de nombreux laboratoires et organismes de recherche européens et en particulier par le *Corinth Rift Laboratory* (CRL). Le CRL possède un réseau de 12 stations sismologiques, le CRLNET, autour de la ville d'Aigion. Cette région est remarquable par le nombre d'événements quotidiens enregistrés par les stations sismiques. Ce stage à l'IPGP a eu pour but de quantifier le niveau de bruit propre à certaines stations du CRLNET et de comprendre ses variations sur une période de temps allant d'octobre 2003 à fin décembre 2004. Pour cela, une étude temporelle comparative des données sismologiques (sismogrammes, catalogues de sismicité) et météorologiques (pluviométrie, pression, vent) a été faite. Le bruit de fond sismique est de plus en plus étudié actuellement en sismologie pour répondre à un certain nombre de questions encore sans réponse. L'intérêt ici d'étudier les variations du bruit sismique est de comprendre l'influence des phénomènes anthropiques, météorologiques et sismiques qui agissent sur les sismomètres du réseau. Ainsi il a été montré au cours de l'étude une forte influence anthropique pour l'une des stations : AIO, alors que cela n'est pas observable pour deux autres stations ALI et PSA. Par contre les variations de bruit de ces dernières restent encore mal comprises. Egalement, au cours de l'étude, une première recherche de trémors non volcaniques a été menée bien qu'aucun trémor de ce type n'ait été pour le moment découvert dans un tel contexte géodynamique. L'étude est toujours en cours mais les premières observations semblent encourageantes.

## Seismic data analysis of CRLNET's network : study of the seismic noise and research of tremors

The gulf of Corinth is considered as the most active extensive continental zone of Europe and it is studied by many European laboratories and research centers and in particular by the *Corinth Rift Laboratory* (CRL). The CRL has a seismic network composed by 12 stations, the CRLNET, around the city of Aigion. This area is remarkable by the number of daily events recorded by the seismic stations. This internship at IPGP had for goal the quantification of the level of seismic noise for some CRLNET's stations and the understanding of its variations on a time period going from October 2003 to December 2004. In that purpose, a comparative temporal study of the seismic data (seismograms, seismic catalogues) and meteorological data (rain, pressure and wind) has been done. The seismic noise is more and more studied in seismology to answer to a large number of questions still without reply. The interest, here, for the study of the variations of the seismic noise is the understanding of the influence of anthropic, meteorological and seismic phenomena which play on the seismometers of the network. Thus, it has been shown during that study a large anthropic impact for one of the stations : AIO, whereas it has not been seen for two other stations ALI and PSA. But the noise variations for these two stations currently remain badly understood. Also, a first research of nonvolvanic tremors has been undertaken even if for the moment, no tremors has been discovered in that geodynamic context. The study is still going but the first observations are encouraging.

# Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Hélène Lyon-Caen de m'avoir propos e ce stage de sismologie me permettant de continuer dans un domaine qui me tient à coeur, l'étude de signaux longue durée : les trémors non volcaniques. Un grand merci également à Pascal Bernard pour m'avoir accept e à ses côtés à l'IPGP dans le cadre de cette étude. Tous les deux m'ont encadr e pendant 4 mois. Bien qu'étant suivie, j'ai eu l'impression de faire ma propre recherche. Cela m'a souvent fait douter de mes capacités à mener et à continuer une recherche mais cela a été finalement très bénéfique pour moi. Ma volonté de poursuivre dans la recherche sismologique est forte et la perspective de la thèse est extrêmement motivante.

Je tiens également à remercier ici Geneviève Patau qui a été très patiente avec moi. En tant que 'gardienne' des données sismiques du CRLNET, je lui ai souvent demandé conseils. Merci   Geneviève Patau de m'avoir introduite à *PERL*! Ainsi j'ai pu progresser plus rapidement dans ma recherche.

Je remercie aussi Frédérick Boudin pour sa grande disponibilité et également pour m'avoir aid e lors de l'étude des données météorologiques.

Merci   Faisal Bekkouche lors des petits soucis informatiques. Merci   François Cornet et à Hélène Bellego, ma collègue de bureau... Je tiens finalement à remercier l'ensemble des chercheurs et personnels du laboratoire de sismologie de l'IPGP.

Et finalement, je remercie de tout coeur mes parents pour m'avoir encourag e et soutenue dans les moments de doutes mais aussi d'excitation qu'entraîne la recherche. Merci beaucoup...

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Sismicité de la Grèce et du golfe de Corinthe</b>	<b>2</b>
1.1 Cadre géodynamique . . . . .	2
1.2 Les études sismologiques du golfe de Corinthe . . . . .	2
<b>2 Analyse des données sismiques</b>	<b>5</b>
2.1 Le bruit de fond sismique . . . . .	5
2.1.1 Les études sur le bruit de fond sismique . . . . .	5
2.1.2 Origine du bruit . . . . .	6
2.2 Les données utilisées . . . . .	7
2.2.1 Les données sismiques . . . . .	7
2.2.2 Découpage des données . . . . .	7
2.2.3 Choix de filtrage des données . . . . .	8
2.3 La génération des enveloppes d'activité sismique . . . . .	9
2.3.1 Utilisation d'enveloppes d'énergie dans l'étude des tremors . . . . .	9
2.3.2 Application aux données de Corinthe : la fonction <i>enveloppe</i> de <i>SAC2000</i> . . . . .	9
2.4 Estimation du bruit sismique moyen . . . . .	12
2.4.1 Méthode de calcul du bruit sismique . . . . .	12
2.4.2 Application de la méthode aux données de Corinthe . . . . .	13
<b>3 Les autres données utilisées</b>	<b>15</b>
3.1 Les catalogues de sismicité . . . . .	15
3.2 Données de l'extensomètre . . . . .	16
3.2.1 Intérêt de l'extensomètre . . . . .	16
3.2.2 Traitement des données de l'extensomètre . . . . .	16
3.3 Pression et pluie . . . . .	18
3.3.1 Stations météorologiques . . . . .	18
3.3.2 Récupération des données météorologiques . . . . .	18
<b>4 Résultats obtenus pour les stations étudiées</b>	<b>19</b>
4.1 AIO . . . . .	19
4.1.1 Bruit de fond sismique d'origine anthropique . . . . .	19
4.1.2 Variation saisonnière du bruit de fond sismique . . . . .	20
4.2 ALI et PSA . . . . .	24
4.2.1 Caractéristiques des stations ALI et PSA . . . . .	24
4.2.2 Observations sur les données du bruit . . . . .	25
<b>5 Et les tremors ?</b>	<b>29</b>
5.1 Tremors non volcaniques . . . . .	29
5.2 Tremors constatés dans le golfe de Corinthe . . . . .	30
5.2.1 Etude préliminaire sur AIO . . . . .	30
5.2.2 Etude faite sur ALI et PSA . . . . .	31

<b>6 Discussion et perspectives de recherche</b>	<b>34</b>
6.1 Amélioration des données météorologiques . . . . .	34
6.2 Compléments dans l'analyse des données sismiques . . . . .	35
6.3 Perspectives . . . . .	35
<b>Conclusion</b>	<b>37</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>38</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>39</b>

# Introduction

Au cours de mon stage à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), j'ai principalement étudié le bruit de fond sismique enregistré par les stations installées dans le golfe de Corinthe, près de la ville d'Aigion, dans le cadre du *Corinth Rift Laboratory* (CRL). J'ai mené ma recherche sur les conseils de Hélène Lyon-Caen et de Pascal Bernard. Le but de ce stage a été de quantifier le niveau de bruit sismique au cours du temps et d'étudier d'éventuelles corrélations de celui-ci avec un ensemble de données sismologiques et météorologiques.

Le golfe de Corinthe est considéré comme le domaine extensif le plus actif d'Europe. De nombreuses études européennes sont menées actuellement dans cette région, tant dans le domaine de la tectonique, de la géomécanique, de la circulation des fluides que de la sismologie. L'activité sismique de la zone d'étude est remarquable de part le nombre d'évènements et la fréquence de séismes modérés.

Le bruit de fond sismique a été longtemps peu utilisé en sismologie ; l'orientation des recherches favorisant particulièrement l'étude des séismes. Cependant, depuis plusieurs années, les études en sismologie concernant le bruit sismique se multiplient tant dans le domaine de l'ingénierie civile que dans la recherche fondamentale. Dans le cadre de mon étude, l'observation des variations de bruit trouve son intérêt dans la compréhension des phénomènes autres que sismologiques pouvant agir sur les sismomètres du réseau : activités humaines, force du vent, pluviométrie, pression atmosphérique...

Durant ce stage qui a eu lieu du 6 février au 15 juin 2006, mon travail de recherche a consisté à une quantification du niveau de bruit de fond sismique basée sur une étude similaire à celle faite dans la recherche de tremors non volcaniques. La génération d'enveloppes d'énergie sismique a marqué la base de ma recherche. Le bruit de fond sismique dans le golfe de Corinthe a été étudié sur une période de temps allant de début octobre 2003 à la fin de l'année 2004 pour trois stations du réseau CRL-NET : AIO, ALI et PSA. Une partie de mon stage a également été consacrée à la recherche d'éventuels tremors non volcaniques dans la région. Ces derniers n'ont été découverts qu'en 2002 au Japon par Obara. Aujourd'hui de tels signaux sismiques ne sont présents que le long de zones de subduction (Philippines, Cascades, Mexique) et le long de la faille de San Andréas en Californie. Aucun tremor non volcanique n'a été observé aujourd'hui en zone extensive. Cependant, le golfe de Corinthe est très actif sismiquement et la présence de fluides est non négligeable. Ces caractéristiques pourraient être favorables à la présence de tremors.

Ce rapport commence par une présentation générale de la région d'étude puis de la démarche d'analyse des données sismiques du réseau CRLNET et des données météorologiques. Il se termine sur les résultats obtenus dans l'étude du bruit pour les trois stations et sur les premières observations concernant les tremors non volcaniques. Une partie de discussion sur la recherche menée et sur les perspectives de celle-ci le conclut.

# Chapitre 1

## Sismicité de la Grèce et du golfe de Corinthe

### 1.1 Cadre géodynamique

Le golfe de Corinthe (figure 1.1) est une des régions les plus sismiques d'Europe [Cornet et al., 2004]. Cette région peut être considérée comme le rift continental le plus rapide du monde. De part ces caractéristiques, le golfe de Corinthe est une zone d'étude extrêmement intéressante pour la physique des zones actives et pour le développement de méthodes d'étude du risque sismique.

Le rift de Corinthe sépare le Péloponnèse de la Grèce continentale [Cornet et al., 2004]. Il mesure environ 130 kilomètres de long et constitue un demi-graben orienté N110°E (figure 1.1). Le golfe fait 30 kilomètres de large à l'Ouest mais il n'excède pas 2,5 kilomètres à l'Est. Son extension est Nord-Sud pouvant atteindre 1.5 cm/an à Aigion. Le golfe est soumis à deux types de mécanismes [Cornet et al., 2004] :

- la subduction de la plaque Africaine au Sud de la Crête engendrant une extension arrière-arc.
- le jeu dextre de la faille Nord-Anatolienne au Nord de la Grèce. Le graben de Corinthe, comme le graben d'Evvia, accomode une partie de la déformation associée à la branche Sud de la faille Nord-Anatolienne.

L'activité tectonique est plus importante au Sud du golfe engendrant une côte Sud très rectiligne (figure 1.1). Le système de failles du golfe peut être séparé en 2 grandes zones Nord et Sud. Au Sud, elles sont très actives et à jeu normal, de direction N110°E, à pendage Nord. Au Nord, les failles normales sont moins actives, à pendage Sud. Les failles majeures de la région sont les failles d'Héliké, d'Aigion et Pirgaki. Elles semblent aboutir sur un niveau de décollement à faible pendage correspondant à la zone sismogénique sous le golfe de Corinthe.

### 1.2 Les études sismologiques du golfe de Corinthe

Le golfe de Corinthe est identifié comme un site majeur dans l'étude des tremblements de terre en Europe. Au cours des 35 dernières années, cinq séismes de magnitude supérieure à 5.8 ont été observés [Bernard et al., 2006]. Il est également constaté de fréquents essais sismiques, comme en 2004, ainsi que des tremblements de terre destructeurs découverts par la paléosismicité.

Depuis plusieurs années, de grands laboratoires et instituts de recherches européens se sont réunis dans l'étude de cette région particulière. Ils ont fondé le *Corinth Rift Laboratory* (CRL) en 1997 à Athènes [Cornet et al., 2004]. Le CRL a pour but principal d'étudier à travers des observations *in-situ* mais aussi par des expérimentations la mécanique de faille. Celle-ci est étudiée sous différents angles : sismicité, tectonique, circulation de fluides, géodésie... Le CRL est localisé autour de la ville d'Aigion, à environ 40 kilomètres de la ville de Patras [Cornet et al., 2004]. Il couvre une zone de 30 kilomètres

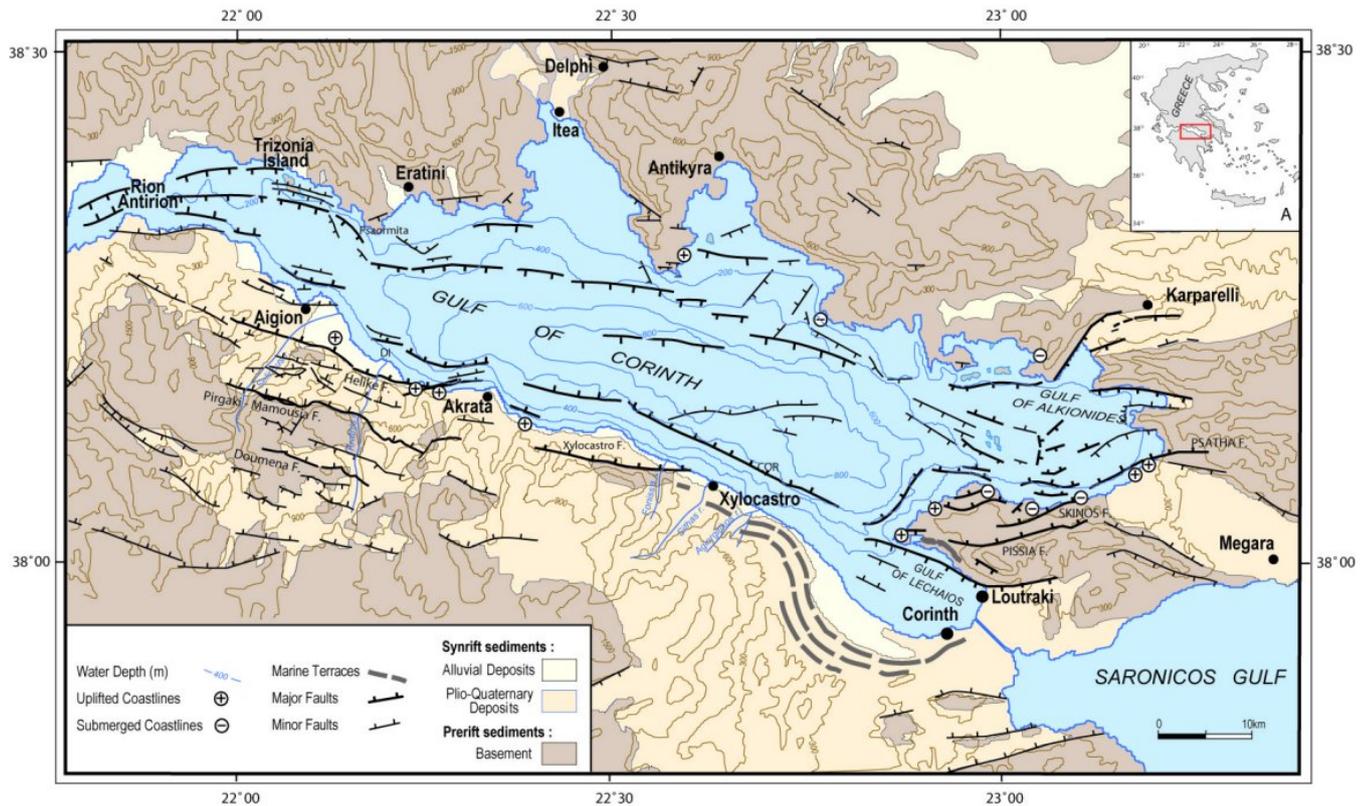


FIG. 1.1 – Carte structurale du Golfe de Corinthe [Moretti et al., 2004]

par 30, de part et d'autre du golfe. Le choix de cette région dans l'implantation de CRL s'appuie sur plusieurs points :

- les plus forts taux de déformation et de microsismicité du golfe
- l'absence de séismes majeurs (magnitude supérieure à 5.5) dans la zone
- le site correspond à la zone médiane du golfe soumise à un domaine d'extension pure.

Le CRL possède de nombreux réseaux d'instrumentation pour une étude complète de la région : sismomètres, extensomètres, marégraphes, stations GPS, anémomètres... Il est également à noter la présence de forages sur le réseau pour une meilleure compréhension de la structure géologique mais également des interactions fluides-faille comme c'est le cas à Aigion où un forage d'un kilomètre de profondeur traverse la faille.

Le CRLNET est le réseau sismologique du CRL (figure 1.2). Il est constitué de 12 stations sismologiques équipées de vélocimètres 2Hz [Lyon-Caen et al., 2004]. Sept stations sont installées sur la côte Sud du golfe tandis que cinq autres sont au Nord. Une telle répartition permet d'enregistrer la sismicité sous le golfe de Corinthe avec une précision de l'ordre du kilomètre nécessaire pour contraindre la géométrie des structures actives. Les sept stations au Sud du réseau sont installées dans des puits profonds de 60 à 130 mètres afin de limiter l'atténuation des ondes sismiques dans des sols peu consolidés et le bruit sismique dû aux activités humaines, relativement important dans la région d'Aigion [Bernard et al., 2006]. Les sismomètres enregistrent 125 points par secondes.

L'activité sismique principale du golfe se situe entre 4.5 et 11 kilomètres de profondeur, les 4 premiers kilomètres de la croûte étant asismiques. Comme le rift est très dissymétrique, à pendage principal vers le Nord, la profondeur des événements sismiques augmente vers le Nord. Cependant, il n'est pas évident de relier la sismicité avec les failles actives visibles en surface. Elle serait localisée dans une zone de déformation comprise entre 6 et 10 kilomètres [Lyon-Caen et al., 2004].

