



**HAL**  
open science

**Effets de site : évaluation expérimentale et  
modélisations multidimensionnelles : application au site  
test EURO-SEISTEST (Grèce)**

Judith Riepl

► **To cite this version:**

Judith Riepl. Effets de site : évaluation expérimentale et modélisations multidimensionnelles : application au site test EURO-SEISTEST (Grèce). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997. Français. NNT : . tel-00709591

**HAL Id: tel-00709591**

**<https://theses.hal.science/tel-00709591>**

Submitted on 19 Jun 2012

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

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



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET  
TECTONOPHYSIQUE

THÈSE

présentée par

Judith RIEPL

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Specialité: Géophysique - Géochimie - Géomécanique

Effets de site: Évaluation expérimentale et modélisations  
multidimensionnelles:  
Application au site test EURO-SEISTEST (Grèce)

Date de soutenance: 21 Novembre 1997

Composition du jury:

M. P.-Y. Bard	Directeur de thèse	Ingénieur au LCPC, Paris
M. M. Campillo	Président	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble (France)
M. M. Granet	Examineur	Physicien à l'E.O.S.T., Strasbourg (France)
M. K. Kudo	Rapporteur	Professeur à l'ERI de Tokyo (Japon)
M. F. Scherbaum	Examineur	Professeur à l'Université de Potsdam (RFA)
M. P. Suhadolc	Rapporteur	Professeur à l'Université de Trieste (Italie)

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET  
TECTONOPHYSIQUE

**THÈSE**

présentée par

**Judith RIEPL**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Specialité: Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**Effets de site: Évaluation expérimentale et modélisations  
multidimensionnelles:**

**Application au site test EURO-SEISTEST (Grèce)**

Date de soutenance: 21 Novembre 1997

Composition du jury:

M. P.-Y. Bard	Directeur de thèse	Ingénieur au LCPC, Paris
M. M. Campillo	Président	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble (France)
M. M. Granet	Examineur	Physicien à l'E.O.S.T., Strasbourg (France)
M. K. Kudo	Rapporteur	Professeur à l'ERI de Tokyo (Japon)
M. F. Scherbaum	Examineur	Professeur à l'Université de Potsdam (RFA)
M. P. Suhadolc	Rapporteur	Professeur à l'Université de Trieste (Italie)

10192551

## Remerciements

Une thèse est au bout d'un chemin que je viens de parcourir et avant de présenter mes aventures vécues au cours de ce cheminement, je dois remercier tous ceux qui m'ont croisé, rencontré ou accompagné.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Pierre-Yves Bard qui dès 1992 m'a guidé sur des pentes raides, parfois caillouteuses, et (quand il n'était pas trop loin de Grenoble) a toujours su me motiver, même quand le vertige m'a rendu mal à l'aise sur les sentiers vertigineux.

Un grand merci aux deux rapporteurs, Peter Suhadolc et Kazuyoshi Kudo, pour avoir jugé ce travail ainsi qu'à Michel Campillo, Michel Granet et Frank Scherbaum (einen meiner ersten wissenschaftlichen Hochgebirgsführer) d'avoir accepté de faire partie du jury de thèse.

Merci à Georges Poupinet qui m'a accueilli au sein du LGIT et qui m'a permis de travailler avec une vue magnifique sur la montagne.

Merci aussi au Pôle européen de l'Université de Grenoble d'avoir financé mon cheminement pendant ces trois dernières années.

Sans l'aide formidable de toute une grande cordée grecque, cette ascension n'aurait pu être ni commencée, ni conclue. Un grand merci donc à tous les grecs qui ont contribué au bon fonctionnement des expériences autour du site test. Ils sont trop nombreux pour être tous cités, mais je voudrais tout particulièrement remercier Nikos Theodulidis, Christos Papaioannou et Kyriasis Pitilakis qui a guidé le projet EURO-SEISTEST de façon exemplaire. Merci également au spécialiste de la Grèce au LGIT Denis Hatzfeld.

Un très grand merci à Carlos Sousa Oliveira, avec qui j'ai eu le plaisir de marcher un bon bout de chemin. Ses idées, ses commentaires et ses critiques ont toujours été efficaces et motivants.

I am very grateful to Prof. K. Irikura who invited me for several weeks to his institute at Kyoto University (Japan). He offered me not only a very exciting experience in the japanese environment, but he also incorporated me in a fruitful and interesting working team. Greatest thanks to him and his 'seismological zoo'!

I am also very grateful to Prof. Sasatani and his students, who invited me to Hokkaido University. The snow-experiences will remain a unique souvenir as well as the interesting discussions during the symposium.

I am profoundly grateful to Prof. K. Kudo (ERI, Tokyo) who received me very kindly in his institute, and who offered a necessary basis to me: 'You have to feel earthquakes if you want to become a seismologist!' The numerous earthquakes during the japanese style night on Izu-peninsula will remain in my memory all my live!

Grateful thanks are also adressed to Prof. J. Zahradník, who invited me to Charles university of Praha, to introduce me in FD modelling. I appreciated very much the efficient work and discussions with him and his students.

L'ascension sans l'aide de guides informatiques, toujours disponibles, précises et efficaces n'aurait jamais pu réussir. Un très grand merci à Catherine Pequegnat et à Françoise Roch!

Traverser des pays où la langue est pour moi toujours étrangère a été parfois plus dur que je ne le croyais! Grâce aux lecteurs venus à mon secours, j'espère avoir minimisé les erreurs. Nathalie, Helle, David, François et Jean-Charles, merci beaucoup pour votre formidable aide et vos critiques, vous avez tout particulièrement contribué à la bonne réussite de la traversée!  
I should not forget the great time I had with the two translators I met during my scientific hike.  
Many thanks to Ken Hatayama and Igo Caserta.

Merci également à tous les amis du laboratoire qui m'ont accompagnée et soutenue tout au long du sentier.

Un grand merci aussi à mes amis français, parce que sans eux je n'aurais jamais autant apprécié mon séjour. Merci surtout aux cordées de Catherine et Agnès avec lesquelles j'ai passé de formidables repos sur les alpages!

Au cours des premiers pas sur le chemin de cette thèse, c'est Kony qui m'a accompagnée! C'était une période unique et marquante! Merci pour cette belle compagnie!

Ma famille, même à distance, était toujours avec moi, avec des conseils, de l'aide ou de la motivation. Je leur dois beaucoup, et si ce bout de chemin est fini c'est aussi grâce à eux! Merci pour tout!

Finalement, je me serais sûrement beaucoup plus souvent trompée aux bifurcations si je n'avais pas rencontré Jean-Charles. Je lui dois énormément, mais je crois qu'il le sait .... Alles Güte oder viele Grüsse?

## Résumé

L'objectif du travail de cette thèse est une étude fine sur la compréhension et les limites de différentes méthodes d'estimation de l'aléa et du risque sismiques. L'étude expérimentale est appliquée au site test EURO-SEISTEST, un site expérimental situé à environ 25 km au nord-est de Thessalonique en Grèce. Ce site test est mis en place depuis 1994 dans la vallée de Volvi, une zone de sismicité active. Grâce à une approche multidisciplinaire les conditions locales du site ont été déterminées le mieux possible pour en déduire les conditions générales du risque sismique (réponse du sous-sol en cas de mouvements forts, possibilités et limites des méthodes d'estimation du risque).

Dans la première partie de la thèse, une estimation des effets d'amplification perpendiculairement et au travers de la vallée sédimentaire de Volvi est effectuée avec la méthode classique des rapports spectraux. Les résultats sont directement comparés avec le modèle du proche sous-sol établi par des mesures géophysiques et géotechniques et interprétés dans le contexte de ce modèle. La fiabilité des estimations est testée avec des jeux de données différentes, ainsi que la variabilité des estimations selon l'azimut et la distance epicentrale. Les estimations obtenues dans cette première partie sont ensuite la base pour une étude comparative de quatre autres méthodes, souvent utilisées dans la pratique pour l'estimation des effets de site:

- (1) une inversion généralisée
- (2) la méthode des rapports horizontal sur vertical (h/v-RT)
- (3) la méthode de la Coda d'après Phillips et Aki (1986)
- (4) et la méthode dites Nakamura, c'est-à-dire, la méthode h/v-RT appliquée sur du bruit de fond.

Cette étude comparative a permis d'éclairer les limites de chaque méthode, en tenant compte de la complexité du site.

Dans l'étape suivante les amplifications sont comparées avec les résultats obtenues par des modélisations numériques uni- et bidimensionnelles. Par ceci nous avons confirmé les interprétations acquises, et éclairé plusieurs points méthodologiques concernant la variabilité des rapports spectraux classiques ainsi que la comparaison entre les rapports spectraux classiques et la méthode h/v-RT.

Pour la sûreté des grandes structures le besoin des ingénieurs ne se retourne pas seulement vers l'estimation des effets d'amplification à des points différents et indépendants, mais aussi à la cohérence entre des signaux enregistrés à des points différents. La variabilité spatiale des signaux enregistrés aux stations espacées de 8 m jusqu'à 5.8 km est étudiée dans la suite. Cette gamme de distances n'était jamais couverte dans d'autres études, d'après notre connaissance. Le comportement de la cohérence entre les signaux enregistrés à deux stations est différent selon la distance entre stations, deux zones de comportement différent sont séparées à une distance d'environ 100 m. Dans la zone à grande distance les effets de site sont prédominants avec des résultats très similaires indépendamment du type de signaux (bruit de fond, onde S directe ou Coda).

Finalement, un code tridimensionnel est développé par la méthode d'Aki-Larner, afin d'étudier de façon méthodologique le mécanisme d'amplification dans des bassins tridimensionnels de géométrie complexe. Par cette modélisation nous montrons qu'une géométrie 3D des interfaces entre des couches différentes ou de la surface libre peuvent provoquer des amplifications très variables et généralement plus élevées que celles obtenues par des modélisations unidimensionnelles ou bidimensionnelles. Une modélisation plus réaliste indique que les effets d'amplification peuvent devenir très complexes, et difficilement prévisibles, par un simple raisonnement physique.

## Abstract

This thesis is focused on the study of site effects on the basis of experimental data collected at the EURO-SEISTEST. The site is located in the N-E of Thessaloniki (Greece) in a seismically active area, in a sedimentary basin and in the vicinity of a large city. This situation is perfectly adapted to site effect studies and seismic risk analysis. A very detailed geophysical survey was performed on the site prior to the analysis of the seismological data in order to get an accurate knowledge of the near sub-surface geology. During three months in summer 1994, a network of more than 50 seismological stations (more than 30 were connected to three component sensors), sensitive to weak motion, was installed on and around the test-site. More than 100 local and regional events were recorded, as well as several teleseismic events. During this time, one shot was also carried out in the center of the basin.

The presented work is based on the analysis of these weak motion data, to study the variation of the wave fields and the site effects due to the basin structure.

In the first part, significant amplification effects across and along the valley axis are evaluated, using the classical spectral ratio technique. The influence of specific characteristics of the data (influence of azimuth and epicentral distances, stability of the mean amplification values) on the estimated amplifications inside the basin is measured and underlines the domination of local site effects in the data which explains the stability of the estimated amplifications.

In the second part, a comparison with results from four other estimation techniques (receiver function technique, generalized inversion technique, Nakamura's technique, a Coda-wave technique) was carried out, in order to test the advantages and limits of each of this method. The importance of the selection of the data-window used for the analysis was also shown, and a new interpretation is proposed to overcome contradictory statements in the literature about the estimates of site amplification using different techniques. Using two 2D modeling methods, the amplification estimated from experimental data are confirmed when using the detailed model of the sub-surface structure established by geophysical investigations. The variability of the mean amplification is interpreted from a new point of view, taking also into account the intrinsic errors of the modeling and the influence of the source.

In the third part of the thesis, the coherence of wave fields across and along the valley axis is evaluated. We show, that from a site-specific cross-over distance on, the coherence between different points separated in space is independent from the nature of the input-motion, because similar results are obtained using S-wave signals, Coda wave signals or noise recordings. This result has important consequences for practical applications in the engineering field.

In the last part of my thesis, the Aki-Larner method is straight forward extended to the 3D case. A numerical code was developed, to study the basin response of three dimensional geometries due to an incident wave field. Using this method a parametric study of the 3D effects inside a sedimentary basin was carried out. It is applied to analytical basin structures, and also to more realistic and complex basin geometries. The complex behavior of the amplification effects is outlined, showing that the amplifications in case of a 3D structure are higher than in the corresponding 2D case, the resonance of the structure starts at higher frequencies, and becomes more complex (intermediate frequencies appear). Finally, the modeling of the basin response for a realistic basin structure shows that especially at higher frequencies the amplification pattern inside the basin structure is organized in small sub-cells, the regions where high amplification occur are difficult to predict.

The here presented very detailed analysis of the different parameters contributing to amplification effects in sedimentary basins provides a better understanding of the mechanisms of site effects. It offers new experimental and numerical tools and also a more precise comprehension concerning the use of existing tools for the estimation of site dependent amplification effects.

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden standortspezifische Verstärkungseffekte der Bodenbewegung detailliert untersucht. Im experimentellen Teil der Arbeit werden Daten vom EURO-SEISTEST verwendet, einem Teststandort etwa 25 km nordöstlich von Thessaloniki (Griechenland). Dieser Teststandort ist seit 1994 im Volvi-Tal, einer seismisch aktiven Zone, installiert. Im Rahmen eines multidisziplinären Projektes ist ein auf geophysikalischen und geotechnischen Erkundungen basierendes Untergrundmodell erstellt worden, wodurch die lokalen geologischen Bedingungen relativ genau bekannt sind. Hiervon ausgehend sollen die generellen Bedingungen lokaler, verstärkender Effekte abgeleitet werden (Bedingungen der Verstärkungen, Möglichkeiten und Beschränkungen der zur Abschätzung angewandten Methoden). Die Ergebnisse werden direkt mit dem oberflächennahen Untergrundmodell verglichen und davon ausgehend interpretiert.

Zunächst werden die verstärkenden Effekte parallel und quer zur Achse des sedimentgefüllten Tales mit Hilfe der klassischen Methode der Spektralverhältnisse bestimmt. Mit unterschiedlichen Datensätzen wird die Stabilität der abgeschätzten Verstärkungen untersucht, sowie deren Variabilität in Abhängigkeit des Azimuts und der Epizentraldistanz. Die hierbei abgeschätzten Verstärkungen dienen im weiteren als Basis für eine vergleichenden Studie von vier weiteren Methoden:

- (1) einer generalisierten Inversion,
- (2) der Methode der Empfängerfunktionen (h/v-RT),
- (3) der Coda-Wellen-Methode nach Phillips und Aki (1986) und
- (4) Nakamura's Methode, d.h. der Methode der Empfängerfunktionen angewandt auf Umgebungsrauschen.

Die limitierenden Faktoren der Methoden werden hierbei unter Berücksichtigung der Komplexität des Standortes bestimmt.

Anschließend werden die abgeschätzten Verstärkungen mit numerischen ein- und zweidimensionalen Modellrechnungen verglichen und bestätigt. Mehrere methodologische Punkte bezüglich der Variabilität der Ergebnisse der Methode der klassischen Spektralverhältnisse und der Methode der Empfängerfunktionen werden näher erläutert.

Die Anforderungen der Ingenieure an die Standortsicherheit großer Bauwerke richten sich nicht nur an die standortspezifischen Verstärkungseffekte, sondern auch an die Korrelation der Signale untereinander. Im folgenden wird die Kohärenz zwischen Signalen untersucht, die an räumlich zwischen 8 m und 5.8 km von einander entfernt liegenden Punkten registriert wurden. Eine derartig große Bandbreite an unterschiedlichen Entfernungen zwischen den einzelnen Stationen ist unseres Wissens in keiner früheren Studie überdeckt worden. Die Kohärenz zwischen den an zwei Stationen registrierten Signalen verhält sich unterschiedlich, je nachdem ob die Distanz zwischen den beiden Beobachtungspunkten größer oder kleiner als 100 m ist. Für Stationen die weiter als 100 m voneinander entfernt sind, dominieren die lokalen Effekte, sodaß die Kohärenz unabhängig vom Typ der analysierten Signale ist (Umgebungsrauschen, S-Wellen-Signal, Coda-Wellen-Signal ...).