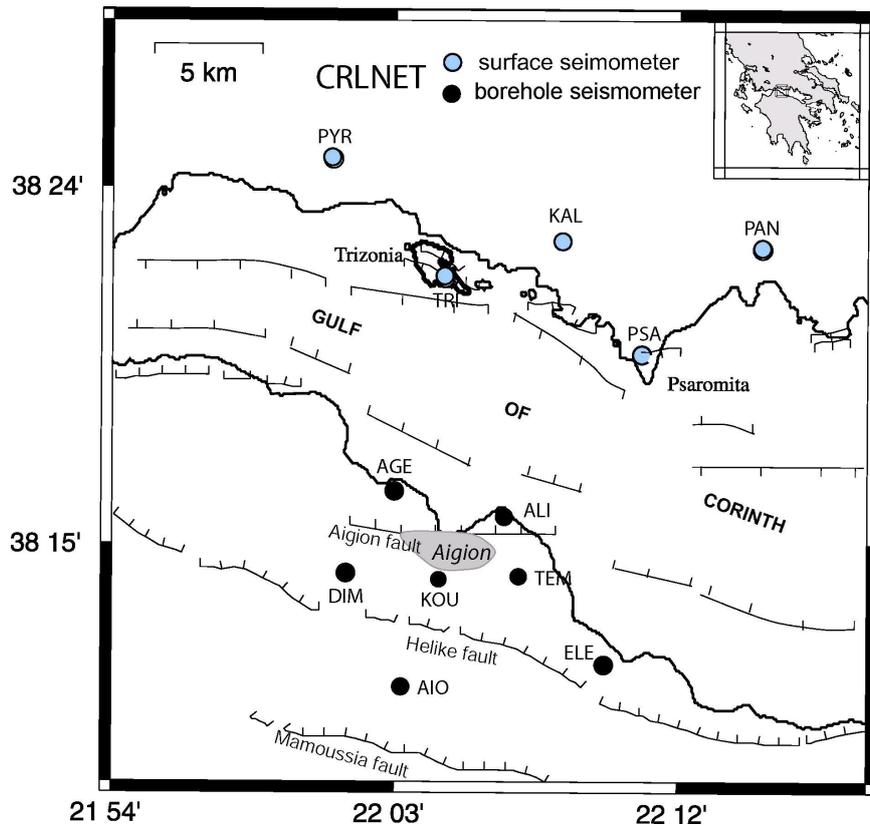


FIG. 1.2 – Réseau sismologique du CRLNET

# Chapitre 2

## Analyse des données sismiques

### 2.1 Le bruit de fond sismique

#### 2.1.1 Les études sur le bruit de fond sismique

Mon stage a eu pour but d'étudier les données sismiques du réseau CRLNET de la partie Ouest du golfe de Corinthe. Cette étude s'est essentiellement basée sur une caractérisation du bruit de fond sismique enregistré afin d'étudier d'éventuelles relations entre activité sismique et activités météorologiques et d'en déterminer son origine soit naturelle, soit anthropique ou même météorologique.

Les études de bruit de fond sismique se sont énormément développées aux cours des dernières années [Bonney-Claudet, 2004]. Elles ont, dans un premier temps, été plus qualitatives que quantitatives. Les premières observations du bruit de fond sismique ont commencé dès la fin du 19ème siècle avec l'expérience de Bertelli qui grâce à un pendule a montré une corrélation entre microséismes et variations de pression atmosphérique. Depuis, avec les progrès continus en sismologie, que ce soit dans l'élaboration de nouveaux appareils de mesure mais aussi dans les avancées considérables en informatique, les travaux sur le bruit de fond sismique sont devenus de plus en plus précis et poussés, que ce soit dans la compréhension de son origine (anthropique, météorologique, océanique) que dans la compréhension de sa nature.

Les nombreuses études récentes concernant le bruit de fond sismique abordent une large gamme de domaines sismologiques. En effet, beaucoup ont pour but l'étude des effets de site d'une région particulière [Bonney-Claudet, 2004]. Celles-ci cherchent à connaître la fréquence de résonance d'un sol et entre autre les propriétés des terrains constituant la couverture sédimentaire d'une région. Il s'agit essentiellement d'un microzonage de zones urbaines trouvant ses intérêts dans l'industrie et dans les développements des techniques parasismiques. Dans de telles études, une méthode, quoique toujours discutée, semble retenir l'attention du milieu scientifique ; il s'agit de la méthode du rapport H/V (rapport des composantes spectrales horizontales et verticale d'un signal). Cette méthode a été proposée et a été très diffusée au Japon dans un premier temps par des chercheurs japonais dans les années 1980 ([Bonney-Claudet, 2004] et [Fäh et al., 2001]).

D'autres scientifiques se sont intéressés au bruit de fond sismique pouvant trouver une origine autre que sismique. En effet, il a été démontré par plusieurs observations que du bruit de fond sismique pouvait avoir été généré par des phénomènes naturels tels que les courants océaniques, les précipitations, les variations de pression atmosphérique ou encore, et dans certains cas de manière significative, par le vent [Gutenberg, 1946]. De telles études ont été menées sur l'ensemble des continents, près d'océans comme en Californie [Stutzmann et al., 2001], au Colorado [Wilson et al., 2002] mais également en Italie [Cara et al., 2003] où le vent semble jouer un rôle majeur dans les variations de bruit sismique constatées et enfin, au Tibet [la Torre and Sheedan, 2005] où des variations diurnes dans l'activité sismique ont été observées ainsi que dans le réseau *GEOSCOPE* [Stutzmann et al., 2000].

## 2.1.2 Origine du bruit

Le bruit de fond sismique est encore relativement mystérieux et notamment son origine, bien que les scientifiques aient quelques pistes d'études. Ceci est principalement dû au fait que les études sismologiques ont été orientées, dès la mise en place des premiers sismomètres, vers l'étude des séismes majeurs et n'ont commencé que tardivement à considérer les microséismes, le bruit sismique et les trémors.

La source de bruit n'est pas unique. On entend par 'source de bruit' toutes les sollicitations qui sont susceptibles de créer des ondes sismiques autre que les séismes. Ces origines, comme on a commencé à entrevoir dans la partie précédente, peuvent être multiples mais également être des associations de plusieurs phénomènes : vent qui en faisant bouger les arbres peut générer des ondes sismiques dans le sol par le biais des racines, les vagues qui en arrivant sur les rivages avec plus ou moins de violence peuvent aussi être une cause de bruit sismique. On peut également lister dans les origines de bruit sismique les précipitations frappant le sol, etc. Cependant le bruit sismique peut être également déclenché par des phénomènes non naturels et non météorologiques. En effet, l'Homme, de part l'ensemble de ses activités, est susceptible de générer des ondes sismiques dans le sol. Un seul homme marchant à proximité d'une station sensible peut créer du bruit sismique. Les voitures, les trains, les forages, les machines, etc, sont autant de causes possibles. En zone urbaine, les activités anthropiques dépassent nettement les origines météorologiques dans la génération de bruit de fond sismique.

Il ne semble pas évident de pouvoir définir avec une grande précision, mais également de pouvoir classer, l'ensemble des possibles sources de bruit car elles peuvent avoir des effets cumulés les unes aux autres et donc former un 'bruit mélange'. Néanmoins, il semble possible de chercher à classer les origines du bruit par leur caractère naturel ou anthropique. Selon Sylvette Bonnefoy-Claudet [Bonnefoy-Claudet, 2004], la définition de l'origine du bruit va permettre d'utiliser deux termes majeurs s'opposant : microséisme et microtrémor ; le microséisme résultant d'une source d'origine naturelle contrairement au microtrémor qui serait alors d'origine anthropique. Cependant, il sera nécessaire de revenir sur ce terme de microtrémor et microséisme car selon certains auteurs, les microséismes sont des séismes mais dont la durée, la magnitude, l'amplitude, etc, sont inférieures à celles de séismes plus 'traditionnels'. Il en est de même avec les trémors et les microtrémors. Tout est alors question d'appréciation des phénomènes par les auteurs. Egalement, certains auteurs tels que Gutenberg et Asten ont cherché à mettre au point une classification des bruits en s'appuyant sur les domaines fréquentiels des signaux sismiques enregistrés. D'après eux, les sources d'origine naturelle provoquent des signaux dont les contenus fréquentiels ne dépassent que très rarement les 5 Hz (figure 2.1).

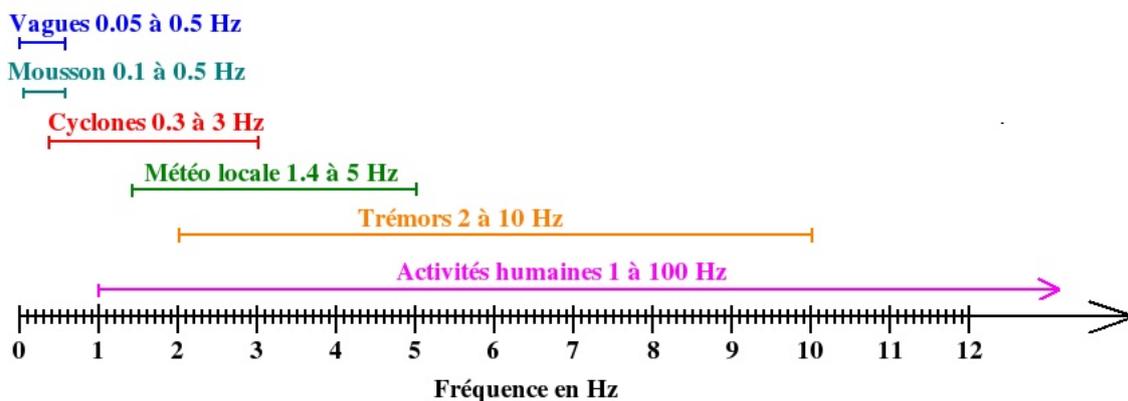


FIG. 2.1 – Echelle des domaines fréquentiels des origines de bruit sismique  
*Classement des origines de bruit en fonction de leur contenu fréquentiel d'après Gutenberg et Bonnefoy-Claudet ([Gutenberg, 1946], [Bonnefoy-Claudet, 2004])*

Outre l'origine du bruit sismique pas toujours bien définie, la nature du bruit pose également

problème. En effet, quelles sont les ondes qui composent les microséismes et les microtrémors? Pour l'ensemble des chercheurs, le bruit se compose d'ondes de surface. Il semble cohérent que les vibrations du sol en surface engendrées par les activités humaines ou par l'activité météorologique locale correspondent à des mouvements d'oscillation du sol, c'est à dire des toutes premières couches du sol, et donc sont susceptibles d'être similaires à des ondes de surface engendrées lors de séismes. Cependant, une question intervient à nouveau : 'De quel type d'onde de surface s'agit-il?'. D'après les études faites sur le sujet et dont la synthèse a été faite entre autre par Sylvette Bonnefoy-Claudet au cours de sa thèse en 2004 à Grenoble [Bonnefoy-Claudet, 2004], le bruit serait un mélange des ondes de Rayleigh et des ondes de Love mais pourrait aussi contenir des ondes de volume.

## 2.2 Les données utilisées

### 2.2.1 Les données sismiques

Pour mettre en évidence et étudier le bruit de fond sismique dans le golfe de Corinthe, j'ai utilisé les données sismiques des stations du réseau CRLNET et essentiellement une des 12 stations, la station AIO, située la plus au Sud du réseau. Celle-ci est jugée par les partenaires du projet CRL comme la meilleure dans la qualité des données enregistrées. En effet, contrairement à la plupart des autres stations du réseau, elle est installée dans un socle calcaire, à 130 mètres de profondeur, ce qui entraîne une faible atténuation des ondes sismiques ainsi qu'une faible amplification de celles-ci en surface. L'ensemble des autres stations sismiques est situé quant à lui dans des terrains sédimentaires plus meubles, moins bien consolidés de type conglomérats, à l'exception des stations situées au Nord du golfe de Corinthe qui sont quant à elles sur le calcaire mais en surface. Dans le cadre de ce stage, j'ai particulièrement étudié les stations AIO, ALI et PSA (figure 1.2).

Les stations enregistrent en continu. Cela crée une large bibliothèque de données sismiques entreposée à l'IPGP et copiée à Toulouse, essentiellement par Geneviève Patau de l'IPGP. Le traitement de celles-ci se fait essentiellement à partir du logiciel *SAC2000* [Goldstein, 1998]. Les données contenues dans les CD sont brutes, n'ayant pas été au préalable traitées par un quelconque filtrage. Cependant, il est à noter ici qu'elles ont posé quelques problèmes dans leur exploitation. Certaines périodes sont vides de données; ceci étant dû principalement à des problèmes de lecture des CD.

### 2.2.2 Découpage des données

Les données sismiques enregistrées sur les CD étant continues, il a fallu dans un premier temps déterminer un moyen pour les extraire et ensuite les étudier. Dans mon cas, j'ai cherché à étudier des périodes de bruit. Suite à mon expérience passée lors d'un précédent stage au *Berkeley Seismological Laboratory* où j'ai étudié les trémors non-volcaniques de la région de Parkfield en Californie, j'ai décidé de baser mon étude sur celle déjà menée à Berkeley. En effet, le but de ce stage est d'étudier le bruit sismique avec les données météorologiques mais il concerne aussi la recherche d'éventuels trémors non-volcaniques dans la région. En considérant des fichiers longs d'une journée, je pouvais avoir une vision globale de l'activité sismique de la journée et aussi l'optique de mettre en évidence l'activité diurne du bruit sismique. De plus, les fichiers d'une journée ont également pour avantage de pouvoir être relativement vite exploitables grâce à une rapide manipulation des données. A noter également qu'en plus du fait de donner une vision générale de l'activité sismique, les fichiers de période d'un jour ont pour autre avantage de permettre une rapide sommation des données pour obtenir des résultats sur le long terme. Ainsi au cours de mon stage, j'ai pu constituer une base de données importante allant de octobre 2003 à décembre 2004. Le début d'année 2004 étant marqué par une considérable crise sismique dans la région, il a été intéressant d'étudier les variations de bruit avant, pendant et après cette période de crise.

Dans un premier temps, je n'ai considéré que les données des composantes verticales comme l'avait fait Obara lors de son étude des trémors non-volcaniques [Obara, 2002]. Néanmoins, il a été jugé intéressant d'étudier l'ensemble des 3 composantes sismiques (verticale et horizontales) pour avoir une

vision plus précise du bruit et également pour étudier la possible prédominance d'une composante par rapport à une autre. De plus, le bruit de fond sismique pouvant être un mélange d'ondes de surface, les composantes horizontales seraient alors plus sensibles que la composante verticale qui est plutôt sensible aux ondes de volume et en particulier de l'onde P bien que les ondes de Rayleigh soient aussi importantes sur la composante verticale.

### 2.2.3 Choix de filtrage des données

Les données sismiques peuvent être visualisées à l'aide du logiciel *SAC2000*. Cependant, j'ai utilisé en parallèle de *SAC* un autre logiciel beaucoup plus adapté en terme de visualisation à l'écran des données sismiques. Il s'agit de *PQL*. L'activité sismique au cours du 23 juillet 2004 (figure 2.2) montre une forte variation d'offset. Cette dernière est toujours présente dans les fichiers de données brutes sur un jour. La figure 2.2 ne présente pas un cas particulier. Cette forte variation d'offset est fortement réduite voire nulle lorsque l'on étudie des petits fichiers de données comme c'est le cas lorsque l'on pointe les séismes déclenchés par exemple.

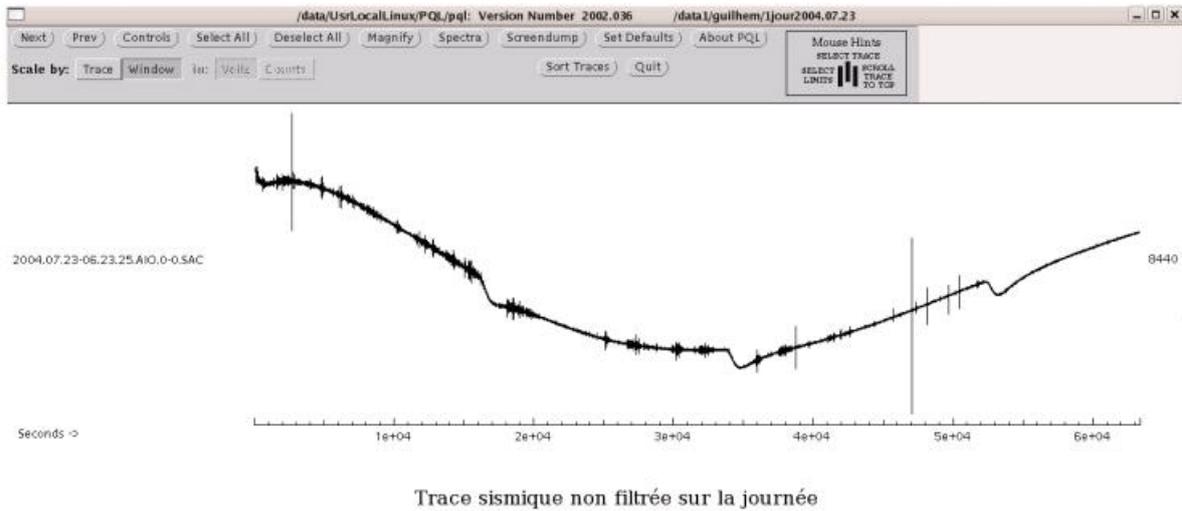


FIG. 2.2 – Exemple d'une trace non filtrée sur une période d'une journée entière (86400 secondes) Il s'agit des données sismiques brutes de la station AIO pour le 23 juillet 2004. Cette figure montre l'activité sismique sur la journée entière dans laquelle on peut constater des périodes plus ou moins actives. Le temps indiqué est le temps universel (TU) soit une différence de 3 heures avec l'heure officielle grecque en été. Chacun peut remarquer une forte variation d'offset au cours de cette journée typiquement présente sur toutes les données brutes de longue durée

Dans un premier but de recherche de possibles trémors, j'ai effectué une étude spectrale sur certains signaux pouvant éventuellement ressembler à des trémors comme ceux présents en Californie ou au Japon. On reviendra par la suite sur cette question de recherche de trémors. D'après les articles publiés sur les trémors non-volcaniques ([Obara, 2002], [Nadeau and Dolenc, 2005], [Ohmi and Obara, 2002]), il ressort que les signaux appelés trémors sont étudiés dans le domaine fréquentiel allant du hertz à la dizaine de hertz. En ce qui concerne les signaux de type 'trémors' observés à AIO, les analyses spectrales montrent des domaines allant d'environ 2 Hz à 8-9 Hz. Les données de Corinthe ont été alors filtrées à l'aide d'un filtre passe-bande de type Butterworth entre les bornes 2 et 8 Hz. Un tel filtre a ainsi pu annuler l'effet de offset mais également a rendu meilleur la lisibilité de l'ensemble de l'activité sismique.

De plus, il est à noter ici que cette gamme de fréquence correspond, suivant la classification de Gutenberg, aux domaines des bruits ayant pour origine les trémors volcaniques (et non-volcaniques

observés depuis), les conditions météorologiques locales et l'activité humaine. Un tel filtrage permet donc de garder l'ensemble des origines possibles de bruit que l'on cherche à étudier.

## 2.3 La génération des enveloppes d'activité sismique

### 2.3.1 Utilisation d'enveloppes d'énergie dans l'étude des trémors

Afin d'étudier au mieux les données sismiques du golfe de Corinthe, j'ai cherché à reproduire des enveloppes d'énergie sismique comme cela est fait dans l'étude des trémors au Japon [Obara, 2002], en Cascades [Melbourne and Webb, 2003] et en Californie [Nadeau et al., 2005]. Les enveloppes d'énergie ont pour avantage majeur de représenter très clairement l'ensemble de l'activité sismique sur une période de temps donnée. La visualisation des données à l'aide de *SAC2000* et de *PQL* est une étape très importante dans l'étude sismologique mais elle prend beaucoup de temps à elle seule, d'où l'intérêt des enveloppes d'énergie sismique. Une enveloppe d'énergie sismique est un graphe présentant l'activité sismique sur une certaine période de temps (dans notre étude, sur un jour) en fonction de l'amplitude relative de chaque signal. Obara, Nadeau [Nadeau and Dolenc, 2005] et encore Ohmi [Ohmi and Obara, 2002] ont utilisé les enveloppes d'énergie représentant le root-mean-square des données sismiques, d'où l'appellation parfois utilisée dans la bibliographie de *RMS envelope*. Les enveloppes du mouvement du sol sont définies comme l'amplitude maximale du mouvement sur une fenêtre de temps donnée. L'enveloppe d'un sismogramme est le résultat de la combinaison des enveloppes du bruit ambiant, des ondes P, des ondes S ainsi que des autres phases [Cua, 2005] :

$$E_{observed}(t) = \sqrt{E_P^2(t) + E_S^2(t) + E_{ambient}^2}$$

où :

- $E_{observed}(t)$  = enveloppe du mouvement de sol observé
- $E_P^2(t)$  = enveloppe des ondes P
- $E_S^2(t)$  = enveloppe des ondes S et des phases suivantes
- $E_{ambient}^2$  = bruit ambiant sur le site

La figure 2.3 montre à la fois sur l'enveloppe RMS calculée et sur les données sismiques filtrées deux trémors non-volcaniques observés dans la région de Parkfield au cours de l'année 2003. Les trémors étant des signaux longs dans le temps et d'amplitude supérieure au bruit sismique mais tout de même inférieure à celle des séismes apparaissent sur les enveloppes d'énergie comme un paquet d'ondes sismiques. Il est alors possible de faire une reconnaissance très rapide des différents types de signaux sismiques contenus dans les données. En effet, les enveloppes d'énergie ne servent pas uniquement à reconnaître les trémors. Etant donné qu'elles sont calculées sur une journée entière de données, toute l'activité sismique est prise en compte : séismes, microséismes, trémors mais également le bruit de fond sismique. Sur de telles figures, les séismes sont également très aisément reconnaissables car étant de très forte amplitude par rapport au reste des signaux sismiques mais très courts dans le temps, ils apparaissent comme une ligne verticale atteignant un très fort niveau d'amplitude RMS.