Im letzten Teil, wird schließlich ein numerischer 3D-Rechencode der Aki-Larner Methode entwickelt, um methodologisch die physikalischen Mechanismen der verstärkenden Effekte einer komplexen Geometrie zu untersuchen. Mit Hilfe dieser Modellrechnungen zeigen wir, daß eine 3D Geometrie der Schichtgrenzen oder der freien Oberfläche bedeutende Verstärkungseffekte der Bodenbewegung hervorrufen können, deren Amplituden wesentlich größer sind, als die von 1D oder 2D Modellrechnungen. Eine Modellrechnung für eine realistische Untergrundstruktur macht deutlich, daß die verstärkenden Effekte der Bodenbewegung sehr komplex werden können, und deren Vorhersage durch eine einfache physikalische Argumentation relativ schwierig, bzw. unmöglich, ist.

## Riassunto

Sulla base di dati raccolti nell'ambito del progetto EURO-SEISTEST, si e' effettuato uno studio sugli effetti di sito. Tale studio rappresenta l'argomento fondamentale del presente lavoro di tesi. Il sito prescelto e' costituito principalmente da un bacino sedimentario situato a N-E di Salonicco (Grecia) in una zona sismicamente attiva e molto vicina alla citta'. La sua posizione geografica e la sua conformazione geologica ne fanno un sito ideale sia per studi relativi agli effetti di sito che per analisi e valutazioni di rischio sismico, data la vicinanza di un grande agglomerato urbano.

Inizialmente ci si e' concentrati nel raccogliere informazioni, quanto piu' dettagliate possibile, di carattere sia geotecnico che geologico, questo per avere un quadro sufficientemente completo sulla geofisica del sito prescelto. In un secondo momento e' stata installata una rete di 50 stazioni sismologiche *weak motion* (piu' di 30 erano connesse con sensori a tre componenti). La sua copertura comprendeva sia il sito in studio che zone limitrofe. Nei tre mesi dell'estate del 1994 furono registrati piu' di 100 eventi tra regionali e locali inclusi alcuni telesismi. Nello stesso periodo fu effettuato anche un esperimento di sismica attiva (mediante l'impegno di cariche esplosive) riguardante la sola parte centrale del bacino.

Il presente lavoro di tesi analizza i suddetti dati *weak motion* con lo scopo di studiare le variazioni del campo d'onda e gli effetti dovuti alla presenza del bacino. Nella prima parte della tesi vengono valutati significativi effetti di amplificazione secondo gli assi longitudinale e trasversale del bacino. Tale valutazione e' stata ottenuta usando metodi classici basati sulla tecnica dei rapporti spettrali. L'analisi dei dati raccolti evidenzia una spiccata presenza di effetti di sito molto ben definiti all'interno del sito in studio e giustifica la stabilita' dei livelli di amplificazione stimati per lo scuotimento del terreno; in particolare, stabilita' rispetto alla direzione azimutale ed alla distanza epicentrale.

Nella seconda parte vengono messe a confronto quattro tecniche differenti per l'analisi dei dati per una valutazione dei livelli di amplificazione. Le quattro tecniche prese in esame sono: *receiver function*, inversione generalizzata, Nakamura, analisi delle code. Lo scopo di questo confronto e' quello di evidenziare vantaggi e limiti di ciascuna tecnica. Da tale confronto e' emersa l'importanza nella scelta della *finestra* di dati da usare nell'analisi.

In letteratura sovente si riscontrano contraddizioni nella stima di amplificazioni usando tecniche differenti; nella seconda parte del presente lavoro viene illustrata una nuova interpretazione che permette di spiegare tali contraddizioni. Simulazioni effettuate usando due differenti modelli numerici 2D mostrano dei valori di amplificazione in accordo con dati sperimentali di campagna a patto che si usi un modello dettagliato di geologia di superficie. Tali conoscenze di dettaglio sono state ottenute espletando indagini di carattere geofisico *in situ*. La variabilita' dell'amplificazione media osservata e' stata interpretata adottando un nuovo punto di vista includendo sia l'influenza della sorgente sismica che degli errori intrinseci.

La terza parte del presente lavoro affronta il problema dell'analisi di coerenza del campo d'onda lungo gli assi longitudinale e trasversale della valle studiata. Viene mostrato come la coerenza e' indipendente dalla natura della radiazione incidente; lo stesso andamento di coerenza e' osservato utilizzando metodi differenti come per esempio l'analisi delle fasi S, analisi delle code, analisi delle registrazioni di rumore. Questo risultato ha delle conseguenze importanti nel campo dell'ingegneria sismica.

Nell'ultima parte viene affrontato il problema della modellazione numerica tridimensionale di tali effetti. Si e' esteso il metodo di Aki e Larner al caso tridimensionale. A tale scopo si e' sviluppato un nuovo codice di calcolo in grado di modellare la risposta di un bacino tridimensionale data una radiazione sismica incidente. Tale codice ci ha permesso di effettuare uno studio parametrico concernente effetti tridimensionali all'interno del bacino. Tale codice e' stato

applicato a bacini con geometrie analitiche in prima battuta e, successivamente, a bacini con geometrie complicate piu' realistiche. E' in corso di svolgimento, e sara' oggetto di lavoro futuro, la parallelizzazione del codice 3D gia' implementato in maniera seriale; quest'ultimo approccio si presenta molto promettente principalmente perche' permetterebbe una modellazione della risposta sismica di grandi bacini aventi geometrie piu' realistiche.

L'analisi dettagliata, presentata in questo lavoro, dei differenti parametri in gioco che contribuiscono agli effetti di amplificazione dello scuotimento del terreno in presenza di bacini sedimentari, fornisce una comprensione migliore dei meccanismi che inducono il verificarsi di effetti di sito. Inoltre, tale analisi fornisce nuovi strumenti sia sperimentali che numerici ed una piu' precisa visione sull'uso delle tecniche esistenti per una migliore stima degli effetti di amplificazione dipendenti dal sito.

## 要旨

本学位論文は、テサロニキ市（ギリシャ）の北東にあるユーロ・サイステスト（EURO-SEISTEST）における実験観測データに基づいたサイト効果に関する研究成果である。大都市近傍のこのテストサイトは堆積盆地内に位置し、同地域での地震活動は活発である。このようなテストサイトをめぐる状況は、サイト効果の研究と地震危険度評価にとって完全に適している。しかも、表層近くの正確な地下構造を知るために、非常に詳細な地球物理学的な探査が行われている。地震観測は、テストサイトとその周辺で、高感度地震計を用いて行われた。観測点の数は50点以上で、そのうち30以上の地点では3成分観測を行った。観測期間は1994年夏の3カ月間であり、この間、テストサイト周辺で発生した100個以上の地震と数個の遠地地震の記録を得た。また、この観測期間中に、盆地中央部で発破実験（ショット数：1）が行われた。本研究は、これらの弱震動データを解析し、堆積盆地構造による波動場の変動とサイト効果を明らかにすることを目的とする。

本学位論文は4部からなる。

第1部では、ある基準点に対するスペクトル比を計算することによって、増幅効果を堆積谷の軸方向とそれに直交する方向の観点から評価した。ここでは、データが持っている特質（震央方位、震央距離、サブデータセットごとに求めた平均増幅特性の安定性）が盆地内の増幅特性推定に与える影響を評価した上で、得られたデータにおいては観測点近傍の影響が卓越しており、それによって推定された増幅特性の安定性が説明されることを主張する。

第2部では、第1部で推定された増幅特性と他の4つの方法（レシーバ関数を用いる方法、一般化逆行列を用いる方法、中村の方法、コーダ波を用いる方法）による結果を比較し、4つの方法それぞれの利点と適用限界を吟味した。ここでは、解析区間の選び方の重要性を示すとともに、異なった方法で増幅特性を推定した場合に、結果相互間に生ずるくいちがいを理解するための新しい解釈を提案する。さらに、2種類の2次元波動場モデリング手法を用いて、観測記録から推定した増幅特性が、地球物理学的探査に基づいて構築された詳細な地下構造モデルによって説明可能であることを示す。また、波動場モデリング固有のエラーと震源の影響を考慮に入れて、サブデータセットごとに求めた平均増幅特性間の相違についての解釈を新しい観点から行う。

第3部では、波動場のコヒーレンスを、堆積谷の軸方向とそれに直交する方向の観点から評価した。その結果、空間的にある程度離れた地点間のコヒーレンスは入射波の性質に依存しないことがわかった。これは、コヒーレンス解析の結果が、S波部分、コーダ波部分、微動について同様であったことによる。この結果は、工学的に重要な意味を持つ。