La figure 2.4 présente l'ensemble des enveloppes d'énergie calculées pour chaque station du réseau de Parkfield en Californie. On se rend compte que l'enveloppe d'énergie est un très bon indicateur, dans un premier temps qualitatif, du niveau de bruit de fond sismique enregistré à chaque station, et notamment de l'activité sismique diurne ou non dans les données.

### 2.3.2 Application aux données de Corinthe : la fonction *envelope* de *SAC2000*

En ce qui concerne les données de Corinthe, j'ai cherché à calculer les valeurs RMS sur une série temporelle d'une journée à l'aide de *SAC2000*. J'ai tenu en effet à garder à l'esprit une étude sismologique temporelle et non pas spectrale contrairement à beaucoup d'études concernant le bruit sismique. Une étude temporelle a pour avantage de mettre en avant les variations diurnes non négligeables mais également de faciliter par la suite la comparaison des données sismiques et les données météorologiques.

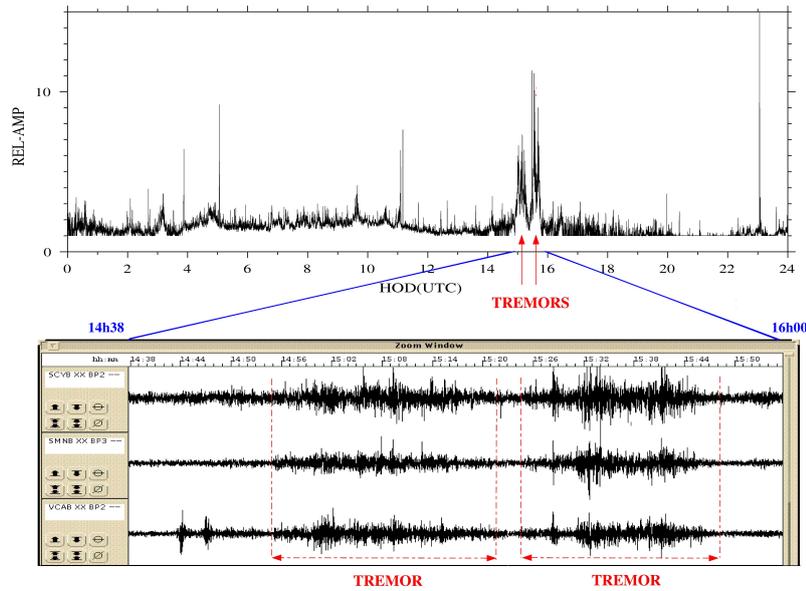


FIG. 2.3 – Cas de trémors représentés à la fois sur un sismogramme et sur une enveloppe d'énergie. La partie supérieure présente une enveloppe d'énergie journalière sur laquelle on note la présence de deux importants trémors non-volcaniques observés à Parkfield, Californie. Le graphe inférieur présente ces deux trémors sur les sismogrammes de 3 stations du réseau de Parkfield. Ces deux trémors font partie des plus importants trémors observés jusqu'à maintenant dans la région de Parkfield. On peut remarquer qu'ils durent entre 20 et 30 minutes chacun. Sur cette figure, on peut aussi voir les variations du bruit de fond sismique local. [Nadeau et al., 2005]

Dans les fonctions de *SAC2000*, j'ai découvert la fonction *envelope*. Cette dernière permet également de calculer des enveloppes d'énergie sismique à la différence des enveloppes RMS sur la transformée de Hilbert qui est un outil mathématique intéressant d'étude de signaux.

La transformée de Hilbert [Cua, 2005] d'une fonction  $f(x)$  est définie telle que :

$$F(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(x)}{t-x} dx$$

On peut également écrire la transformée de Hilbert comme une convolution :

$$F(t) = \frac{1}{\pi t} f(x)$$

qui peut être évaluée comme le produit de la transformée de  $f(x)$  avec  $-i \cdot \text{sgn}(x)$ , où :

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} -1 & \text{si } x < 0 \\ 0 & \text{si } x = 0 \\ 1 & \text{si } x > 0 \end{cases}$$

Ainsi la transformée de Hilbert peut être considérée comme un filtre qui simplement change les phases de tout le contenu fréquentiel par  $-\pi/2$  radians. Un signal 'analytique'  $Y(t)$  peut être construit à partir du signal réel  $y(t)$  :

$$Y(t) = y(t) + j * h(t)$$

où,

- $Y(t)$  est le signal analytique construit à partir de  $y(t)$  et de sa transformée de Hilbert
- $y(t)$  est le signal d'entrée

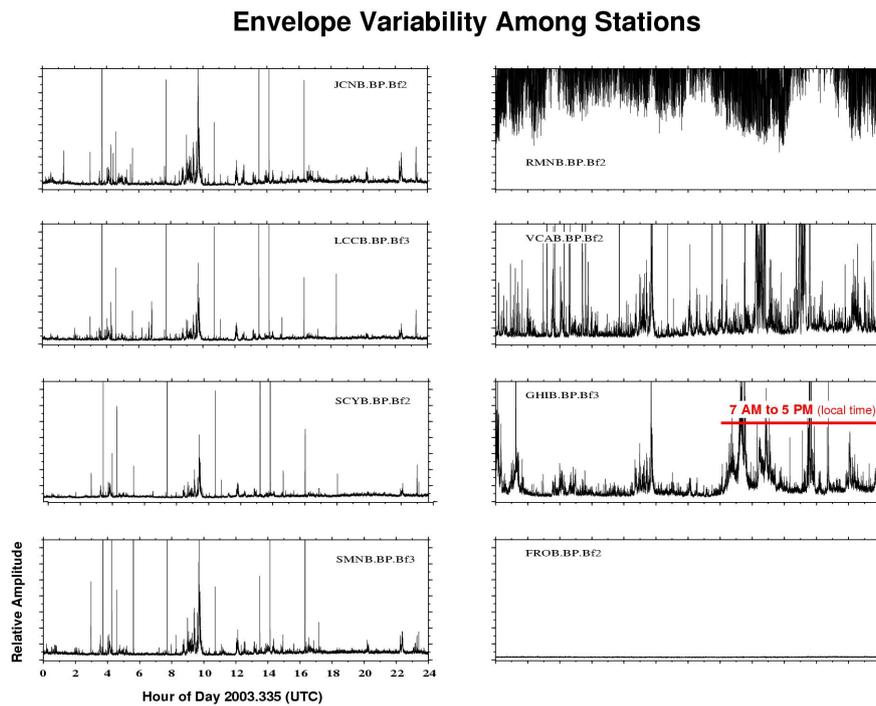


FIG. 2.4 – Variation du signal sismique pour les enveloppes des stations du réseau de Parkfield. Cette figure présente la variation du signal sismique obtenue sur l'ensemble des stations du réseau local de Parkfield. Il est à noter l'influence anthropique du signal sur certaines stations comme GHIB qui montre un signal diurne. RMNB et FROB montrent également un disfonctionnement durant cette journée contrairement à JCNB, LCCB, SCYB, SMNB qui présentent des signaux sismiques similaires et sur lesquelles il est possible de reconnaître les trémors et les séismes ayant lieu durant le jour considéré [Nadeau and Dolenc, 2005].

–  $h(t)$  est la transformée de Hilbert du signal d'entrée

Les parties réelle et imaginaire peuvent être exprimées en coordonnées polaires comme :

$$Y(t) = A(t) \exp j\psi(t)$$

où,

–  $A(t)$  est 'l'enveloppe' ou l'amplitude du signal analytique

–  $\psi(t)$  est la phase du signal analytique

La fonction 'enveloppe' de SAC calcule directement le paramètre  $A(t)$  correspondant à l'amplitude du signal obtenue par transformée de Hilbert.

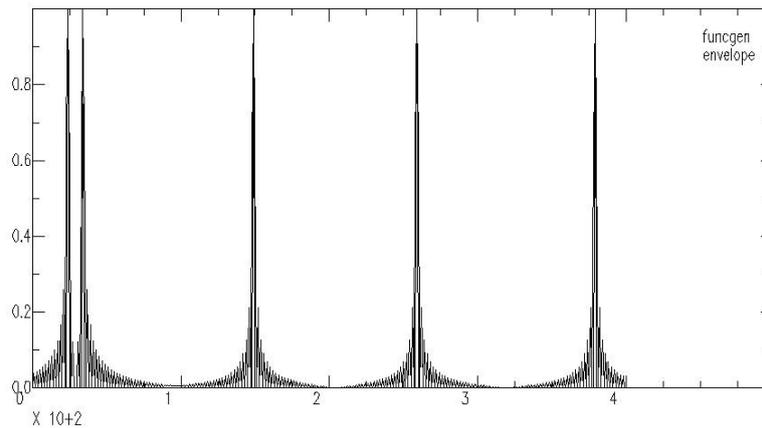


FIG. 2.5 – Application de la fonction *enveloppe* à une suite de diracs

*Ce graphe représente une suite de diracs placés à plusieurs intervalles : 25, 35, 150, 260 et 380 sur un total de 500 points et leur enveloppe correspondante. On constate que l'enveloppe calculée à partir de la fonction *enveloppe* de SAC2000 est très semblable au signal lui-même malgré quelques oscillations résultant de la transformation de Hilbert utilisée. Il s'agit donc bien d'une 'enveloppe' du signal au sens propre du terme.*

Plusieurs tests de la fonction *enveloppe* ont été faits dont celui présenté sur la figure 2.5. La figure 2.6 permet de comparer le signal sismique d'une journée à partir d'une trace non filtrée et de l'enveloppe d'énergie correspondant.

## 2.4 Estimation du bruit sismique moyen

### 2.4.1 Méthode de calcul du bruit sismique

Cependant à partir de ces données temporelles, il a fallu déterminer un moyen d'obtenir une valeur moyenne du bruit sismique sur la période de temps considérée ; c'est à dire dans notre cas, il fallait déterminer le bruit sismique moyen journalier. Le problème a été que la valeur du bruit sismique que l'on souhaitait obtenir pouvait être erronée suivant l'activité sismique de la journée. En effet, les séismes, même s'il s'agit d'événements très brefs dans le temps, ont une amplitude bien plus importante que le niveau moyen de bruit. Cette forte amplitude de plusieurs ordres supérieure au niveau du bruit est susceptible de perturber une valeur moyenne d'amplitude du signal sismique journalier qui pourrait être considérée comme le niveau moyen de bruit sismique. Nous avons cherché à détecter de façon automatique les séismes afin de les éliminer des données à traiter. Nous avons cherché à calculer le rapport des composantes verticale sur horizontales (rapport V/H) dans le domaine temporel. Pour cela la moyenne quadratique des composantes horizontales a été calculée. Cependant cette méthode ne donne aucun résultat probant et n'a pas été prise en compte par la suite. Pour contrer l'ambiguïté

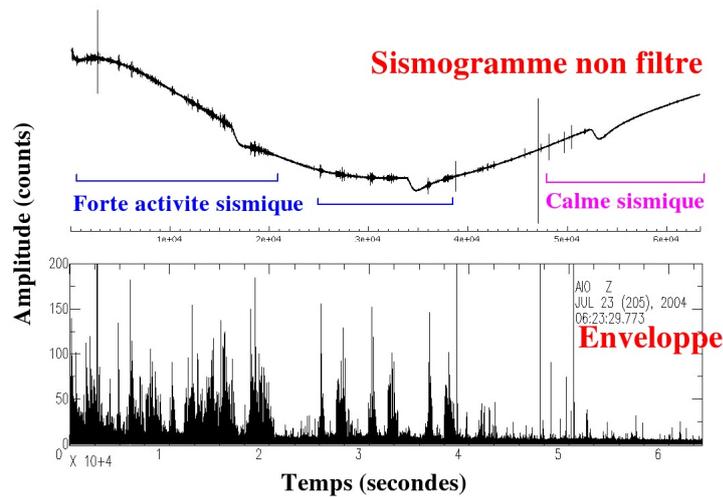


FIG. 2.6 – Comparaison d’une trace sismique non filtrée et d’une enveloppe d’énergie  
*Ce graphe présente la relation entre une trace non filtrée qui montre des périodes plus ou moins actives sismiquement et son équivalent en enveloppe d’énergie calculée à l’aide de la fonction envelope. Chacun peut constater l’équivalence du signal entre ces deux représentations. Les périodes de calme sismique correspondent aux périodes où l’enveloppe d’énergie montre les plus faibles amplitudes alors que lorsque l’activité sismique est soutenue, l’enveloppe est alors bien plus visible avec de fortes valeurs.*

due à la présence de séismes, il a été judicieux de calculer le logarithme naturel des données des enveloppes d’énergie. Cela permet ainsi de réduire l’influence des séismes sur l’ensemble des données sismiques journalières. La valeur moyenne du log des données de la journée a ensuite été utilisée comme référence du niveau sismique moyen. Une vérification visuelle a été effectuée pour apprécier la cohérence du résultat obtenu par rapport aux sismogrammes. Une fois vérifié que les différentes étapes du calcul étaient correctes, l’ensemble de la méthode a été compilée sous *PERL* pour un résultat plus rapide.

#### 2.4.2 Application de la méthode aux données de Corinthe

Une fois la méthode élaborée pour le calcul du bruit sismique, de premiers tests ont été faits sur les données de la station AIO. Sur la base des enveloppes journalières, il apparaît que l’activité sismique globale est très dépendante de l’activité anthropique avec une forte activité durant la journée et une nette diminution de celle-ci la nuit. Il a donc fallu couper les données journalières afin de perfectionner l’étude. Ainsi, nous avons défini une période de nuit et une période de jour, la nuit se partageant en matin, c’est-à-dire entre minuit et environ 6h du matin, et en soir (de 20h à minuit).

Il est également nécessaire dans ce but de distinguer une saison estivale et une autre hivernale. La Grèce, comme de nombreux pays et en particulier la France, obéit à un changement horaire : en heure d’été et heure d’hiver. L’activité anthropique est fortement dépendante de ces changements et cela est visible dans les données sismiques. La figure 2.7 rassemble une série d’enveloppes d’énergie mensuelles. Il s’agit d’un stack de chaque enveloppe sismique calculée pour certains mois de l’année. Cette figure présente la découpe faite des enveloppes pour distinguer les périodes été et hiver ainsi que les périodes calmes de la nuit et celles plus agitées du jour. Pour chaque jour étudié, 3 calculs de bruit de fond sismique ont été effectués pour chaque station. Ces 3 données de bruit permettent d’étudier plus profondément les variations du bruit.

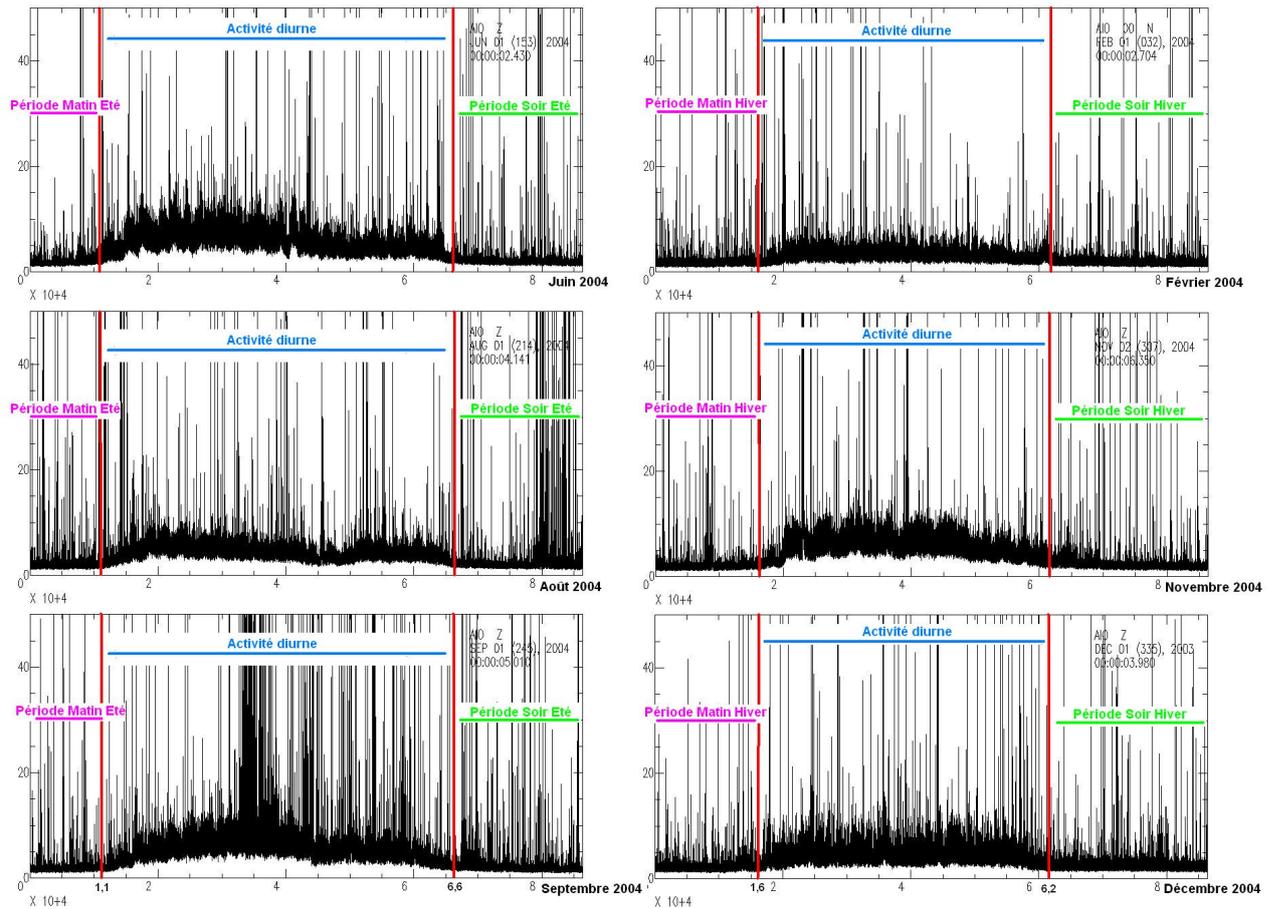


FIG. 2.7 – Comparaison des enveloppes mensuelles d'énergie sismique

Cette figure a pour but de comparer plusieurs enveloppes d'énergie chacune stackée sur un mois. Un tel graphe met en évidence la variation au cours de l'année de l'activité diurne visible sur AIO due principalement au changement horaire en Grèce. Cette figure a permis de considérer des périodes été et hiver dans l'étude en révélant l'activité anthropique à éliminer lors de l'étude du bruit.

# Chapitre 3

## Les autres données utilisées

Une fois calculé le bruit de fond sismique par la méthode détaillée dans la partie précédente, j'ai cherché à l'étudier à partir de données sismologiques mais également météorologiques de la zone d'étude afin d'analyser d'éventuelles relations avec les variations de bruit sismique.