第4部では、アキ・ラーナー（Aki-Larner）法を3次元問題が扱えるように拡張したコードを開発し、3次元堆積盆地の応答に関する数値実験を、単純な堆積盆地モデルとより現実的で複雑なモデルの両方に対して行った。その結果、3次元構造の場合は、それに対応する2次元構造と比較すると、増幅率が大きくなり、共振はより複雑（2次元構造よりも共振周波数の数が増える）でかつ高周波数側に移動することがわかった。このように、3次元構造の増幅特性は複雑な挙動を示す。また、現実的な盆地モデルの場合、盆地内の増幅パターンが小さな組織状になるという現象が特に高周波数で見られ、波動場が大きく増幅される地域を予測することは困難であることがわかった。

以上述べたように、本学位論文では、堆積盆地の増幅特性に寄与する種々の異なるパラメータに関する非常に詳細な解析を行った。この成果により、サイト効果のメカニズムがより深く理解できる。また、本研究結果は、新しい解析手段と数値計算手法を提供するとともに、サイトに依存した増幅効果を評価するための既存の手段について、より正確な理解を与えるものである。

## Table des matières

<b>Introduction générale</b>	<b>13</b>
<b>Les effets de site à EURO-SEISTEST</b>	<b>17</b>
<b>1 Présentation du projet EURO-SEISTEST</b>	<b>19</b>
1.1 Objectifs d'EURO-SEISTEST	19
1.2 Contexte géologique	20
1.3 Études interdisciplinaires sur le site	23
1.4 Expérience sismologique de l'été 1994	26
1.4.1 Installation des stations	26
1.4.2 Localisation des événements et sismicité locale	28
<b>2 Estimation expérimentale des effets de site</b>	<b>35</b>
2.1 Introduction aux effets de site	35
2.2 Estimation des effets de site	39
2.2.1 Résumé	39
2.2.2 Abstract	40
2.2.3 Introduction	41
2.2.4 Méthodes	42
2.2.5 Données	45
2.2.6 Résultats et discussion	47
2.2.7 Conclusion	60
2.2.8 Références	62
2.3 Les amplifications observées sont-elles 2D ou 3D?	63
2.4 Discussion sur la variabilité des spectres	63
2.5 TSRT pour la Coda et l'onde P	72
2.6 Conclusion sur les estimations expérimentales	78
<b>3 Modélisations numériques</b>	<b>83</b>
3.1 Modélisations 1D	84
3.2 Modélisations 2D	87

3.2.1	Méthode des différences finies . . . . .	87
3.2.2	Méthode hybride: DW-FD . . . . .	99
3.3	Conclusion . . . . .	114
<b>4</b>	<b>Études sur la variabilité spatiale</b>	<b>117</b>
4.1	Introduction à la variabilité spatiale et à la cohérence . . . . .	117
4.2	La cohérence spatiale au travers de la vallée de Volvi . . . . .	120
4.2.1	Résumé . . . . .	120
4.2.2	Abstract . . . . .	121
4.2.3	Introduction . . . . .	122
4.2.4	Méthode . . . . .	124
4.2.5	Données et situation géologique . . . . .	128
4.2.6	Observations sur la cohérence . . . . .	134
4.2.7	Discussion et conclusion . . . . .	141
4.3	La cohérence spatiale déduite des mouvements forts . . . . .	144
	<b>Modélisation 3D</b>	<b>151</b>
<b>5</b>	<b>Modélisation 3D par la méthode Aki-Larner</b>	<b>151</b>
5.1	Introduction . . . . .	151
5.2	Théorie de la méthode Aki-Larner . . . . .	152
5.2.1	Généralités . . . . .	152
5.2.2	Méthode Aki-Larner en 3D . . . . .	153
5.2.3	Points faibles de la méthode . . . . .	159
5.2.4	L'intérêt de la fréquence complexe . . . . .	160
5.2.5	Prise en compte de l'atténuation . . . . .	161
5.2.6	Les exigences informatiques . . . . .	161
5.3	Tests numériques du code . . . . .	162
5.3.1	La réponse de la "Vallée - Croissant" . . . . .	163
5.4	Étude paramétrique . . . . .	165
5.4.1	Influence de la géométrie de l'interface . . . . .	165
5.4.2	Comparaison entre les modélisations 2D et 3D . . . . .	176
5.4.3	Influence de l'angle d'incidence . . . . .	180
5.5	Modélisation d'une géométrie réaliste . . . . .	185
5.6	Conclusion . . . . .	187

<b>Conclusion générale</b>	<b>193</b>
<b>Références</b>	<b>197</b>
<b>A Localisations des événements locaux</b>	<b>211</b>
<b>B Localisations de l'observatoire de Thessalonique</b>	<b>219</b>
<b>C Localisations du catalogue PED (USGS)</b>	<b>221</b>
<b>D Localisations des stations</b>	<b>223</b>
<b>E Calcul des déplacements et contraintes en 3D</b>	<b>225</b>

## Introduction générale

Au cours de ces dernières années, deux tremblements de terre très destructeurs, le séisme de Hyogo-ken Nanbu (Kobe, Japon) et le séisme de Northridge (Californie) n'ont pas seulement fait beaucoup de victimes dans la population, mais ont souligné que la prévision des séismes reste un objectif qui est loin d'être atteint (Geller, 1997). A l'inverse, c'est la prévision du risque sismique en cas des séismes forts qui apparaît plus que jamais importante à étudier, pour assurer notre propre protection en proposant une réglementation parasismique adaptée.

Néanmoins, l'élaboration de toute réglementation exige (en principe) une bonne connaissance et compréhension préalables des phénomènes physiques au cours d'un séisme. Pour cela, un des problèmes majeurs est que ces connaissances doivent être acquises à l'aide de séisme de faible magnitude et que leur extrapolation à des séismes de forte magnitude n'est pas nécessairement un problème linéaire.

A l'aide de modèles théoriques, d'observations obtenues lors des séismes de faible magnitude, de connaissances géotechniques et géologiques, ainsi que par des comparaisons avec d'autres sites ayant présenté de forts tremblements de terre dans le passé, il est donc nécessaire de trouver des moyens fiables permettant une prévision et une estimation des phénomènes physiques en cas des séismes forts.

Depuis plus d'une vingtaine d'années, l'effet du proche sous-sol sur les amplifications du mouvement de sol n'est plus mis en doute nulle part (Aki, 1988; Aki, 1993; Kudo, 1995). Les amplifications locales jouent un rôle majeur pour le risque sismique et sont très souvent en corrélation directe avec la répartition des dégâts (Beck et Hall, 1986; Hanks et Brady, 1991; Kawase, 1996; Iwata et al., 1996). De nombreuses méthodes expérimentales ont été développées (ou sont en cours de développement) (Field et Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Chávez-García et al., 1997) pour évaluer ces effets d'amplification. Ainsi, plusieurs méthodes expérimentales sont utilisées par des ingénieurs pour l'estimation des effets de site sans que leurs limites, leur fiabilité et leur compatibilité (ou même parfois leurs bases physiques) soient bien connues. Appliquées à des sites différents, ces méthodes ne montrent également pas toujours des résultats cohérents et compatibles. Enfin, les modélisations numériques, même si elles ont parfois permis de mieux comprendre les phénomènes physiques (Bard et Bouchon, 1980a et b; Bard et Gariel, 1986; Sánchez-Sesma

et al., 1993; Bouchon et Barker, 1996; Olsen et Archuleta, 1996; Kawase, 1996; Pitarka et al., 1997) n'ont pas toujours apporté des résultats en accord avec les observations, principalement par la nécessité de simplification.

Une des approches choisies récemment pour une meilleure compréhension des effets de site et des méthodes d'estimation du risque sismique a été l'installation de sites test, afin d'aborder en détail et de façon pluridisciplinaire les questions toujours ouvertes dans le domaine des effets de site (Pitilakis, 1996).

L'installation du site test EURO-SEISTEST en 1994 (le premier en Europe occidentale) dans la vallée de Volvi près de Thessalonique en Grèce, est à l'origine de cette thèse.

Dans ce travail, nous avons pu, grâce à une acquisition préliminaire des données géologiques et géotechniques, aborder les effets de site aussi bien par une analyse expérimentale que par une modélisation numérique. Après une présentation dans le **premier chapitre** du site test et de ses objectifs, ainsi que des données sismologiques acquises par un réseau temporaire, l'approche expérimentale des effets de site est présentée dans le **deuxième chapitre**. La réponse du site (une vallée sédimentaire) est estimée à l'aide des données (acquises par un réseau temporaire) par cinq méthodes expérimentales différentes ((1) la méthode des rapports spectraux traditionnelles, (2) la méthode des rapports spectraux horizontal sur vertical, (3) une inversion généralisée, (4) la méthode de la Coda et (5) la méthode de Nogoshi et Igarashi, dite la méthode de Nakamura). La compatibilité des différentes méthodes est analysée dans le détail par une analyse respective de l'ensemble des paramètres pouvant être associés aux effets d'amplification.

Dans la suite, les modélisations numériques sont utilisées pour tester et interpréter les observations expérimentales ainsi que les limites des méthodes appliquées. Nous présentons dans le **chapitre trois** les modélisations numériques unidimensionnelles et bidimensionnelles. La modélisation 1D par la méthode de Thomson-Haskell est une méthode simple et peu coûteuse. Elle entraîne cependant une importante simplification dont les conséquences sont mal évaluées. Nous avons donc comparé les résultats de cette modélisation par rapport aux observations expérimentales. Pour bien mettre en évidence les limites des différentes méthodes expérimentales, nous avons finalement complété cette étude comparative par des modélisations 2D. Une méthode des différences finies et une méthode hybride ont été appliquées.

Les études d'estimation des effets de site présentées dans les chapitres précédents ont évalué les amplifications indépendamment pour chaque point d'enregistrement. Cette approche est généralement suffisante pour l'évaluation de la sûreté des structures d'une taille modérée. Pour des structures de plus grande taille (ponts, canalisations, barrages, centrales nucléaires ....), il est important de tenir également compte des interactions des mouvements du sol aux différents points d'appui à chaque instant. Pour cette raison, la cohérence spatiale du champ d'onde, domaine d'étude peu développé, est abordée dans le

**quatrième chapitre**. Nous proposons un nouveau modèle de la cohérence spatiale pour le site test qui met en évidence l'influence de la distance entre les points étudiés sur la cohérence spatiale.

Enfin, dans le **dernier chapitre**, l'effet d'un milieu tridimensionnel sur les amplifications est étudié. Le développement des moyens informatiques a facilité pendant ces dernières années ce type de calcul et de nombreuses méthodes ont été proposées. Elles ont pourtant rarement été exploitées pour une meilleure compréhension des paramètres contrôlant les amplifications. La mise au point d'un algorithme basé sur la méthode Aki-Larner 3D nous a permis d'effectuer une étude paramétrique des mécanismes d'une amplification tridimensionnelle dans un bassin. L'objectif majeur est une meilleure compréhension de l'influence de la géométrie de la structure sur les amplifications et les diffractions, ainsi que l'évaluation des différences entre une modélisation 2D et 3D. Pour conclure notre étude tridimensionnelle, une structure réaliste est modélisée afin de tester l'influence d'une géométrie complexe.

## Première Partie

# Les effets de site à EURO-SEISTEST



## Chapitre 1

# Présentation du projet EURO-SEISTEST

### 1.1 Objectifs d'EURO-SEISTEST

EURO-SEISTEST est un site expérimental situé à environ 25 km au Nord-Est de Thessalonique en Grèce (Fig 1.1). Il a été mis en place en 1994 dans une zone de sismicité active, afin de contribuer à une meilleure compréhension du risque sismique, de la sismologie appliquée et du génie parasismique (Pitilakis et al., 1994). Pour déterminer le mieux possible les conditions locales du site et en déduire les caractéristiques générales des mouvements sismiques (réponse du sous-sol en cas de séismes forts, possibilités et limites des méthodes d'estimation) une approche multidisciplinaire a été entreprise. Les études suivantes ont été réalisées:

- (1) une analyse de la tectonique active.
- (2) une analyse de la sismicité locale,
- (3) une analyse de la structure du proche sous-sol,
- (4) une étude de la réponse du sous-sol à une sollicitation,
- (5) une analyse de la réponse d'une structure suite à un mouvement du sol.

Ces études menées par des géophysiciens, des géologues ainsi que des géotechniciens et des ingénieurs-structure, ont permis de proposer des interprétations très précises, en particulier en ce qui concerne la structure du proche sous-sol. Cette bonne connaissance du proche sous-sol a permis de mieux contrôler les données sismologiques acquises à ce jour et dans le futur et offre la possibilité de valider et tester de nouvelles méthodes de la sismologie et de l'ingénierie.

Dans ce contexte, ce site, unique en Europe occidentale, devrait significativement contribuer à l'avancement des connaissances et des méthodes dans les diverses disciplines impliquées dans le génie parasismique.

Dans le présent travail, nous avons mené différentes études fines sur des méthodes empiriques et théoriques de l'estimation du mouvement sismique, en utilisant des données

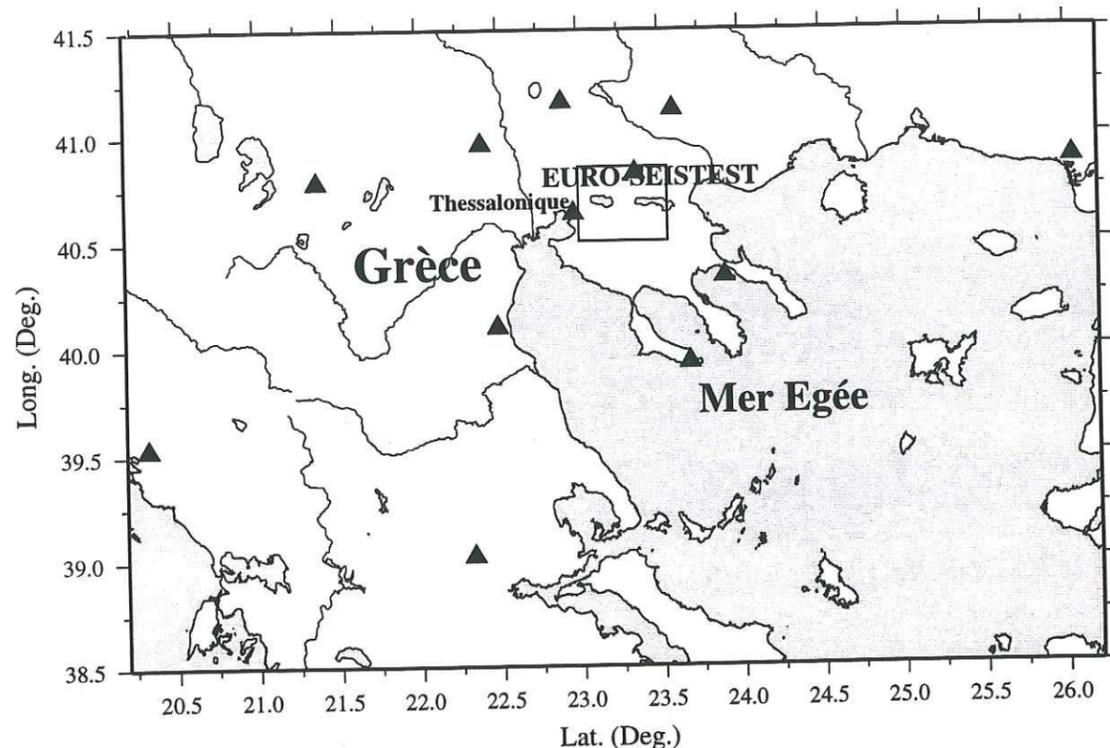


FIG. 1.1 – Carte générale de localisation d'EURO-SEISTEST près de Thessalonique. L'encadré est agrandi sur la figure 1.6. Les triangles noirs présentent le réseau sismologique permanent de l'Observatoire de Thessalonique.

Map of the localisation of the EURO-SEISTEST near Thessaloniki. The frame is enlarged in figure 1.6. Black triangles show the permanent network maintained by the Observatory of Thessaloniki.

de sismicité locale et régionale enregistrées au cours de l'été 1994.