### 3.1 Les catalogues de sismicité

Afin d'étudier les variations du bruit de fond sismique en fonction de la sismicité locale, j'ai utilisé le catalogue de sismicité du réseau du CRLNET mis en forme par Geneviève Patau à l'*IPGP*. Celui-ci se présente sous la forme d'un fichier où les séismes pointés sont rangés par jour, heure, longitude, latitude, magnitude, profondeur... Le catalogue de sismicité est constitué des séismes déclenchés qui ont été localisés automatiquement à l'aide d'un programme fait par Seid Bourouis. L'activité sismologique de la période d'étude, d'octobre 2003 à décembre 2004 et voire même quelque fois jusqu'en 2005, a été récupérée sous forme d'un fichier texte pour être utilisée en même temps que les données de bruit de fond sismique.

Cependant, comme j'ai pu le constater au cours de ce stage, le catalogue de sismicité du CRLNET est quelque peu incomplet par rapport au nombre de séismes observables sur une journée. Plusieurs explications à ce fait peuvent être avancées. Le catalogue du CRLNET ne contient que les séismes qui ont été localisés automatiquement et qui ne sont présents que dans le réseau. Or un grand nombre de séismes ayant été localisés en dehors du réseau ne sont ainsi pas pris en compte malgré le fait qu'ils soient très bien repérables sur les données. Ces derniers peuvent contribuer à l'augmentation du bruit de fond sismique. Ainsi, j'ai décidé de prendre en compte l'ensemble des séismes détectés par les stations du CRLNET même si ces derniers étaient hors du réseau. Ceci n'a pu être fait qu'à la fin de ce stage après en avoir pris connaissance auprès de Geneviève Patau.

Un troisième catalogue de sismicité a également été considéré dans l'étude. Il s'agit du catalogue de *Institute of Geodynamics* attaché au *National Observatory of Athens* qui regroupe l'ensemble des séismes répertoriés en Grèce, de magnitude supérieure à 2 sur l'échelle de Richter. Bien sur, la région d'étude est très active sismiquement mais avec des magnitudes souvent inférieures à 3 ou même 2. Ce dernier catalogue ne correspond donc pas à proprement parlé à l'étude effectuée ici mais il trouve son intérêt dans une possible explication d'une variation de bruit constatée qui pourrait être relative à l'occurrence d'une fort séisme plus lointain mais dont les répercussions seraient constatées dans le golfe de Corinthe. Ce catalogue est accessible en ligne sur le site web du *NOA* [NOA, 2001].

## 3.2 Données de l'extensomètre

### 3.2.1 Intérêt de l'extensomètre

Sur l'île de Trizonia, dans la partie Nord du golfe de Corinthe, est installé un extensomètre dans un puit, à 150 mètres de profondeur [Bernard et al., 2006]. Les données de ce dernier sont acquises en continu à une fréquence de 5 Hz et relevées tous les 3 mois environ. Elles sont minutieusement étudiées dans le but de détecter de possibles déformations transitoires liées à l'ouverture et à la sismicité du rift [Bernard et al., 2004].

L'extensomètre étant un appareil servant à étudier les variations de déformation du puit dans lequel il est installé, il est notamment sensible, lors de périodes calmes sismiquement ou géologiquement, à des phénomènes externes et en particulier au vent. En effet, le vent peut engendrer des mouvements du sol détectables par l'extensomètre. Il peut en effet faire bouger les arbres, rochers . . . qui par le biais de racines ou de chutes va se répercuter par des mouvements du sol. Il s'agit ici de déformations très faibles, de l'ordre du nanostrain, dues essentiellement aux seiches du golfe. Ces déformations peuvent être visibles une fois que le signal principal est filtré de la marée terrestre et maritime. L'extensomètre est ici utilisé comme un moyen d'obtenir des informations sur le vent car il n'existe pas pour la période d'étude de mesures directes du vent (force et direction).

### 3.2.2 Traitement des données de l'extensomètre

Un marégraphe de courte période a été installé sur l'île de Trizonia, à environ 30 mètres du puit de l'extensomètre. Il enregistre les oscillations du golfe, les seiches. Une étude comparative des données de ces 2 appareils de mesure a été faite au préalable et a montré que celles-ci étaient très proches, dans le domaine fréquentiel comme le montre la figure 3.1 obtenue par Frédérick Boudin et Pascal Bernard en 2005.

A partir de ce que l'on observe sur la figure 3.2, on constate la présence de plusieurs pics dans le domaine fréquentiel étudié. Ces derniers sont à corrélérer directement à des directions de la déformation et donc dans notre cas, aux directions du vent. Plusieurs directions du vent peuvent être repérées. Cependant, elles ne correspondent pas toutes à notre étude. Il est ainsi possible de reconnaître les mouvements d'oscillation du golfe, donc un mouvement Est-Ouest pour les plus grandes périodes. Les plus hautes fréquences correspondent à des déformations très locales qui sont dues à des mouvements entre la côte Nord du golfe et l'île de Trizonia et par là même à des vents locaux. Dans notre étude, sachant que les stations du réseau sont disposées de part et d'autre du golfe, il nous est nécessaire de considérer des données dont le contenu fréquentiel est plus grand que les mouvements oscillatoires Est-Ouest du golfe mais inférieur aux mouvements locaux de l'île. Sur la figure 3.2, on remarque que le domaine fréquentiel qui nous intéresse est situé entre  $10^{-3}$  et  $5.10^{-3}$  Hz (soit entre 1000 et 200 secondes). L'ensemble de cette étude de caractérisation des domaines fréquents des différents types de seiches a été mené par Frédérick Boudin et Pascal Bernard (communications personnelles).

Connaissant le domaine fréquentiel des données qui nous intéressent permettant de délivrer une information indirecte sur la force du vent dans la région d'étude, il est alors possible de traiter les données de l'extensomètre. J'ai utilisé les données brutes que Frédérick Boudin avait récupérées et classées. L'extensomètre étant numérique, les données sont elles aussi numériques et elles ont pour unité le digit. Il a donc été nécessaire de les convertir en déformation, grandeur sans dimension, ici appelée nanostrain. Une fois obtenues les données de l'extensomètre en nanostrain, leur traitement est identique à celui des données sismiques. Elles ont été filtrées entre les bornes précédemment citées, entre  $10^{-3}$  et  $5.10^{-3}$  Hz. Ensuite a été calculé le log des données et obtenue la valeur moyenne journalière et de nuit.

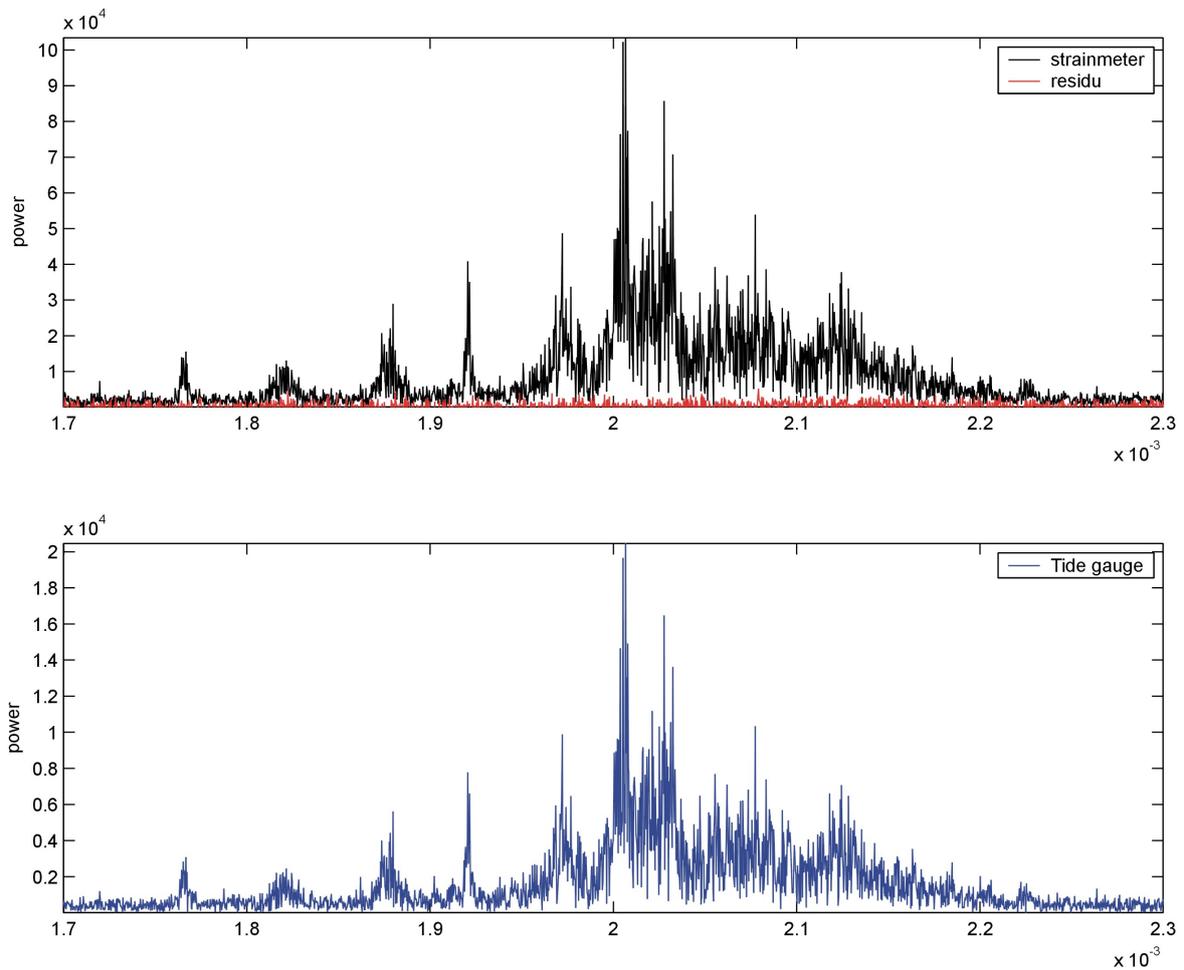


FIG. 3.1 – Comparaison des spectres fréquentiels du marégraphe et de l’extensomètre de Trizonia. Le spectre du haut correspond à celui du signal de l’extensomètre tandis que celui du bas correspond à celui du marégraphe. Chacun peut constater une forte similarité entre les deux signaux. Sur le graphe de l’extensomètre, la courbe en rouge est le signal résiduel du spectre de l’extensomètre une fois supprimé l’effet des marées. Il existe une très forte corrélation entre extensomètre et marégraphe, ces deux instruments de mesure étant installés sur l’île de Trizonia [Bernard et Boudin, communications personnelles].

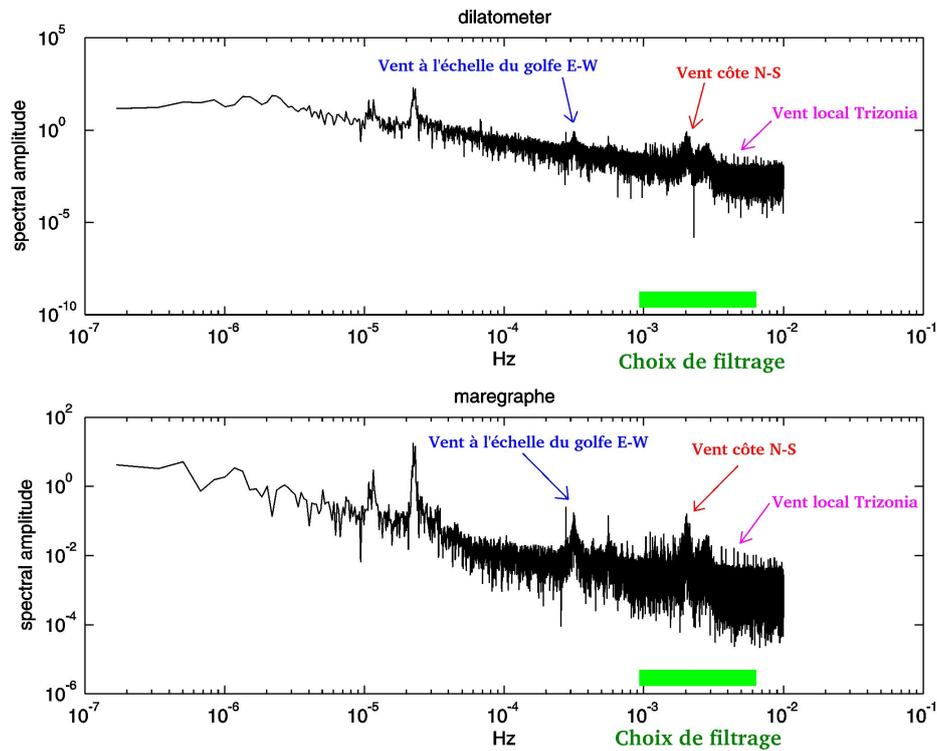


FIG. 3.2 – Choix du filtrage des données de l'extensomètre

### 3.3 Pression et pluie

#### 3.3.1 Stations météorologiques

Pour compléter mon acquisition de données externes, ou météorologiques, j'ai pris en compte les données de pression et de pluviométrie enregistrées au sein du CRL. Le CRL dispose actuellement d'au moins deux stations météorologiques. La première est basée sur l'île de Trizonia dont l'installation s'échelonne entre 2004 et 2006 et qui mesure actuellement en continu la température de l'air, la pluviométrie, la pression atmosphérique, la direction du vent et sa vitesse. La seconde est située à Temini, sur la côte Sud du golfe. J'ai utilisé les données de pression et de pluviométrie de cette dernière qui ont été récupérées et archivées par Frédéric Boudin également. Il aurait été préférable d'utiliser les données de Trizonia car les enregistrements sont continus et surtout plus précis pour l'étude du vent à l'aide d'un anémomètre digital. Mais ces derniers n'ont commencé qu'en 2005.

#### 3.3.2 Récupération des données météorologiques

L'échantillonnage des données de pluviométrie est très restreint pour la période d'étude considérée (du 01/10/2003 au 31/12/2004). En effet, elles ne couvrent que 6 mois, du 20/12/2003 au 20/06/2004. Cela est particulièrement gênant lors d'une étude détaillée de l'influence des phénomènes météorologiques sur le niveau de bruit sismique. En ce qui concerne les données de pression, ces dernières sont au contraire très complètes. La pression est enregistrée avec un pas d'échantillonnage de 10 minutes, c'est à dire qu'il existe une banque de données importante de 144 échantillons par jour.

La pluviométrie et les données de pression atmosphérique ont été utilisées de la même manière. Il n'a pas été nécessaire de faire un calcul d'enveloppe ni de filtrage pour ces données. Cependant, la pression a été moyennée par période d'une journée pour avoir une vision plus globale de ses variations.

# Chapitre 4

## Résultats obtenus pour les stations étudiées

### 4.1 AIO

AIO est l'une des meilleures stations du réseau CRLNET. Cela vient du fait que le sismomètre est situé en profondeur, environ 130 mètres sous terre directement posé sur le calcaire. Il s'agit d'une station présentant un faible niveau de bruit général. Elle se trouve à l'extrême Sud du réseau sismique, à l'intérieur des terres.

#### 4.1.1 Bruit de fond sismique d'origine anthropique

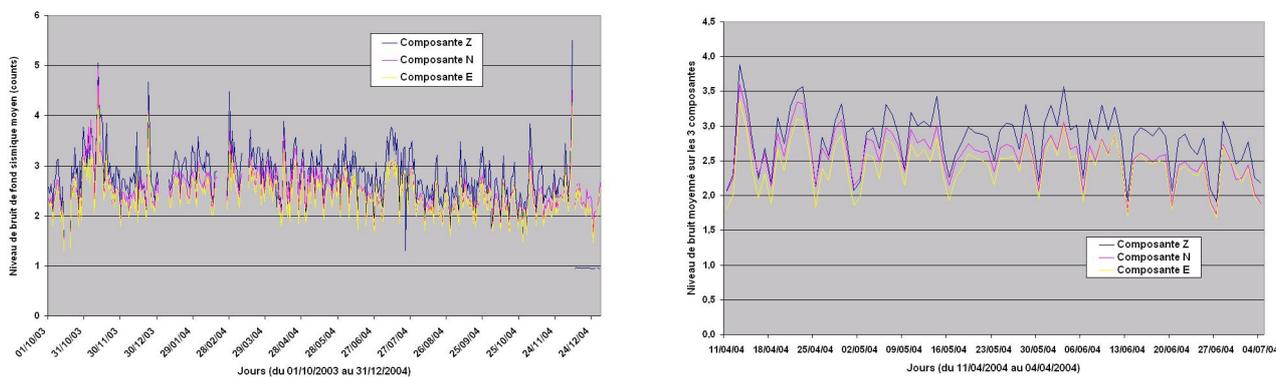


FIG. 4.1 – Variation du bruit de fond sismique pour la station AIO

La figure de gauche montre la variation du bruit de fond sismique journalier enregistré à la station AIO sur les 3 composantes Z, N et E du sismomètre. Celle de droite présente un zoom sur cette variation journalière mettant en évidence le caractère périodique du signal. Cette périodicité du signal est de 7 jours et chaque chute majeure du bruit de fond sismique correspond aux dimanches de cette période étudiée. Ce qui révèle une sensibilité fortement anthropique de la station.

La figure 4.1 présente la variation journalière du bruit observée à la station AIO entre octobre 2003 et décembre 2004. Sur ce graphe est représentée une valeur moyenne du bruit calculée sur les 24 heures de chaque jour considéré. En dehors de certains pics, le bruit de fond sismique est relativement constant au cours du temps, entre 2 et 3.5. Cependant, il apparaît une périodicité dans les données particulièrement visible de avril 2004 à juin 2004 comme le montre la figure 4.1. Ce zoom met en évidence la périodicité du signal constaté. Il est ici à noter que la chute du bruit sismique correspond à un jour de la semaine particulier, le dimanche. D'ailleurs, l'abscisse de la figure indique les dimanches pour une meilleure visibilité. A la suite de cela, il a été intéressant de faire un calcul du bruit moyen constaté pour les différents jours de la semaine sur l'ensemble de l'étude. Le résultat est présenté sur la figure 4.2. Chacun peut constater une chute du bruit évidente en fin de semaine à partir du ven-

dredi et ce jusqu'au dimanche. L'origine de cette variation de bruit apparaît clairement comme étant anthropique avec un maximum de bruit de fond sismique durant la semaine et un calme sismique au cours du week-end. Ceci montre qu'en dépit du fait que la station AIO est relativement retirée dans les terres, éloignée de la côte qui est le lieu majeur d'activité humaine de la région, elle reste sensible à l'activité humaine. Il existe une installation de broyage de cailloux à proximité ainsi qu'une route à forte circulation.

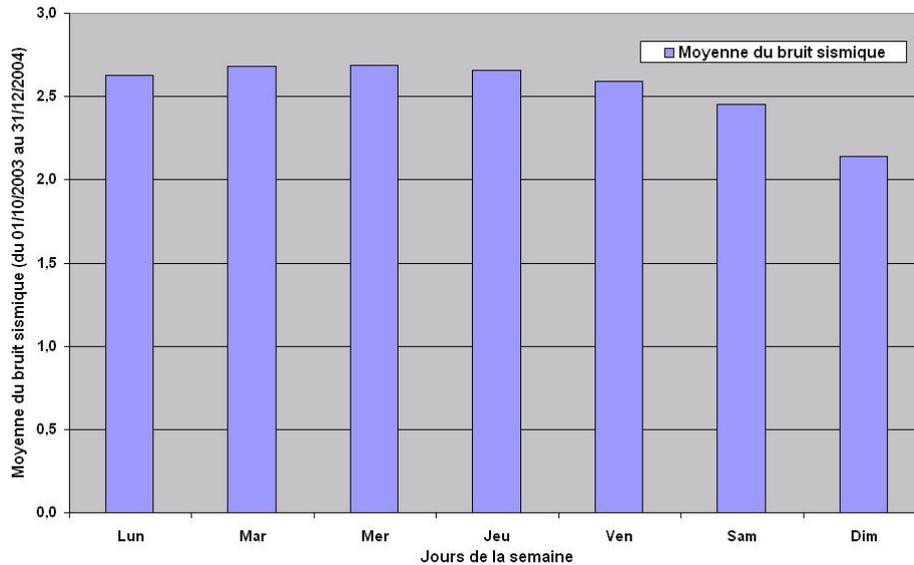


FIG. 4.2 – Stack du niveau de bruit enregistré à AIO en fonction du jour de la semaine. Ce stack du bruit sismique journalier a été effectué sur toute la période de l'étude, du 01/10/2003 au 31/12/2004. Il montre très clairement la chute du bruit constatée avec la figure 4.1 entre le vendredi et le dimanche avec un minimum de bruit pour ce jour-ci. Cette figure souligne de façon nette le week-end, donc un phénomène purement d'origine humaine.

Cette influence de l'activité anthropique sur les données de AIO avait déjà été aperçue sur la figure 2.7 qui avait permis de distinguer une période de jour calme (la nuit) d'une plus bruitée (la journée). Lors du traitement de données fait pour mettre en évidence les périodes de nuit et de jour, un fait a été constaté. Celui-ci n'a été vu que lors des mois d'été. Il s'agit d'un niveau de bruit sismique chutant en mi-journée, visible plus ou moins sur les stacks d'un mois effectués, et en particulier au cours du mois d'août (figure 4.3). En considérant l'heure locale grecque de ces périodes, il semble qu'il s'agisse de la tranche horaire 14h00-16h00. Une des explications qui semble être la plus probable s'appuie une nouvelle fois sur un caractère anthropique du signal sismique. Il pourrait en effet s'agir de la période de la sieste estivale. Ceci semble se constater également en juillet et septembre mais avec un peu moins d'importance cependant.

#### 4.1.2 Variation saisonnière du bruit de fond sismique

Le choix de la période d'étude donne la possibilité d'étudier l'influence ou non d'une activité sismique particulière dans la région d'Aigion. Les premiers mois de l'année 2004 sont marqués par une crise majeure de l'activité sismique et microsismique localisée dans le réseau CRLNET (figure 4.4). Précédemment, une activité diurne a été mise en évidence dans les variations journalières du bruit de fond sismique. Afin de ne pas prendre en compte l'activité anthropique lors de la tranche horaire 7h–20h, il devient nécessaire d'étudier la période nocturne. Le niveau de bruit de fond sismique moyen en période calme est inférieur d'un point à celui de la journée dans son entier et il est surtout relativement stable au cours du temps, entre octobre 2003 et décembre 2004. Cependant il présente une caractéristique qui n'avait pas été constatée précédemment, visible en la période nocturne.

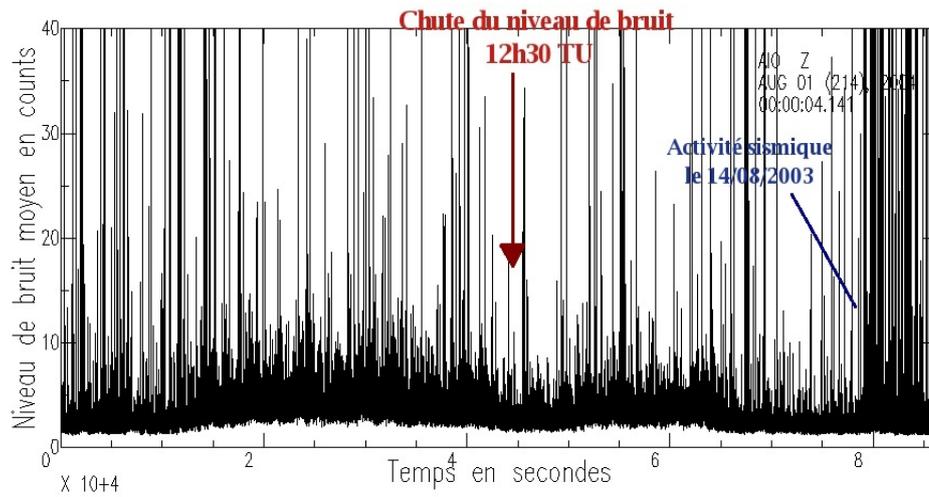


FIG. 4.3 – Stack des enveloppes d'énergie du mois d'août 2004

*Cette enveloppe correspond à une moyenne des enveloppes d'énergie générées pour le mois d'août 2004. Elle contient l'ensemble des signaux sismiques ayant eu lieu au cours de ce mois, ce qui la rend moins bien lisible qu'une simple enveloppe journalière. Cependant, il est remarquable le fait que l'on observe une période relativement calme en plein milieu de journée, et ce pour l'ensemble du mois, aux environs de 14–15 heures (heure locale).*

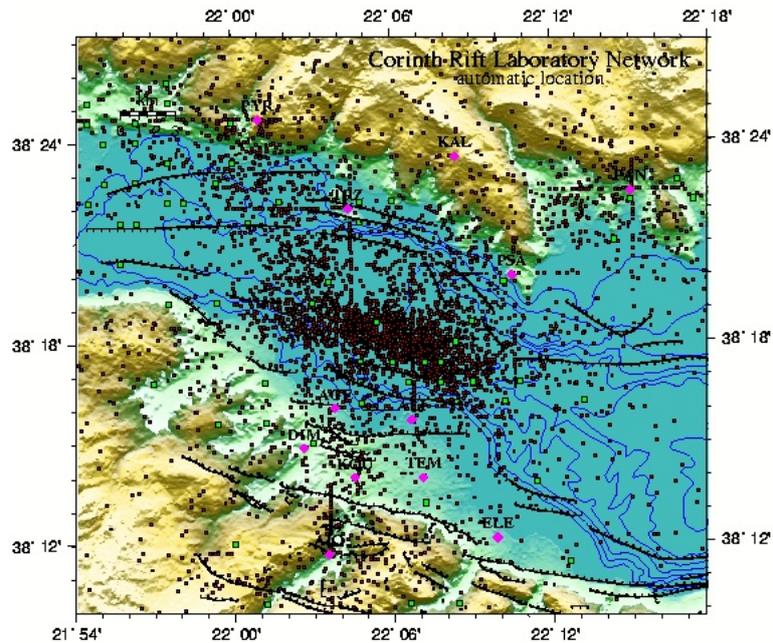


FIG. 4.4 – Localisation des évènements sismiques de 2003 à 2004

Les figures 4.5 et 4.6 montrent un bombement (2) du niveau du bruit de fond sismique particulièrement visible entre décembre 2003 et mars 2004. L'explication d'un tel bombement a tout d'abord semblé être relative au taux de sismicité locale et en particulier à l'émergence de la crise sismique de 2004 aux mêmes dates. Cependant, l'insertion des données du catalogue de sismicité du CRL ne semble pas en accord avec l'observation des variations du bruit sismique (figure 4.5). Il est notamment observable une série de pics d'activité sismique mais dont la répartition ne se corrèle pas avec le bruit.

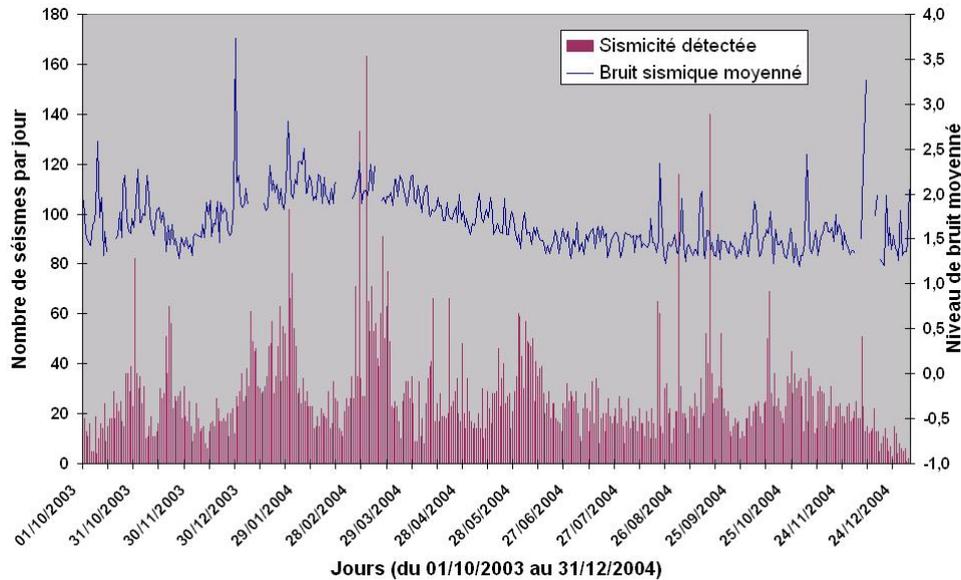


FIG. 4.5 – Variations du bruit de fond sismique à AIO et de la sismicité déclenchée

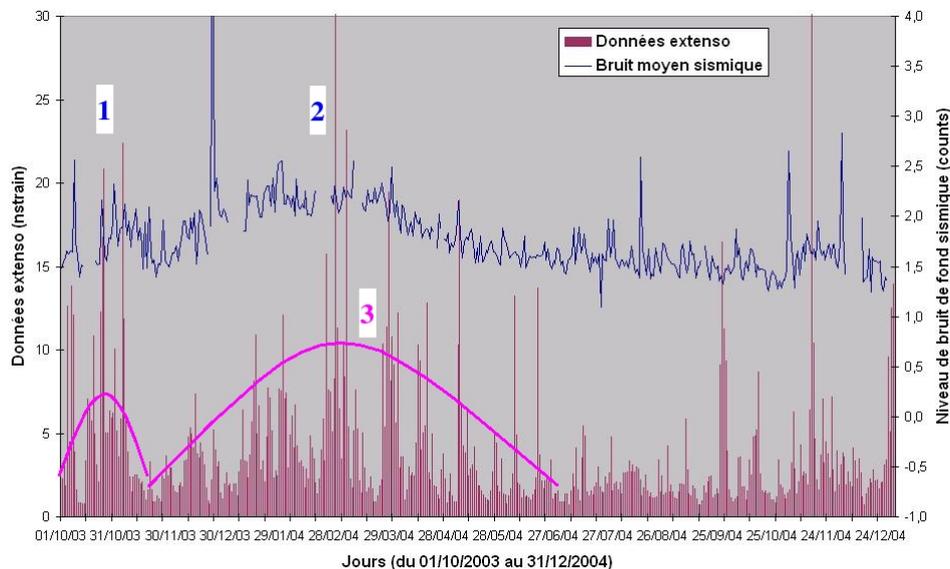


FIG. 4.6 – Variations du bruit de fond sismique à AIO et des données de l'extensomètre  
*Cette figure compare la variation de bruit sismique enregistrée en période SOIR avec celle des données de l'extensomètre installé sur l'île de Trizonia.*

La variation du bruit de fond sismique a également été mise en relation avec l'information détournée sur les seiches et donc sur le vent obtenue sur l'extensomètre présent à Trizonia. Sur la figure 4.6, nous pouvons constater que les 2 bombements (1 et 2) dans le bruit sismique semblent globalement correspondre aux moments où le vent montre le plus de force. Cependant l'augmentation du vent au

cours du principal bombement (3) n'est pas continue; elle montre des phases avec de fortes valeurs relatives à l'importance du vent sur le réseau suivies par d'autres de très faibles amplitudes. Le bombement visible sur les amplitudes de l'extensomètre est ainsi entrecoupé par des phases calmes qui ne sont pas visibles dans la variation du bruit sismique. L'idée du vent ayant une influence sur cette variation de bruit sismique constatée sur la station AIO ne semble pas expliquer complètement les observations faites.

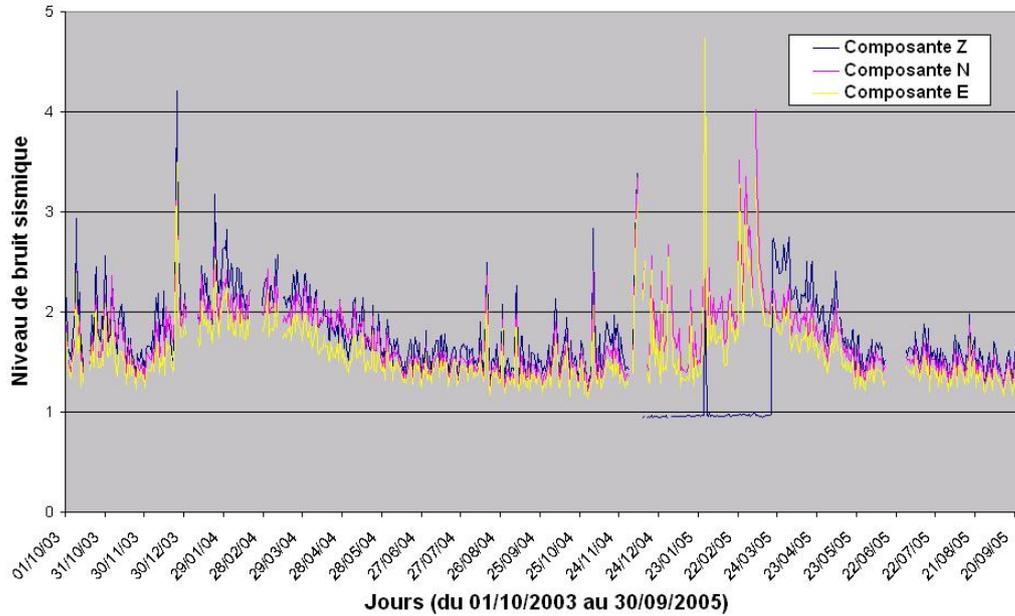


FIG. 4.7 – Signature d'un phénomène saisonnier mis en évidence sur AIO

*Ici est représentée la variation du bruit sismique d'AIO sur la période de temps allant du 01/10/2003 au 30/09/2005, soit sur une durée de 2 ans. On constate la présence d'un second bombement au cours de l'année 2005 semblable à celui de l'année 2004 au même moment. Il apparaît ainsi clairement que ces bombements ne sont pas dus à une augmentation du taux de sismicité local comme cela était envisageable en ne considérant que 2004, mais à un phénomène saisonnier, et en particulier hivernal.*

Ainsi ni la sismicité locale ni les données de l'extensomètre ne peuvent être corrélées aux variations du bruit constatées. Nous avons continué l'étude sur AIO pour l'année 2005 afin de mettre en évidence de possibles phénomènes identiques. L'étude d'AIO se poursuit donc sur une large période de 2 ans, du 1er octobre 2003 au 30 septembre 2005. La figure 4.7 présente le résultat obtenu dans les variations du niveau de bruit en période calme, c'est à dire la nuit. Une augmentation générale du bruit est également visible à la même période de l'année, de novembre à avril malgré le fait que la composante Z du sismomètre soit inopérante entre fin 2004 et début 2005. Or en 2005, il n'y a pas de crise sismique équivalente à celle de 2004 dans la région d'Aigion. Cette variation du bruit n'est donc pas relative à une variation du taux regional de tremblements de terre.

Les bombements constatés à la même période de l'année apparaissent comme des phénomènes saisonniers, surtout hivernaux. En hiver, le vent et la pluviométrie sont connus pour être plus conséquents qu'à d'autres périodes de l'année, même si les données de pluie sont particulièrement incomplètes à Temini. L'une des hypothèses qui semble la plus pertinente dans l'explication de ces bombements du bruit sismique serait relative à la présence d'une rivière à proximité immédiate (200 mètres) de la station. Le sismomètre se situe au niveau du lit de la rivière. En période hivernale, cette dernière est plus gonflée en eaux qu'en été. De plus, la fonte des neiges des sommets du Peloponnèse à la fin de l'hiver – début du printemps, rend la rivière plus importante et donc est susceptible de générer un bruit de fond sismique plus important.

Aucune autre explication ne semble aujourd'hui valable dans la mesure des connaissances et études faites. Le fait d'avoir une variation semblable d'une année à l'autre indique qu'il s'agit d'un phénomène saisonnier hivernal.

## 4.2 ALI et PSA

### 4.2.1 Caractéristiques des stations ALI et PSA

Les stations ALI et PSA sont intéressantes à étudier communément car elles sont situées de part et d'autre du golfe de Corinthe. Elles se font directement face, séparées uniquement par environ 7 kilomètres de mer. PSA est isolée de villes ou de grands ensembles d'habitations. Elle se situe à la pointe de Psaromita qui fait face à la ville d'Aigion, sur le calcaire, en surface. ALI se situe au contraire à 100 mètres de profondeur sur la côte Sud du golfe, qui est une région urbanisée. Ces 2 stations font partie des meilleures du réseau en dehors de AIO. PSA a été choisie pour son isolement géographique. ALI a été quant à elle choisie pour sa continuité des données sur la période de temps considérée. Elle a été préférée à la station TEM équivalente dans les niveaux de bruit à première vue car cette dernière présente des spikes sur les données des composantes Z et N de fréquence 1 seconde. Malgré le fait que son niveau global du bruit soit faible, ce qui en fait une très bonne station pour les études sismologiques basiques, la présence des spikes faussait à la hausse, même de façon minime, les valeurs du niveau de bruit sismique.

A la différence de la grande majorité des stations du réseau sismique du CRL, la station PSA est installée en surface, alors que ALI et AIO sont à environ 100 mètres de profondeur. Cela entraîne un niveau de bruit enregistré à PSA 5 à 20 fois supérieur à celui enregistré par les stations AIO et ALI (figure 4.8).

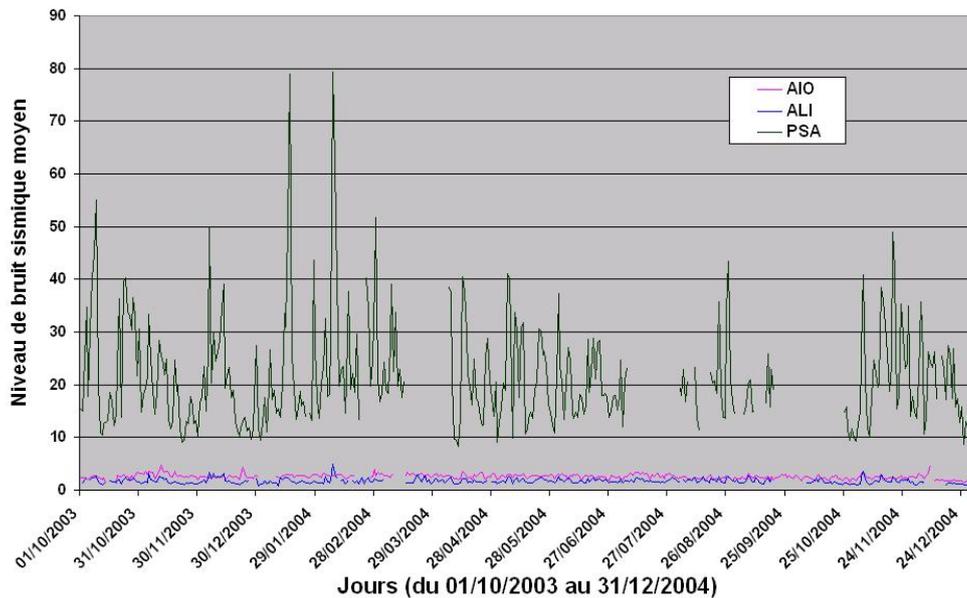


FIG. 4.8 – Comparaison des variations des niveaux de bruit pour les trois stations étudiées. Cette figure compare les niveaux de bruit enregistrés pour les 3 stations du réseau CRLNET étudiées. AIO et ALI sont très similaires quant à leur bruit sismique contrairement à PSA, au Nord du réseau qui est beaucoup plus bruitée, d'un facteur allant de 5 à 20 fois. Ceci est dû à l'emplacement des stations, en surface ou en profondeur.