## 1.2 Contexte géologique

L'ensemble du domaine Egéen est soumis à une tectonique extensive depuis le Miocène. L'étalement gravitaire post-orogénique (Alpin), la subduction de la plaque Afrique sous le domaine sud-égéen et l'extrusion vers l'Ouest de l'Anatolie sont les trois principales conditions aux limites contrôlant l'extension en Egée. De nombreux bassins en mer et à terre témoignent de cette extension, depuis les îles des Cyclades au sud, jusqu'en Bulgarie au Nord (Psilovikos, 1984). Les dépressions formées par ces bassins sont bien visibles sur le modèle numérique du terrain du domaine Nord Egéen et en particulier dans la région de Thessalonique (Fig. 1.2).

Situé au nord est de Thessalonique (Fig. 1.1), le graben Mygdonien est un bassin, qui,

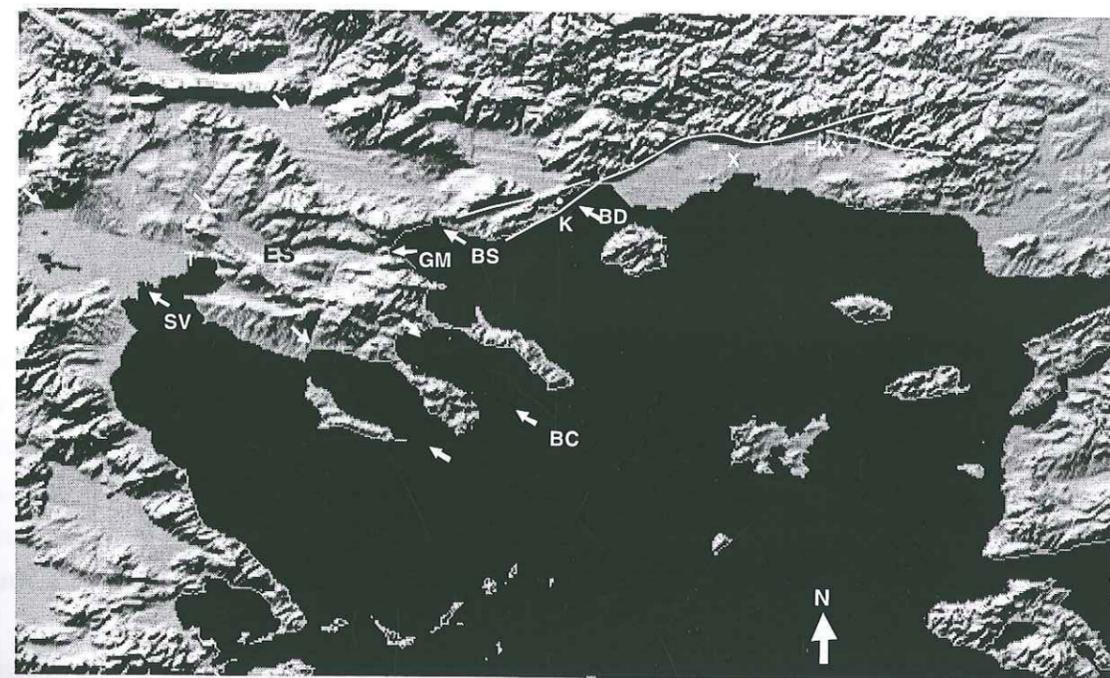


FIG. 1.2 – Modèle numérique du terrain du domaine Nord Egéen. ES: EURO-SEISTEST, GM: graben Mygdonien, BC: Bassins de l'extrémité Sud-Est de la Chalcidique, BS: bassin du Strymon, BD: bassin de Drama, SV: bassin de Vardar, FKX: faille de Kavala Xanthi, K: Kavala, T: Thessalonique, X: Xanthi (Martin, 1997).

Numerical field model of the northern Egean Region. ES: EURO-SEISTEST, GM: Mygdonian Graben, BC: south-eastern basins of Chalkidiki, BS: basin of Strymon, BD: basin of Drama, SV: basin of Vardar, FKX: Kavala Xanthi fault, K: town of Kavala, T: town of Thessaloniki, X: town of Xanthi (Martin, 1997).

bien que de taille modérée, montre une extension active rapide N-S de plus de 5 mm/an (Martinod et al., 1997). Ces déplacements sont associés à une sismicité importante, faisant de la région de Thessalonique une des zones les plus sismiques du Nord de la Grèce (Hatzidimitriou et al., 1991). Le graben lui-même est limité au Nord ainsi qu'au Sud par plusieurs failles dont certaines sont bien cartographiées en surface (Fig. 1.3).

C'est sur la faille marquant la limite Sud du graben que s'est effectuée la rupture lors du tremblement de terre de Thessalonique le 20 Juin 1978, ayant entraîné quelques dizaines de victimes et des dégâts importants dans la ville de Thessalonique (Kulhánek et Meyer, 1979). Plusieurs traces de rupture ont été relevées à la surface (Mercier et al., 1983). Le mécanisme au foyer correspond à une faille normale à pendage Nord, orientée E-W (probablement listrique) et présentant un glissement principalement normal combiné avec une faible composante horizontale senestre (Soufleris et al., 1982). Des nombreux tremblements de terre de plus faible magnitude ont précédé et suivi le séisme principal, pendant une période de plus de trois mois. D'autres séismes importants ont secoué la

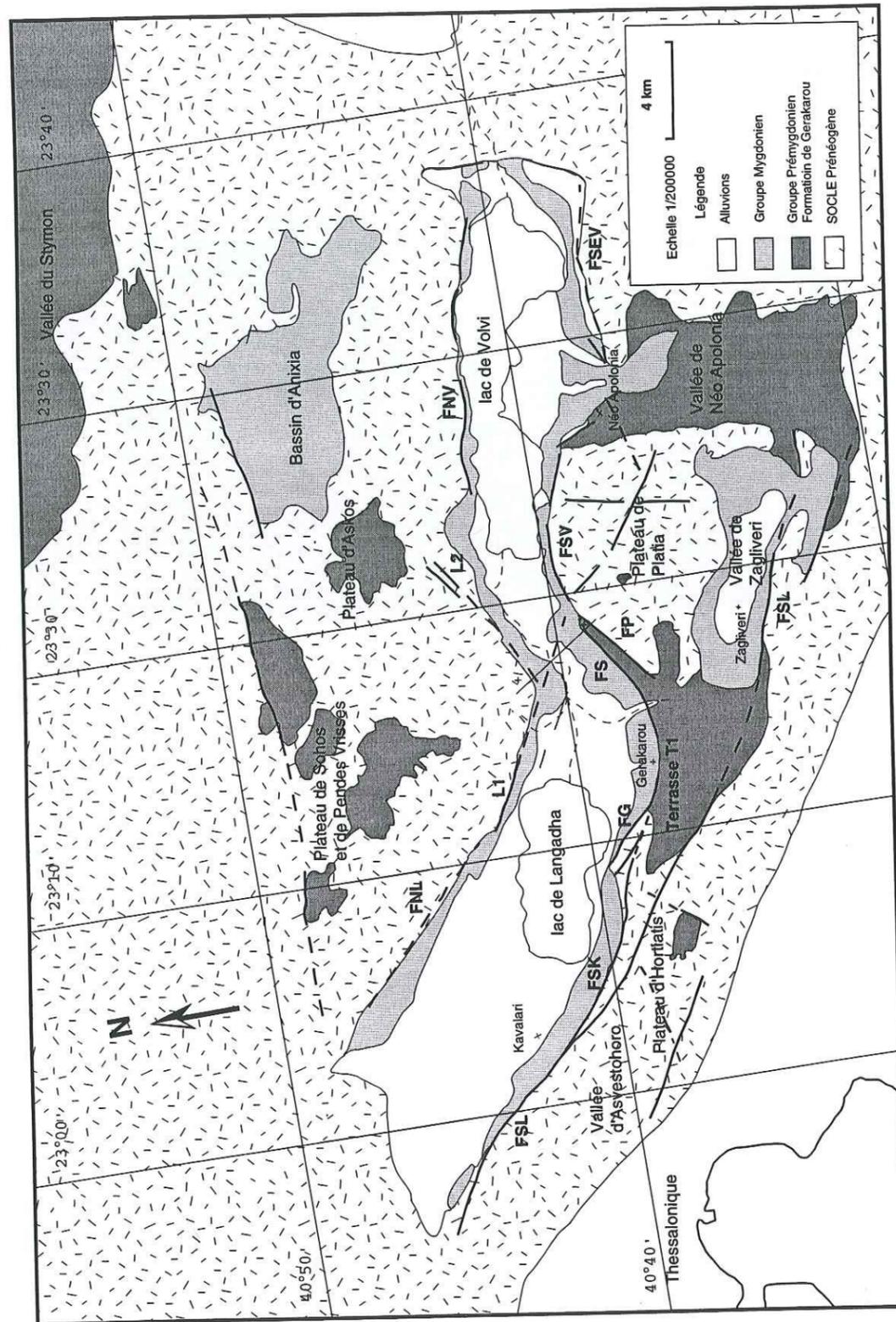


FIG. 1.3 - Carte tectonique de la région du graben Mygdonien (d'après Martin, 1997). Les traits noirs indiquent les failles observées en surface.  
Tectonic map of the Mygdonian Graben region (after Martin, 1997). The black lines indicate the faults observed at the surface.

région au cours de ce siècle (1902, 1932/33), soulignant la sismicité importante et en conséquence la nécessité d'une prise en considération sérieuse du risque sismique de l'agglomération de Thessalonique, qui a plusieurs fois été très gravement endommagée depuis 2000 ans.