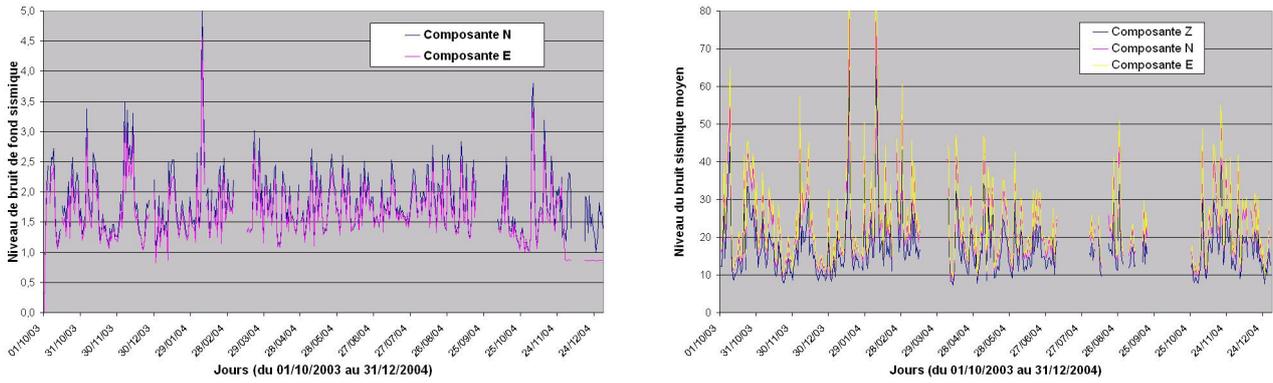


FIG. 4.9 – Comparaison du niveau de bruit journalier des stations ALI et PSA

La figure de gauche montre la variation du bruit de fond sismique journalier enregistré à la station ALI sur les deux composantes N et E du sismomètre, la composante Z ayant des dysfonctionnements lors de la période d'étude. Celle de droite représente le bruit sismique enregistré chaque jour à la station PSA. Malgré la différence dans l'amplitude du niveau de bruit, ces deux stations montrent un comportement différent de celui de AIO. En effet, les variations du bruit sont plus fortes d'un jour à l'autre alors qu'elles étaient relativement constantes au cours du temps pour AIO (figure 4.1).

#### 4.2.2 Observations sur les données du bruit

La figure 4.9 montre les variations du bruit journalières pour les 2 stations : ALI et PSA. Chacun peut constater que le comportement du bruit à ces stations sismiques diffère de celui d'AIO. Il y a en effet de fortes variations du bruit de fond sismique d'un jour à l'autre qui n'était pas visible sur AIO, plus continue au cours du temps que ALI et PSA dans ses données. De plus, il n'est pas constaté de variations du bruit périodique comme cela est le cas pour AIO. Il n'y a pas de diminution nette du bruit le week-end par rapport aux jours ouvrés de la semaine. L'activité anthropique est négligeable dans les facteurs d'origine de bruit sur ces 2 stations. Cela peut s'expliquer aisément pour PSA qui est isolée au Nord du golfe de Corinthe. Elle est ainsi moins sensible aux phénomènes anthropiques majoritairement issus de la côte Sud du golfe. Par contre, ALI ne semble pas non plus sensible à ce caractère alors qu'elle se trouve sur la côte Sud. Cela pourrait éventuellement s'expliquer par le fait qu'elle est plus proche de la mer que ne l'est AIO et donc à ce moment-là, elle est plus sensible aux effets des vagues/clapotis sur la côte qui peuvent couvrir les bruits d'origine humaine. De plus, contrairement à AIO, ces deux stations ne sont pas à proximité de routes passantes ni d'usine de broyage.

Egalement, contrairement à AIO qui montre un niveau de bruit de fond sismique plus important durant la journée que durant les périodes calmes de la nuit, PSA montre un niveau du bruit nocturne légèrement plus fort que durant la journée entière. L'une des hypothèses qui pourraient expliquer cette observation serait que PSA soit sensible à l'intensité du vent, d'autant plus qu'elle est en surface. Avec l'idée que le vent se lève le soir et qu'il s'atténue le matin et que PSA est effectivement sensible au vent, le niveau général du bruit de fond sismique serait effectivement plus important en période nocturne. Pour continuer dans la recherche de l'origine du bruit de fond sismique sur PSA, il convient de représenter simultanément les données sismiques et les données de l'extensomètre (figure 4.10).

La figure 4.10 montre que les variations entre les données de PSA et celles de l'extensomètre sont très similaires. Lorsque l'une des données est en phase croissante, l'autre l'est également et inversement, quand l'enveloppe de l'extensomètre chute, celle des données sismiques chute également. Pour que ces 2 données différentes aient des comportements communs, il faut qu'elles aient des origines communes ou alors que l'une soit gouvernée par l'autre. Parfois il est à noter que lorsque l'amplitude du bruit est importante, celle du vent est au contraire très faible, et inversement. Cependant, le comportement croissant ou décroissant est en général identique. Cela pourrait éventuellement s'expliquer par l'orientation du vent changeante que le capteur de l'extensomètre ne perçoit pas de la même manière et également d'après le filtrage fait. L'anisotropie du vent pourrait être une raison valable à cette

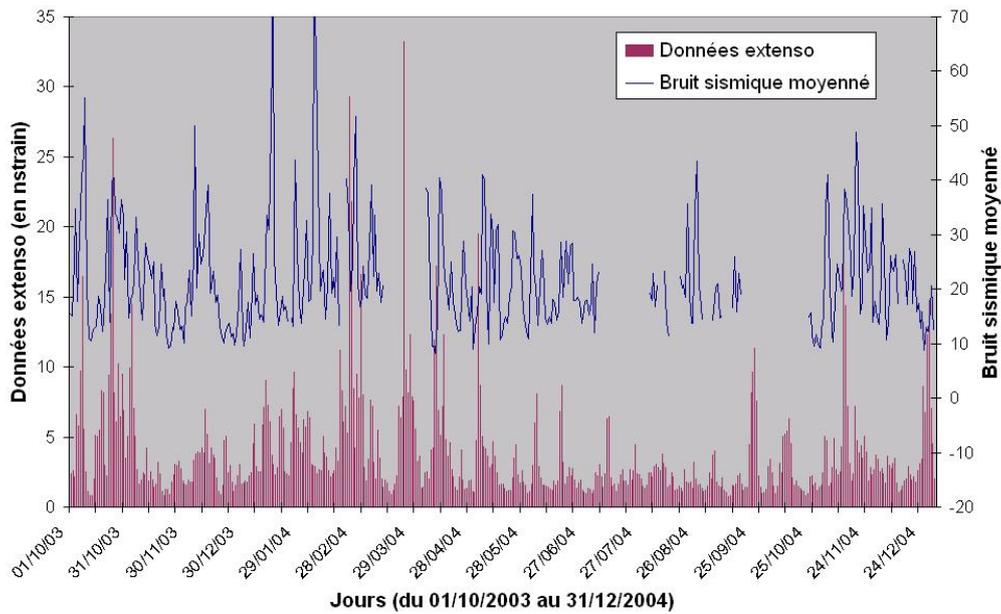


FIG. 4.10 – Comparaison de la variation du bruit sismique avec celles des données de l'extensomètre

observation.

ALI ne semble pas montrer de grandes variations du bruit de fond sismique durant la journée et durant la nuit contrairement à AIO et à PSA ; mais elle semble tout de même très légèrement plus bruitée durant la journée. Cependant, comme l'a montré la figure 4.8, PSA a un niveau de bruit bien plus élevé que les deux autres stations étudiées. J'ai alors voulu voir le comportement de ALI à la même échelle que PSA car peu d'informations n'apparaissent à première vue. Les valeurs du niveau de bruit de ALI ont donc été multipliées par un facteur 10 et ont été comparées aux données de PSA. Il en résulte la figure 4.11 sur laquelle l'on peut constater une très forte similitude dans les données de bruit de ces deux stations sismiques malgré le fait que PSA ait parfois des valeurs bien plus supérieures à celles de ALI. Le fait qu'elles réagissent dans leur niveau de bruit de fond de la même façon indique que ce dernier proviendrait de la même origine. L'extensomètre semble correspondre à ces variations. Le vent apparaît donc comme une source de bruit non négligeable pour ces stations. D'autant plus qu'étant de part et d'autre du bras de mer resserré du golfe, les stations ALI et PSA sont susceptibles d'être situées dans un 'couloir à vent' qui ainsi est favorable à un vent plus conséquent et à une influence sur le clapotis de l'eau plus importante. D'autres hypothèses peuvent être envisagées dans cette forte similarité des variations de bruit de fond sismique pour les deux stations. Le vent semble influencer. Mais on peut également penser que les marées peuvent avoir un effet sur le niveau de bruit même si elles sont de faibles amplitudes. Elles peuvent avoir un effet cumulé avec le vent. Des événements ayant eu lieu entre ces deux stations pourraient également agir sur le niveau de bruit : une augmentation de microséismes pour les jours à fort niveau de bruit, des éboulements de terrain dans le golfe...

Une lecture minutieuse des sismogrammes a été faite pour les jours où l'on observe les plus forts niveaux de bruit. Cette étude a consisté à comptabiliser la totalité des événements sismiques observables sur les données brutes de ces deux stations mais également pour AIO. Il en sort que ces journées sont très sismiques, d'un facteur 2 à 3 fois supérieur au nombre d'événements relevés dans le catalogue de sismicité du CRLNET. Il a en effet été repéré environ 60 à 70 séismes dont les temps d'arrivée des ondes P et S ont pu être lus pendant ces journées particulières. Également une même étude a été faite pour les jours précédents et suivants. Le taux de sismicité est variable mais toujours supérieur aux données des catalogues de sismicité. A partir des temps S-P, on peut classer les événements sismiques en fonction de leur distance aux stations : dans le réseau ( $S-P < 5$  sec), plutôt vers Patras à l'Ouest

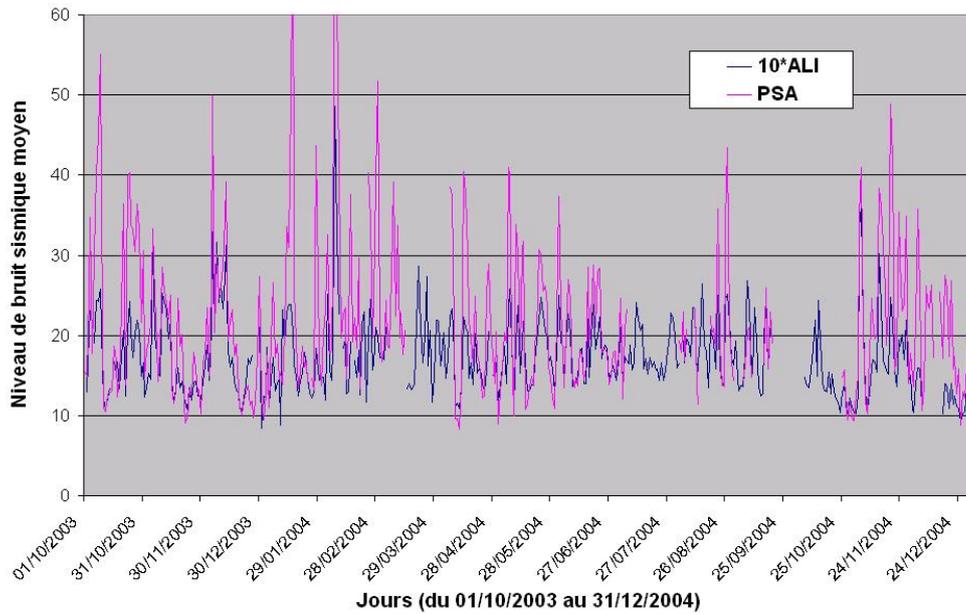


FIG. 4.11 – Similarité entre les données de bruit d'ALI et de PSA

Cette figure compare les niveaux de bruit enregistrés pour les 2 stations ALI et PSA, les données d'ALI étant multipliées d'un facteur 10. Il apparaît une évidente similarité dans les données de bruit de ces 2 stations. Ici sont représentées les données journalières, c'est à dire le bruit moyen calculé sur 24h. Il est à noter que ce comportement est également visible en période calme de la nuit.

du réseau ( $5 \text{ sec} < S-P < 10 \text{ sec}$ ) et plus lointains ( $S-P > 10 \text{ sec}$ ). Pour les quelques périodes de pics de bruit observés, il semble que l'activité sismique du golfe soit changeante. Peu de jours avant ceux de plus fort niveau de bruit, il est à noter que l'on constate une plus grande proportion d'activité sismique lointaine et autour de Patras que dans le réseau. Plus le bruit sismique augmente, plus l'activité microsismique dans le réseau s'intensifie et plus celle à Patras semble s'atténuer. Il semble y avoir des migrations d'essaims sismiques de Patras vers l'intérieur du réseau, à très faible distance de ALI et PSA, au moment des augmentations de bruit. Cependant, il n'apparaît pas clairement que l'activité microsismique soit la cause du fort niveau de bruit. En effet, certaines journées présentent un très faible niveau de bruit alors que le catalogue de sismicité indique plus de 100 événements pour ces périodes.

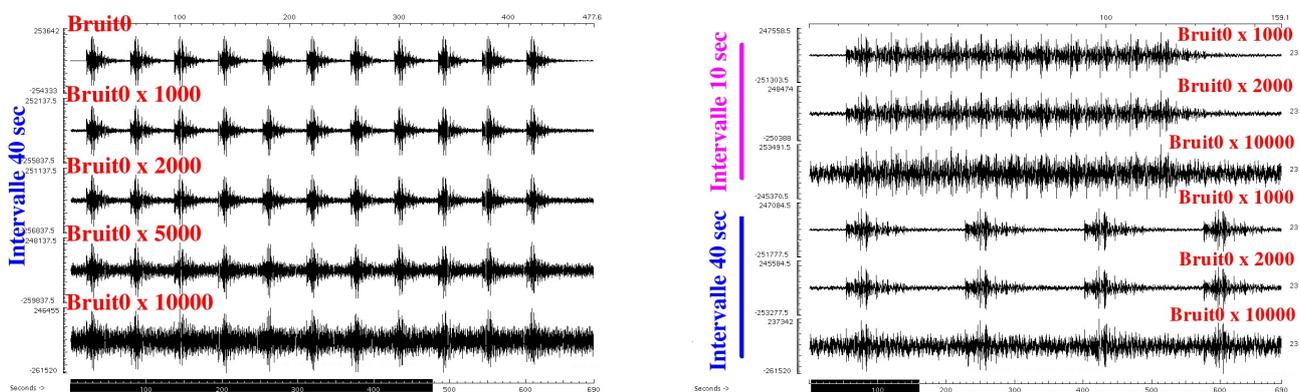


FIG. 4.12 – Jeu sur le niveau de bruit de fond sismique et sur l'intervalle de temps (10 et 40 sec)

A partir de ces observations, une autre hypothèse peut être proposée. Les jours fortement bruités, certains événements n'ont pas été comptabilisés car il n'était pas possible d'identifier l'arrivée des ondes P. De plus, il a été aussi repérable des 'paquets' d'ondes sismiques très brefs (quelques secondes)

qui pourraient également être des évènements sismiques non négligeables dans cette étude. On peut donc penser que le niveau de bruit gêne l'observation directe d'évènements qui par conséquent semblent moins nombreux. L'augmentation du bruit peut aussi résulter d'un grand nombre de petits évènements mais dont l'espacement dans le temps est très faible. Afin de vérifier cette hypothèse, j'ai sélectionné un évènement de magnitude 3.3 dont le signal sur bruit était excellent. En jouant sur l'augmentation du bruit de fond sismique et sur l'intervalle de temps entre les séismes, on peut se rendre compte de l'influence de chaque paramètre dans la lecture des évènements sismiques sur les sismogrammes et également sur le niveau de bruit sismique moyen qui en résulte. La figure 4.12 montre le jeu fait sur la variation d'amplitude du bruit de fond sismique sur un séisme de magnitude 3.3 et également sur l'apparence de ce dernier en fonction de sa répétition dans le temps. A partir d'un certain intervalle de temps (10 sec comparé à 40 sec), les évènements forment des 'paquets' d'ondes sismiques dans lesquels il n'est pas possible de repérer les ondes P et S des séismes.

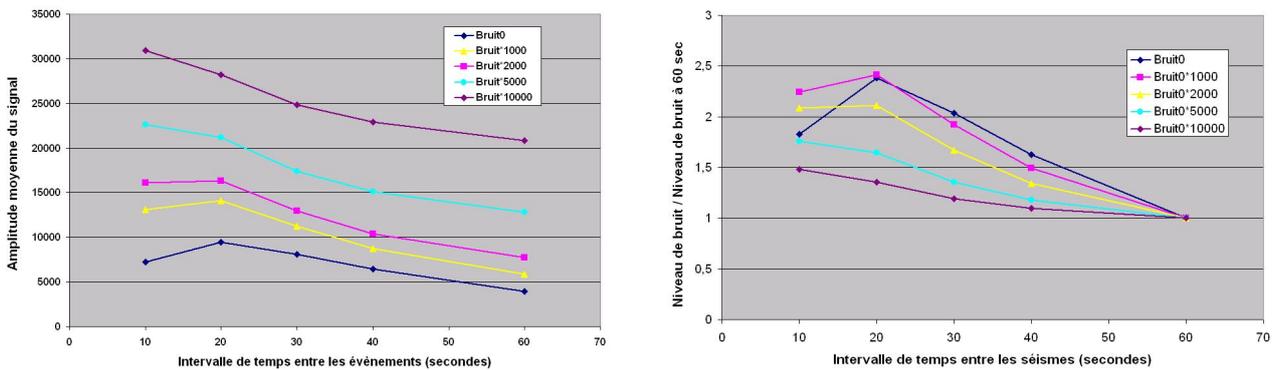


FIG. 4.13 – Variation du bruit de fond sismique en fonction de l'espacement dans le temps des séismes. L'étude s'est basée sur un ensemble de 11 séismes espacés différemment dans le temps (10, 20, 30, 40 et 60 sec). Le graphe de gauche présente les variations du bruit sismique obtenues pour de tels espacements. La figure de droite montre les rapports des niveaux de bruit calculés par rapport au niveau de référence pris à 60 sec. Sur un fichier de même longueur, un espacement de 10 sec revient à multiplier par 3.5 le nombre de séismes, par environ 2.5 pour 20 sec, par environ 2 pour 30 sec et par 1.4 pour 40 sec d'intervalle entre les évènements par rapport à 11 séismes espacés de 60 sec.

La figure 4.13 montre que plus les séismes sont proches dans le temps, plus ils engendrent de bruit. Cela veut également signifier qu'un grand nombre d'évènements très peu espacés engendre plus de bruit de fond que quelques autres plus espacés mais aussi bien mieux lisibles sur les sismogrammes pour un même niveau de bruit initial. Le graphe de droite de la figure 4.13 présente les rapports des niveaux de bruit par rapport à un niveau de bruit de référence à 60 sec. Celui-ci permet d'étudier l'influence du nombre d'évènements sur le bruit de fond sismique engendré. En effet, un intervalle de 10 sec entre les séismes revient à multiplier par 3.5 le nombre d'évènements et par 1.4 pour 40 secondes d'intervalle par rapport à un intervalle de 60 sec. Il en résulte que le bruit de fond peut être augmenté par un facteur pouvant aller jusqu'à 2.5 quand les évènements sont nombreux et peu espacés. Or une telle variation dans le niveau de bruit sismique est observée pour les stations AIO, ALI et PSA entre les jours très bruités et ceux avec un très faible niveau de bruit. Ainsi, on peut penser que des crises sismiques avec des évènements très brefs et rapprochés dans le temps soient à l'origine de pics de bruit observés pour ces stations. Egalement, plus le niveau de bruit initial imposé augmente, plus le rapport signal sur bruit diminue.