Le graben Mygdonien, orienté globalement E-W, est constitué de sédiments continentaux lacustres et fluvio-lacustres déposés depuis le Miocène jusqu'à l'actuel (Kockel et Mollat, 1977) (Fig. 1.4). Ces sédiments sont argilo-sableux, peu consolidés et atteignent une épaisseur de plusieurs centaines de mètres au centre du bassin. Les propriétés mécaniques de ces sédiments sont propices aux effets d'amplifications des ondes sismiques. A l'extérieur du graben, au nord et au sud des failles normales principales limitant le bassin, on observe un socle cristallin et sédimentaire métamorphisé d'âge Primaire et Secondaire. Ces roches constituent également le socle sous le graben et elles ne présentent pas d'aptitude à amplifier significativement les signaux sismologiques, sauf lorsqu'elles sont fortement altérées en surface.

Ainsi, par ses caractéristiques géologiques et par la sismicité locale et régionale, le graben Mygdonien apparaît bien adapté à une expérimentation envisagée par le projet EURO-SEISTEST.

Ce sont d'ailleurs ces raisons qui ont fortement influencé le choix de ce site, ainsi que l'espoir d'apporter une meilleure évaluation du risque sismique de l'agglomération de Thessalonique.

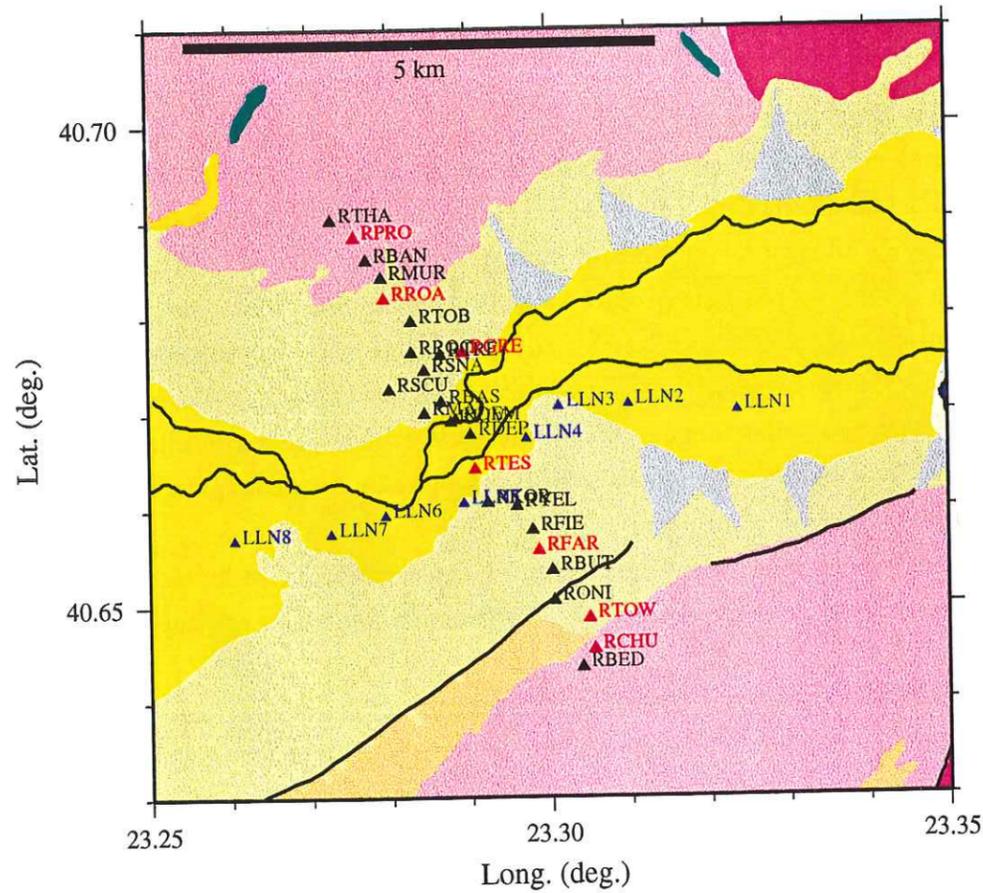
### 1.3 Études interdisciplinaires sur le site

Les études géophysiques, géologiques, géotechniques, sismologiques ainsi que des méthodes d'ingénierie mises en oeuvre dans le cadre d'EURO-SEISTEST sont brièvement décrites ici.

#### GÉOPHYSIQUE ET GÉOTECHNIQUE

Les études géophysiques ont consisté en des profils de sismique réfraction (avec analyse des arrivées des ondes P et S) et réflexion, de profils géoélectriques et des mesures magnétiques. La réalisation d'un tir (80 kg du dynamite) enregistré par un réseau linéaire de capteurs sismologiques a permis une étude des ondes de surface (Jongmans et al., 1997). Ces études ont été complétées par des mesures en forage (down-hole, cross-hole) en plusieurs points situés le long du profil principal perpendiculaire à l'axe du bassin ainsi que par des mesures sur carottes en laboratoire (colonne résonante, triaxial cyclique).

Ces mesures ont permis une détermination précise de la structure du proche sous-sol; plusieurs types de discontinuités ont été identifiées: contraste lithologique, niveau de la



- Argiles sableux (Holocène)
- Depots des terrasses inferieures (Pleistocène)
- Depots des terrasses intermediaires (Pleistocène)
- Cones d'alluvions quaternaires
- Sediments lacustres (Holocène)
- Gneiss à deux mica (Serbom. Massif)
- Roches ultramafiques (Paléozoic)
- Granite à deux mica et biotite (Mésozoic)

FIG. 1.4 – Carte géologique autour de EURO-SEISTEST (Kockel et Mollat, 1977) et localisation du réseau temporaire des stations RefTek et Lennartz (triangles). Triangles noirs: stations RefTek connectées aux capteurs L22; triangles rouges: stations RefTek connectées aux capteurs CMG40; triangles bleus: stations Lennartz (Tab. 1.1).