# Chapitre 5

## Et les trémors ?

### 5.1 Trémors non volcaniques

Comme chacun aura pu le constater au cours de la lecture de ce rapport, la sismologie est l'étude des tremblements de terre mais également de l'ensemble des ondes sismiques d'origine naturelle ou anthropique ou météorologique qui se propagent dans la Terre. Les trémors non volcaniques sont des signaux sismiques découverts très récemment en 2002 par Obara au Japon le long de la zone de subduction des Philippines [Obara, 2002]. Depuis, d'autres chercheurs en ont trouvés dans des zones de subduction : en Cascades et au Chili ([Kao et al., 2005], [Szeliga et al., 2004] et [Franco et al., 2005]) mais aussi le long de la faille de San Andreas près de la ville de Parkfield [Nadeau et al., 2005]. Bien que ressemblant dans leur morphologie à des trémors volcaniques, ils ne se localisent pas dans des zones volcaniques d'où leur nom de *trémors non volcaniques*. A ce jour, aucun trémors non volcanique a été observé dans une zone d'extension telle que celle du golfe de Corinthe.

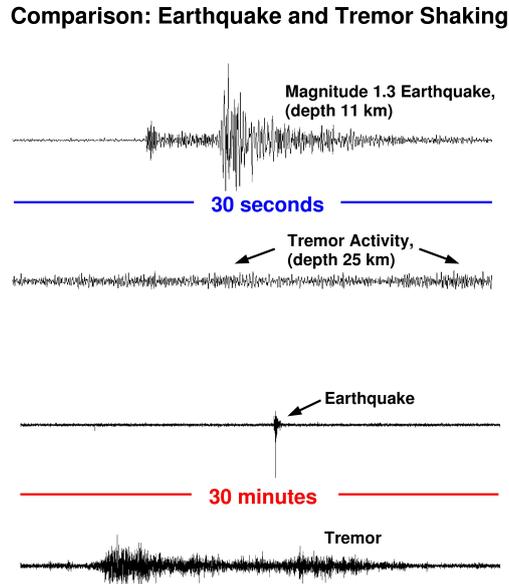


FIG. 5.1 – Exemple d'un trémor observé à Parkfield comparé avec un séisme de magnitude équivalente  
*Cette figure compare un trémor observé le long de la faille de San Andréas, près de la ville de Parkfield, à un séisme de magnitude équivalente. Il est clairement visible que le trémor est un signal très long, ici plus de 20 minutes, mais de faible amplitude contrairement au séisme [Nadeau and Dolenc, 2005].*

Les trémors non volcaniques (figure 5.1) publiés dans la littérature sont des signaux de longue durée, jusqu'à 30 minutes pour ceux de Californie à plusieurs jours pour ceux présents le long de

zones de subduction au Japon ou en Cascades. Le contenu fréquentiel de ces signaux est généralement compris entre 1 et 10 Hz. Celui-ci est inférieur à celui des séismes de taille similaire, entre 10 et 20 Hz d'après Obara [Obara, 2002].

Les trémors non volcaniques se caractérisent par le fait qu'ils ne montrent pas d'arrivées claires d'ondes P et S. Ils consistent essentiellement en des pulsations de courtes périodes avec de fortes amplitudes suivies par de plus faibles. Ils diffèrent ainsi des séismes selon leur forme d'onde ne permettant pas de reconnaître l'arrivée de différentes ondes sismiques. Les trémors non volcaniques, à cause de l'absence d'arrivée d'ondes particulières et de leurs faibles amplitudes, peuvent ressembler à des signaux de bruits anthropiques locaux. Cependant ils montrent la même forme d'onde entre plusieurs stations d'un réseau sismique ce qui indique une origine qui ne peut pas être attribuée au bruit anthropique et même météorologique. Il n'est alors pas possible d'identifier un trémor à partir des données d'une seule station. Il est nécessaire de comparer les données de plusieurs stations en même temps afin de reconnaître des trémors. De plus les trémors sont des signaux sismiques qui se propagent d'après les études menées par Obara and Nadeau à environ 3-4 km/s. Ce qui suggère qu'ils se propagent à une vitesse voisine des ondes S.

L'origine des trémors est toujours floue malgré les recherches en cours. Selon certains auteurs ([Obara, 2002], [Melbourne and Webb, 2003], [Franco et al., 2005]), les trémors non volcaniques seraient causés par des migrations de fluides en profondeur, autour de 30 à 40 kilomètres. Ces auteurs étudient ces événements ayant lieu le long de zones de subduction. A de telles profondeurs, la déshydratation de l'olivine en éclogite aurait lieu, libérant ainsi des fluides supposés responsables de l'occurrence de ces signaux longue durée [Julian, 2002]. De plus, les trémors le long des zones de subduction semblent être relatifs à la présence de séismes lents dans la zone comme cela a été constaté en zone des Cascades par une équipe de Washington [Szeliga et al., 2004]. Les données sismiques sont dans ces cas-ci comparées aux données GPS qui détectent la présence de séismes lents dans la zone. Ainsi il a été remarqué que les trémors non volcaniques apparaissent de manière quasi périodique à la suite de chaque séisme lent. Depuis les premières études faites à ce sujet dans les Cascades, de nouvelles découvertes semblables ont été menées le long d'autres zones de subduction comme en Nouvelle Zélande [Douglas et al., 2005], au Mexique où par ailleurs l'origine des fluides semble se confirmer [Franco et al., 2005] ...

## 5.2 Trémors constatés dans le golfe de Corinthe

### 5.2.1 Etude préliminaire sur AIO

Jusqu'à aujourd'hui, aucun trémor non volcanique a été découvert et révélé à la communauté scientifique dans une telle région en domaine extensif. L'un des objectifs de ce stage a été d'effectuer une première recherche de trémors dans le golfe de Corinthe. Celui-ci est le plus actif domaine extensif d'Europe. Comme nous avons pu le constater, tous les jours les stations enregistrent des microséismes dans la région. Egalement il est à noter que le golfe de Corinthe possède un large jeu de failles normales actives essentiellement à pendage Nord sous la mer. Il en résulte un domaine très fracturé au centre du golfe. Dans un tel milieu fissuré, l'eau peut éventuellement s'y infiltrer et venir perturber le système de failles. Etant donné que la présence de fluides est soupçonnée dans la plupart des cas de trémors non volcaniques essentiellement en zone compressive, nous pourrions nous retrouver dans une situation semblable à Corinthe avec présence de fluides et d'activité tectonique.

La station AIO est supposée être l'une des meilleures stations du réseau de part son emplacement en profondeur dans un calcaire consolidé au Sud du golfe. Ainsi elle est apparue comme une station de référence pour des études préliminaires dans la recherche d'éventuels trémors. L'ensemble de l'analyse des données sismiques détaillée précédemment (filtrage et génération d'enveloppes d'énergie) a été réalisé dans l'objectif d'une telle étude. Afin de comprendre les enveloppes d'énergie créées pour chaque jour, j'ai étudié dans le détail, à l'aide de lectures des sismogrammes sous *PQL*, les différents signaux présents. J'ai ainsi pu définir les séismes et microséismes ainsi que des zones de bruit encore inconnues.

Certains signaux, d'après leur forme d'onde, m'ont laissé penser à d'éventuels trémors. Bien sûr, il ne s'agissait que d'une étude préliminaire dans la recherche de trémors. Ces événements étaient de faible durée, jusqu'à 6–8 minutes, mais de contenu fréquentiel compris entre 2 et 8 Hz, soit tout à fait en accord avec les publications d'Obara et de Nadeau. La figure 5.2 présente le cas d'un de ces signaux bruités observé au cours du mois de juillet 2004. Celui-ci dure environ 6 minutes. Il est suivi par des événements ressemblant à des séismes mais qui seraient bruités.

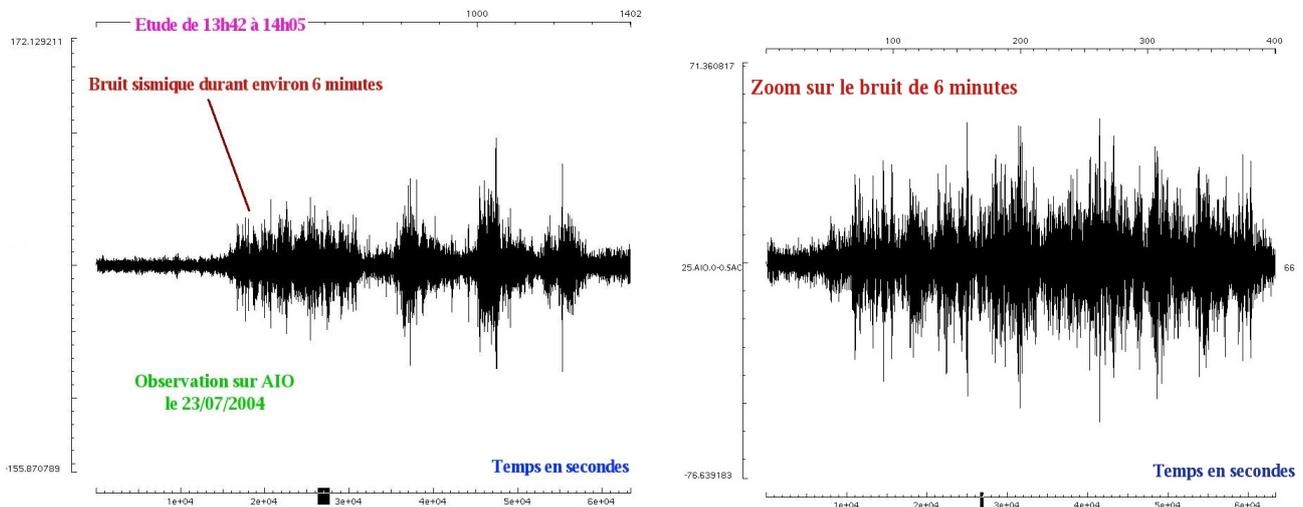


FIG. 5.2 – Cas d'un signal de type 'trémor' observé sur la station AIO

Des observations de ce type ont été menées à la fois au cours de la crise sismique de 2004 et au cours de périodes calmes sismiquement et en particulier en été 2004, soit après la crise. Il a été constaté dans l'ensemble que ces événements sont courts, difficilement reconnaissables sur les sismogrammes sans une étude approfondie et notamment ils sont difficilement identifiables directement sur les enveloppes d'énergie contrairement à ceux de Parkfield. Ceci étant principalement dû à leur courte période dans une figure d'une journée. De plus, ces phénomènes de bruit semblent se produire peu de temps avant ou après un séisme ayant lieu dans le réseau. Ce fait pourrait être similaire aux trémors observés au Japon dont l'occurrence précède ou suit des séismes majeurs. Cependant, ici il n'est pas à noter de séismes majeurs mais des microséismes ainsi que des événements bruités très courts et faibles en amplitude.

Après avoir repéré une série d'évènements tels que celui de la figure 5.2, il a été nécessaire de comparer ces données avec celles d'autres sismomètres. L'étude a été faite sur ALI, PSA mais également AGE, KOU et TEM sans succès. Aucun événement de ce type n'a été observé simultanément sur l'ensemble de ces données. Il s'agirait alors de phénomènes locaux à AIO de type trafic routier à proximité ou même d'une exploitation. Mais il ne s'agit pas de trémors non volcaniques. Aucun autre signal de type trémor n'a pu être constaté pour AIO.

### 5.2.2 Etude faite sur ALI et PSA

Une recherche de trémors a été également faite sur les stations de ALI et PSA étant donné que ces dernières semblent très corrélées dans leurs données sismiques et en particulier dans leur niveau de bruit. Cependant, la recherche des trémors s'est faite par le biais de l'explication des pics présents dans les variations de bruit de fond sismique. En effet, afin d'expliquer ces journées où le bruit de fond sismique est très important, une lecture minutieuse des sismogrammes a été nécessaire. Au cours de l'une de ces journées (09/10/2003) est apparu un signal de type 'trémor' simultanément sur PSA et ALI. Ce dernier est représenté sur la figure 5.3.

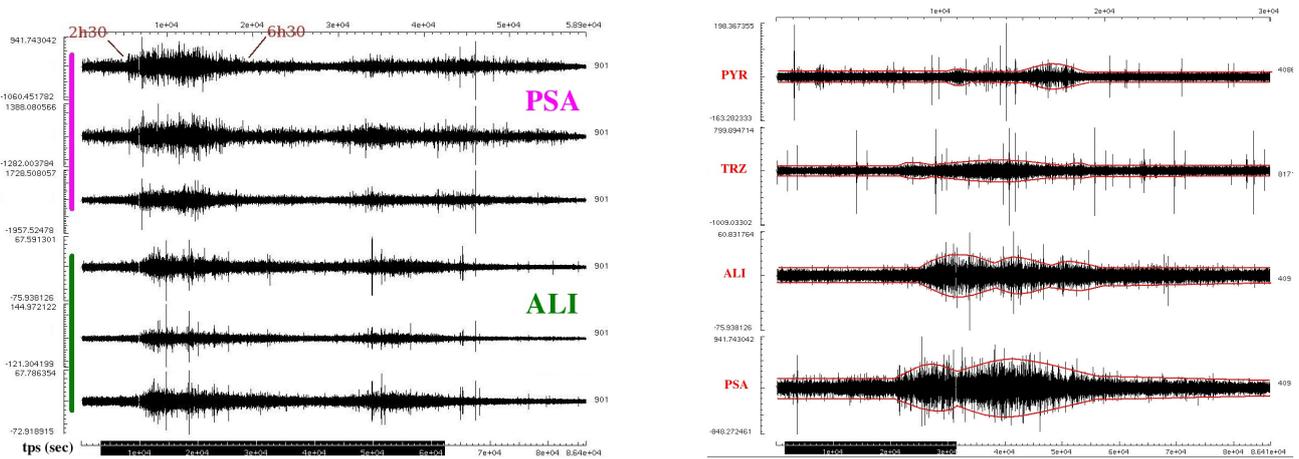


FIG. 5.3 – Signal de type ‘trémor’ observé simultanément sur plusieurs stations du réseau CRLNET  
*Figure de gauche : les 3 composantes (Z, N, E) de ALI et de PSA* *Figure de droite : les composantes N-S des stations PYR, TRZ, ALI et PSA*

Ce signal est relativement long ; il dure environ 4 heures et son amplitude est également remarquable. De plus, il s’agit d’un évènement ayant eu lieu entre 2 heure et 6 heure TU soit encore dans la partie calme de la journée. Ce qui peut dans un premier temps faire penser à un phénomène d’origine naturelle et non pas anthropique. Son contenu spectral est compris entre 1 et 10 Hz, tout comme les trémors étudiés par Obara [Obara, 2002]. Cependant il est extrêmement long comparé aux trémors du Japon qui ne durent qu’un peu plus d’une heure au maximum, ou encore aux trémors de Californie ne s’étendant que jusqu’à une trentaine de minutes.

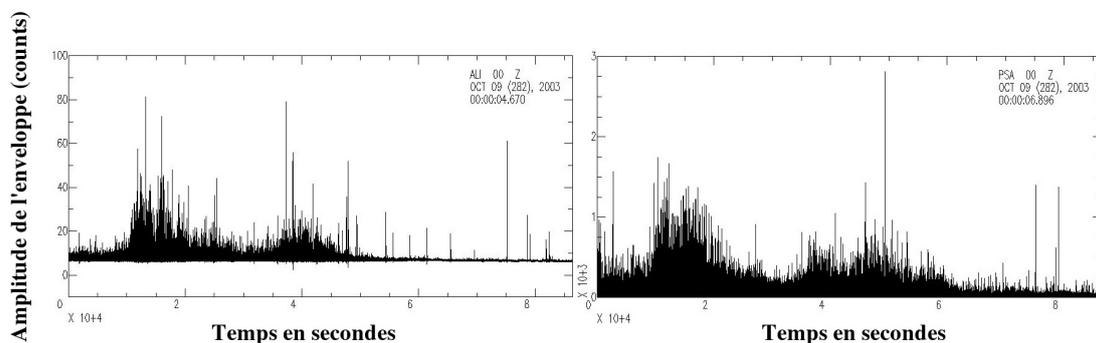


FIG. 5.4 – Cas d’un signal de type ‘trémor’ observé aux stations ALI et PSA - Enveloppes d’énergie

La figure 5.4 présente les enveloppes d’énergie calculées pour la journée bruitée dans laquelle il a été constaté le signal de type ‘trémor’. Malgré la différence dans l’amplitude des enveloppes, la corrélation des signaux est frappante. Le ‘trémor’ observé constitue la première bosse de chaque enveloppe.

Son origine et son explication sont encore inconnues. Cependant le fait que l’on observe ce même signal sur deux stations du réseau distantes d’une dizaine de kilomètres est réellement un fait remarquable. Malheureusement, celui-ci n’est pas visible sur AIO, qui est considérée comme une très bonne station, ni sur AGE qui est elle aussi installée dans les conglomérats de la côte Sud du golfe. Par contre ce signal ‘trémor’ est également visible sur les stations TRZ et PYR (figure 1.2). Toutefois, il faut garder à l’esprit que les signaux de type ‘trémor’, pour ne pas être confondus avec des signaux générés par du bruit anthropique ou même météorologique, doivent être observés simultanément sur plusieurs stations d’un même réseau. Beaucoup d’erreurs d’appréciation sont ainsi faites si nous ne faisons pas attention à ce point.

Egalement, d'autres signaux longs tels que celui-ci ont été observés au cours d'une autre journée (07/02/2004) où le niveau de bruit journalier moyen est fort. Cependant, ils apparaissent moins impulsifs, moins nets sur ALI et PSA. Une question reste aujourd'hui posée : s'agit-il de trémors à proprement parlé ou d'un effet dû à un grand nombre d'évènements très proches dans le temps (un essaim sismique extrêmement important dans un long laps de temps)? En effet, on a pu se rendre compte de l'influence du nombre d'évènements et de leur espacement dans le temps sur le bruit de fond sismique. Aucune onde directe n'a pu être repérée dans ces bombements sismiques.

## Chapitre 6

# Discussion et perspectives de recherche

### 6.1 Amélioration des données météorologiques

La signature anthropique est nette sur les variations de bruit journalières de la station AIO ainsi que la montée des eaux d'une rivière à proximité. Cependant les stations sismiques de ALI et PSA n'ont, jusqu'à présent, pas permis de mettre en évidence de corrélation précise entre le bruit calculé et les données météorologique et sismologique. Plusieurs critères peuvent être remis en cause dans l'étude ou du moins complétés. Bien que les catalogues de sismicité du CRLNET soient complets, les données météorologiques sont quant à elles limitées pour notre période d'étude. En effet, en ce qui concerne les données de pluviométrie, la recherche a été rapidement stoppée car le CRL ne possède que d'un jeu de 6 mois de telles données pour 2003–2004. De plus, ce jeu semble relativement incomplet.

Il en est de même pour les données sur le vent. Seul l'extensomètre nous a permis ici d'obtenir des informations sur la force du vent par le biais des seiches du golfe. Il s'agit de données indirectes du vent sur le réseau du CRLNET. Etant indirectes, ces dernières peuvent être incomplètes ou du moins plus difficilement interprétables dans cette recherche. Le CRL possède une station météo à Trizonia donnant des données précises de température, de pression, de vitesse et de direction du vent. Cependant cette station n'a été opérationnelle qu'à partir de l'année 2005, c'est à dire à la fin de la période d'étude. Cela est très regrettable car une plus grande précision dans les données aurait pu permettre la mise en évidence d'une plus forte corrélation avec le bruit de fond sismique. Car PSA se trouve sur une pointe rentrante dans le golfe et est installée en surface. Elle pourrait par conséquent être en partie dépendante du niveau de vent sur le réseau. Cela est tout de même envisagé à partir des résultats obtenus au cours de ce stage mais n'est pas confirmé.

Il serait nécessaire de poursuivre l'étude avec des données plus récentes, de 2005 à aujourd'hui car l'ensemble des stations météo du réseau fonctionne actuellement avec une fréquence d'échantillonnage plus importante et donc donnant des données plus précises. La mise en fonction de la station de Trizonia, notamment par Frédéric Boudin, est ici particulièrement intéressante. De plus, par manque de temps, je n'ai pas pu étudier les données de marégraphes. Celles-ci pourraient apporter des informations complémentaires aux variations de bruit sismique notamment pour les stations installées sur la côte. Cependant, afin d'être encore plus précis dans une étude complète permettant d'estimer le niveau de bruit moyen des stations du réseau et leur dépendance vis à vis d'un phénomène externe, il pourrait être intéressant de mettre en place une seconde station météo et un marégraphe entre les stations de ALI et de PSA. En effet, ces deux stations se situent au centre du réseau, de part et d'autre du golfe et sur deux pointes se faisant face. A un tel endroit, le golfe se resserre et peut créer un 'goulot' dans lequel le vent comme les vagues peuvent s'amplifier faisant en sorte que les données obtenues sur l'île de Trizonia, ou à Temini ou encore à Galaxidi, peuvent paraître quelque peu faibles pour ces deux stations sismiques.

## 6.2 Compléments dans l'analyse des données sismiques

L'ensemble de l'analyse des données sismiques des stations du CRLNET est satisfaisante malgré quelques problèmes cependant dans la récupération des données. Le but de ce stage a été de mettre en oeuvre une technique de quantification du niveau de bruit sismique qui a été performante. Celle-ci pourra être appliquée par la suite à l'ensemble des stations sismiques du réseau afin d'obtenir la signature moyenne du bruit spécifique à chacune.

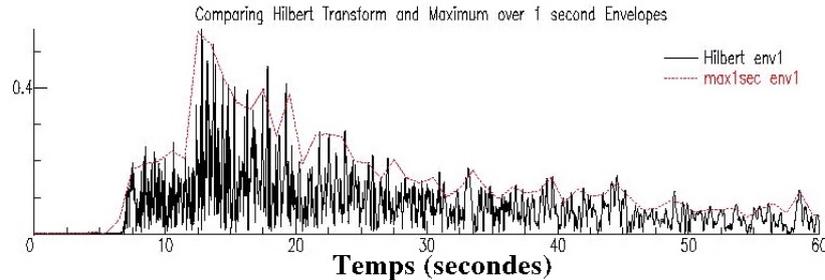


FIG. 6.1 – Enveloppe par transformée de Hilbert et Enveloppe 1 seconde [Cua, 2005]

Cependant un effort reste à faire dans la recherche d'éventuels trémors. Aujourd'hui malgré quelques premiers signaux intéressants, aucun trémor tel que observé dans la bibliographie n'a été remarqué ici. L'étude au cours de ces quelques mois de stage s'est essentiellement basée sur la visualisation de sismogrammes et d'enveloppes d'énergie pour les jours où les variations de bruit étaient anormales. Une automatisation de la recherche de trémors pourraient être compilée en modifiant légèrement les enveloppes d'énergie sismique. En effet, les moyens actuels mis en oeuvre dans la détection automatique de trémors non volcaniques en Californie comme au Japon se basent sur un double filtrage des enveloppes RMS. Ce double filtrage constitue en un niveau d'amplitude minimale à prendre en compte ainsi qu'une durée minimale du signal au-dessus du niveau d'amplitude. Or ce dernier ne peut être défini qu'après avoir quantifié un niveau de bruit moyen propre à chaque station. Cependant, avec la génération actuelle des enveloppes d'énergie, le double filtrage ne peut pas être applicable. En effet, le signal ne reste pas pendant plus d'une certaine durée au-dessus d'une certaine amplitude car la fonction *envelope* encadre le signal initial et donc retombe vers le niveau 0. Afin d'éviter le retour de l'enveloppe vers 0 et d'obtenir une enveloppe externe du signal, il serait judicieux de compléter la démarche menée dans l'analyse en générant une enveloppe avec peut-être moins de points mais constituée par la valeur maximale de l'amplitude de la transformée de Hilbert pour chaque seconde par exemple (figure 6.1). Ainsi un double filtrage pourrait être mis en place et éventuellement permettre la découverte de possibles trémors.

## 6.3 Perspectives

L'ensemble de la démarche de recherche pourrait être appliqué à l'étude de plusieurs phénomènes sismiques qui ont été observés dans le réseau. Tout d'abord, il s'agit de l'appliquer à l'ensemble des stations du réseau CRLNET afin d'identifier leur signature propre dans le bruit de fond sismique et d'identifier leurs causes. Ensuite, au mois de décembre 2002, une déformation transitoire lente (figure 6.2) a été observée sur les enregistrements du dilatomètre de Trizonia. Ce phénomène a débuté le 3 décembre 2002 vers 23 heure et a duré environ 1 heure avec une amplitude de  $1.5 \times 10^{-3}$  [Bernard et al., 2006]. Le pic du signal de compression correspond à quelques secondes près à un séisme de magnitude 3.5 localisé 14 kilomètres à l'Ouest de Trizonia. Ce dernier a été le plus large évènement d'un essaim sismique qui a duré quelques semaines et qui a produit 6 séismes de magnitude supérieure à 3. Il serait intéressant d'étudier les variations dans le bruit de fond sismique de cette période afin d'y détecter d'autres phénomènes permettant d'expliquer ce cas-ci. En étudiant les variations de bruit pour cette

période, il pourrait éventuellement être possible de valider l'hypothèse selon laquelle séisme et phénomène transitoire soit ici liés. Jusqu'à présent ni les données du marégraphe, ni les enregistrements du niveau d'eau du sol sur la côte Sud ne présentent de signal au-dessus de leur niveau de bruit de  $10^{-8}$ .

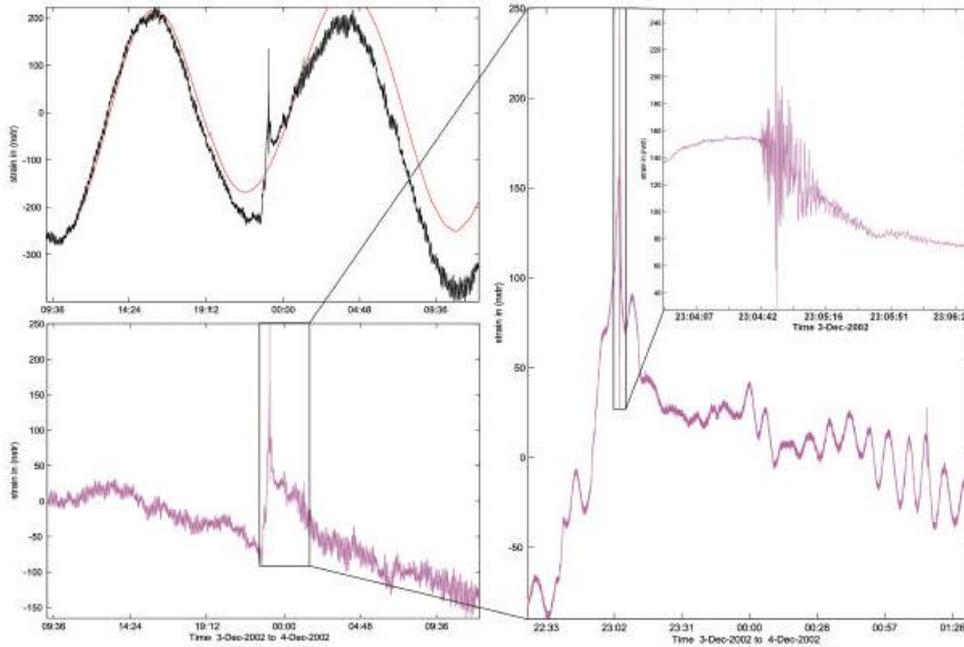


FIG. 6.2 – Détails de l'événement transitoire du 3 décembre 2002 sur les données du dilatomètre [Bernard et al., 2006]

Il serait également intéressant de poursuivre cette étude dans des domaines fréquentiels plus restreints. Ici le filtrage est large, entre 2 et 8 Hz, pour permettre de faire une recherche de tremors non volcaniques. De plus précis sonogrammes permettraient éventuellement la découverte de signaux encore non identifiés qui pourraient expliquer les variations de bruit sismique constatées.

Une autre perspective de la recherche serait également d'approfondir l'étude des multiplets constatés dans le réseau, au cours de l'année 2003.

# Conclusion

L'étude du bruit de fond sismique devient de plus en plus majeure dans l'analyse des données sismiques et dans la caractérisation des phénomènes qui influent sur celles-ci. Les phénomènes météorologiques, sismiques et anthropiques peuvent créer du bruit plus ou moins important qu'il faut savoir déterminer notamment pour comprendre leurs interactions.

Le golfe de Corinthe est une région d'Europe particulièrement sismique dans laquelle de nombreux laboratoires de recherches basent leurs études à la fois sur la microsismicité, sur la mécanique des failles et sur l'influence des fluides... Mon stage a eu pour but premier de développer une méthode de quantification du bruit de fond sismique, basée sur les meilleures stations du réseau CRLNET. Cette méthode s'est montrée performante et peut être maintenant applicable aux autres stations. Elle se base sur la génération d'enveloppes d'énergie sismique calculées à partir de la transformée de Hilbert, méthode issue de la recherche de tremors non volcaniques. Tout au long de ce stage à l'IPGP, j'ai pu mettre en évidence le caractère anthropique du bruit de fond sismique de la station AIO ainsi qu'un phénomène hivernal agissant également. Quant aux stations ALI et PSA, leur étude doit être continuée car peu d'informations n'expliquent aujourd'hui les variations de bruit constatées. Cependant, ces deux stations sont remarquablement corrélées dans leur bruit de fond sismique et de nombreuses hypothèses sont proposées pour cette observation. Le vent en particulier pourrait être un facteur principal dans la génération de bruit.

Une étude a également été menée sur l'influence du nombre d'évènements sismiques dans le niveau de bruit de fond. Elle a permis de montrer qu'un grand nombre d'évènements pouvaient augmenter d'un facteur 2.5 le niveau de bruit engendré par un plus petit nombre d'évènements sismiques. Cependant, cette étude peut encore être développée en jouant sur les magnitudes des évènements considérés et sur leur répartition aléatoire dans le temps.

Finalement, ce stage a également eu pour but de lancer une première recherche de tremors non volcaniques dans cette région d'étude. Bien que ces évènements n'aient été constatés qu'en zones compressives, la présence de fluides en profondeur sous le golfe ainsi que la forte activité tectonique pourraient être des facteurs favorables à la présence de tels phénomènes sismiques. Quelques évènements de type 'tremor' ont pu être constatés au cours des journées où le bruit de fond sismique était particulièrement fort. Il s'agirait de phénomènes de longue durée (plusieurs heures) dont le domaine fréquentiel est compris entre 2 et 10 Hz. Cependant, l'étude sur ce point doit être poursuivie afin d'affirmer ou non la présence de tremors car ces derniers ne sont pas visibles sur plusieurs stations du réseau. Une automatisation de cette recherche pourra être faite avec la création d'un double filtrage sur les enveloppes d'énergie.

Afin de performer cette étude, il sera nécessaire de la continuer pour les données sismiques de 2005 à aujourd'hui et d'utiliser les données météorologiques obtenues depuis début 2005 à Trizonia. Une étude comparative des différents instruments de mesures (extensomètre, marégraphe, anémomètre...) permettra de mettre en évidence l'influence des phénomènes météorologiques sur les données.

# Table des figures

1.1	Carte structurale du Golfe de Corinthe [Moretti et al., 2004] . . . . .	3
1.2	Réseau sismologique du CRLNET . . . . .	4
2.1	Echelle des domaines fréquentiels des origines de bruit sismique . . . . .	6
2.2	Exemple d'une trace non filtrée sur une période d'une journée entière (86400 secondes)	8
2.3	Cas de tremors représentés à la fois sur un sismogramme et sur une enveloppe d'énergie	10
2.4	Variation du signal sismique pour les enveloppes des stations du réseau de Parkfield .	11
2.5	Application de la fonction <i>enveloppe</i> à une suite de diracs . . . . .	12
2.6	Comparaison d'une trace sismique non filtrée et d'une enveloppe d'énergie . . . . .	13
2.7	Comparaison des enveloppes mensuelles d'énergie sismique . . . . .	14
3.1	Comparaison des spectres fréquentiels du marégraphe et de l'extensomètre de Trizonia	17
3.2	Choix du filtrage des données de l'extensomètre . . . . .	18
4.1	Variation du bruit de fond sismique pour la station AIO . . . . .	19
4.2	Stack du niveau de bruit enregistré à AIO en fonction du jour de la semaine . . . . .	20
4.3	Stack des enveloppes d'énergie du mois d'août 2004 . . . . .	21
4.4	Localisation des événements sismiques de 2003 à 2004 . . . . .	21
4.5	Variations du bruit de fond sismique à AIO et de la sismicité déclenchée . . . . .	22
4.6	Variations du bruit de fond sismique à AIO et des données de l'extensomètre . . . . .	22
4.7	Signature d'un phénomène saisonnier mis en évidence sur AIO . . . . .	23
4.8	Comparaison des variations des niveaux de bruit pour les trois stations étudiées . . . .	24
4.9	Comparaison du niveau de bruit journalier des stations ALI et PSA . . . . .	25
4.10	Comparaison de la variation du bruit sismique avec celles des données de l'extensomètre	26
4.11	Similarité entre les données de bruit d'ALI et de PSA . . . . .	27
4.12	Jeu sur le niveau de bruit de fond sismique et sur l'intervalle de temps (10 et 40 sec) .	27
4.13	Variation du bruit de fond sismique en fonction de l'espacement dans le temps des séismes	28
5.1	Exemple d'un tremor observé à Parkfield comparé avec un séisme de magnitude équivalente . . . . .	29
5.2	Cas d'un signal de type 'tremor' observé sur la station AIO . . . . .	31
5.3	Signal de type 'tremor' observé simultanément sur plusieurs stations du réseau CRLNET	32
5.4	Cas d'un signal de type 'tremor' observé aux stations ALI et PSA - Enveloppes d'énergie	32
6.1	Enveloppe par transformée de Hilbert et Enveloppe 1 seconde [Cua, 2005] . . . . .	35
6.2	Détails de l'évènement transitoire du 3 décembre 2002 sur les données du dilatomètre [Bernard et al., 2006] . . . . .	36

# Bibliographie

- [Bernard et al., 2004] Bernard, P., Boudin, F., Sacks, S., Linde, A., Blum, P., Courteille, C., Esnault, M., Castarède, H., Felekis, S., and Billiris, H. (2004). Continuous strain and tilt monitoring on the Trizonia Island, Rift of Corinth, Greece. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 :313–323.
- [Bernard et al., 2006] Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S., and Linde, A. (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth : New insights from the Corinth Rift Laboratory (crl). *Tectonophysics*, (*In press*).
- [Bonney-Claudet, 2004] Bonney-Claudet, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site*. PhD thesis, Université de Grenoble, France.
- [Cara et al., 2003] Cara, F., Giulio, G. D., and Rovelli, A. (2003). A Study on Seismic Noise Variations at Colfiorito, Central Italy : Implications for the Use of H/V Spectral Ratios. *Geophysical Research Letters*, 30 :1886–1887.
- [Cornet et al., 2004] Cornet, F., Moretti, I., and Bernard, P. (2004). *Le laboratoire du rift de Corinthe*. Comptes Rendus Geosciences – Elsevier.
- [Cua, 2005] Cua, G. (2005). *Creating the Virtual Seismologist : developments in ground motion characterization and seismic early warning*. PhD thesis, Caltech, Pasadena, California.
- [Douglas et al., 2005] Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., and Tounend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32 :L16305.
- [Fäh et al., 2001] Fäh, D., Kind, F., and Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophys. J. Int.*, 145 :535–549.
- [Franco et al., 2005] Franco, S. I., Kostoglodov, V., Larson, K., Manea, V., Manea, M., and Santiago, J. (2005). Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone. *Earth Planets Space*, 57 :973–985.
- [Goldstein, 1998] Goldstein, P. (1998). <http://www.llnl.gov/sac/>.
- [Gutenberg, 1946] Gutenberg, B. (1946). Microseisms and weather forecasting. *Journal of Atmospheric Sciences*, 4(1) :21–28.
- [Julian, 2002] Julian, B. (2002). Seismological Detection of Slab Metamorphism. *Science*, 296 :1625–1626.
- [Kao et al., 2005] Kao, H., Shan, S., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J., and Ramachandran, K. (2005). A Wide Depth Distribution of Seismic Tremors Along the Northern Cascadia Margin. *Nature Letters*, 436 :841–845.
- [la Torre and Sheedan, 2005] la Torre, T. D. and Sheedan, A. (2005). Broadband Seismic Noise Analysis of the Himalayan Nepal Tibet Seismic Experiment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3) :1202–1208.
- [Lyon-Caen et al., 2004] Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F., and Patau, G. (2004). First results of the CRLN seismic network in the Western Corinth Rift : Evidence for old-fault reactivation. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 :343–351.
- [Melbourne and Webb, 2003] Melbourne, T. and Webb, F. (2003). Slow But Not Quite Silent. *Science*, 300 :1886–1887.

- [Moretti et al., 2004] Moretti, I., Lykounis, V., Sakellariou, D., Reynaud, J., Benziene, B., and Prinzhofer, A. (2004). Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth : what we learn from the *Marion Dufresne*'s long piston coring. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 :291–299.
- [Nadeau and Dolenc, 2005] Nadeau, R. and Dolenc, D. (2005). Nonvolcanic Tremor Deep Beneath the San Andreas Fault. *Science*, 307 :389.
- [Nadeau et al., 2005] Nadeau, R., Dolenc, D., and Guilhem, A. (2005). *Berkeley Seismological Laboratory Annual Reports – Nonvolcanic Tremors*. Berkeley Seismological Laboratory.
- [NOA, 2001] NOA (2001). <http://www.gei.noa.gr/services/cat.html>.
- [Obara, 2002] Obara, K. (2002). Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. *Science*, 296 :1679–1681.
- [Ohmi and Obara, 2002] Ohmi, S. and Obara, K. (2002). Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake. *Geophysical Research Letters*, 29(16) :1886–1887.
- [Stutzmann et al., 2001] Stutzmann, E., Montagner, J., Sebai, A., Crawford, W., Thiot, J., Tarits, P., Stakes, D., Romanowicz, B., Karczewski, J., Koenig, J., Savary, J., Neuhauser, D., and Etchemendy, S. (2001). MOISE : A Prototype Multiparameter Ocean-Bottom Station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(4) :885–892.
- [Stutzmann et al., 2000] Stutzmann, E., Rault, G., and Astiz, L. (2000). GEOSCOPE Station Noise Level. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3) :670–701.
- [Szeliga et al., 2004] Szeliga, W., Melbourne, T., Miller, M. M., and Santillan, V. M. (2004). Southern Cascadia episodic slow earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31 :L16602.
- [Wilson et al., 2002] Wilson, D., Leon, J., Aster, R., Ni, J., Schlue, J., Grand, S., Semken, S., Balridge, S., and Gao, W. (2002). Broadband Seismic Background Noise at Temporary Seismic Stations Observed on a Regional Scale in the Southwestern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8) :3335–3341.