Geological map of the region around EURO-SEISTEST (Kockel et Mollat, 1977) with localisations of the RefTek and Lennartz stations of the temporary network during summer 1994 (triangles). Black triangles: RefTek stations connected to L22 sensors; red triangles: RefTek stations connected to CMG40 sensors; blue triangles: Lennartz stations (Tab. 1.1).

nappe phréatique, altération et tassement des sédiments (Fig. 1.5). La détermination de

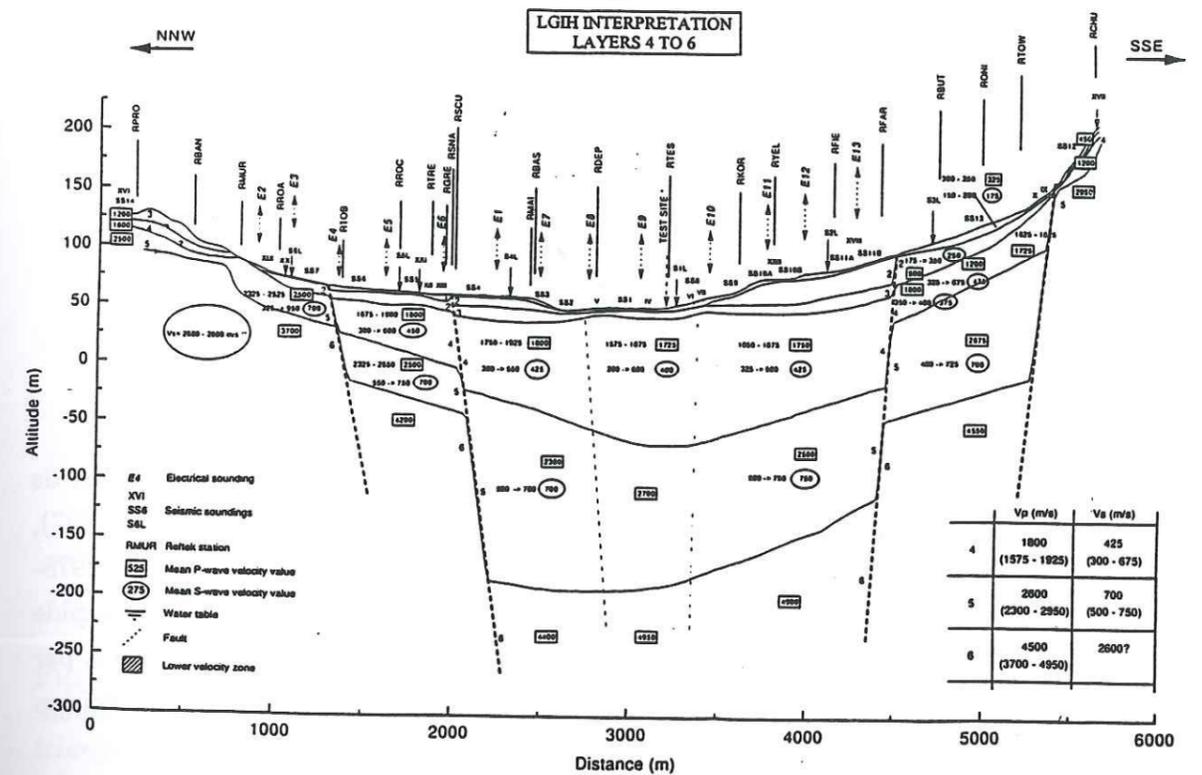


FIG. 1.5 – Coupe du bassin de Volvi déterminé par des mesures géophysiques et géotechnique (Jongmans et al., 1997).

Cross-section of the Volvi basin determined by geophysical and geotechnical measurements (Jongmans et al., 1997).

la profondeur du socle à l'intérieur du bassin est également basée sur ces études. Ces résultats ont été essentiellement utilisés comme base des données pour une meilleure interprétation des données sismologiques expérimentales ainsi que pour les modélisations numériques.

SISMOLOGIE

Un réseau sismologique permanent de 10 stations sensibles aux mouvements forts a été installé sur le site EURO-SEISTEST. 7 stations sont installées en surface et trois en profondeur dans des forages de 17m, 22m et 72 m dont deux au centre de la vallée et une sur le bord Sud. Ce réseau est opérationnel depuis l'automne 1994 et a enregistré

une trentaine d'événements locaux et régionaux. Les enregistrements à ces stations ont été utilisés pour des estimations des effets de site (Raptakis et al., 1997) ainsi que pour l'étude des méthodes d'estimations des mouvements forts comme par exemple la méthode des fonctions de Green empirique (Kamae et al., 1997).

Un réseau sismologique temporaire a été installé pendant l'été 1994 aux alentours du site test. Ce réseau a consisté en un cinquantaine des stations installées en surface pendant trois mois et sensibles aux mouvements faibles du sol. Le travail de cette thèse est principalement basé sur ces données. On cherchera à

- (1) évaluer les effets d'amplification du graben,
- (2) tester les méthodes empiriques et théoriques d'estimation des effets de site et
- (3) analyser la propagation du champ d'onde à l'intérieur du graben.

#### GÉOLOGIE ET TECTONIQUE

Des mesures géodésiques ont été réalisées dans la région proche du site test afin de mesurer les déplacements horizontaux actifs (Savvaïdis et al., 1997; Martinod et al., 1997), par une comparaison des résultats d'une triangulation et du nivellement effectués en 1978-79 et 1994. Ces mesures ont permis de mettre en évidence une extension active rapide du graben Mygdonien d'environ 6 mm/an. La campagne géodésique de l'été 1994 a par ailleurs permis de déterminer les localisations des stations sismologiques avec une précision de l'ordre de quelques centimètres (GPS différentielle).

Une étude tectonique a également été réalisée à l'échelle du graben (Martin, 1997), afin de mieux caractériser la tectonique active et récente du graben et compléter le modèle géophysique du site test.

#### BÂTIMENTS

Une maquette d'un immeuble de cinq étages a été construite sur le site test. L'immeuble a été construit à l'échelle 1/3 (pour des raisons de protection de site archéologique et de coût) et est instrumenté depuis l'été 1995 afin d'étudier la réponse de la structure aux mouvements du sol, ainsi que dans un deuxième temps, les effets de l'interaction sol-structure.

## 1.4 Expérience sismologique de l'été 1994

### 1.4.1 Installation des stations

Du 14 Juin au 22 Août 1994, un réseau sismologique a été installé sur le site expérimental EURO-SEISTEST. Différents types des stations sensibles à la microsismicité

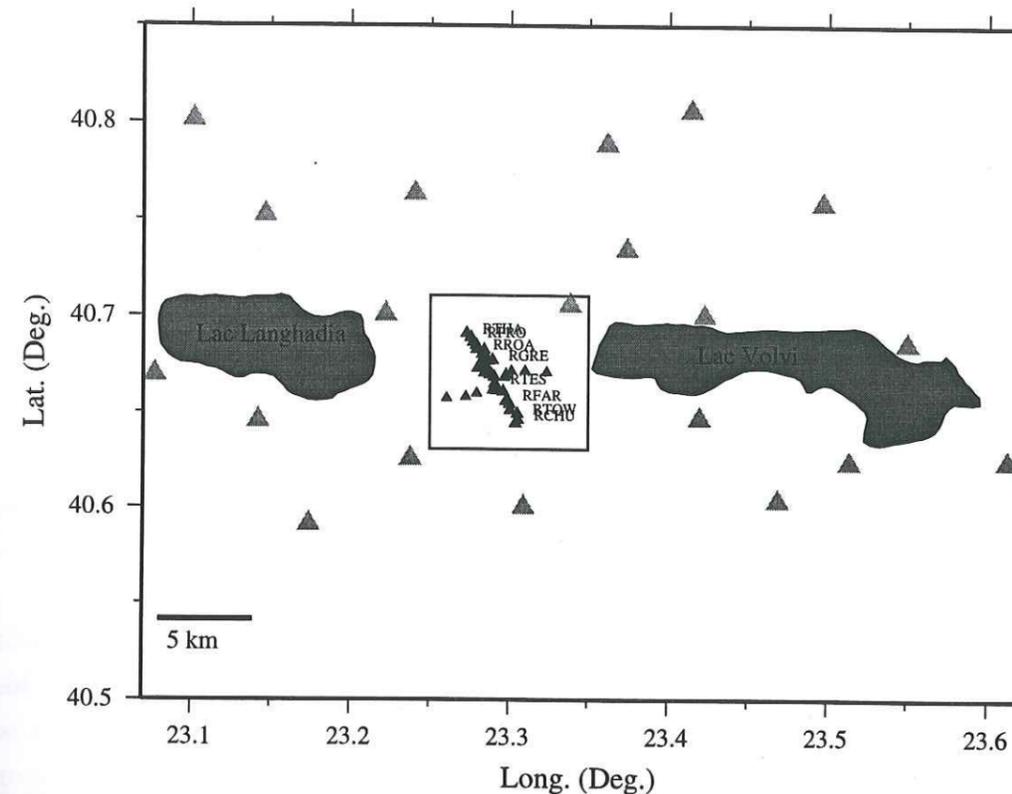


FIG. 1.6 – Localisation des stations temporaires autour du site test. Les triangles noirs montrent les localisations des stations connectées aux capteurs à trois composantes, les triangles gris montrent les localisations des stations TAD connectées aux capteurs à une composante. L'encadré est agrandi sur la figure 1.4.

Localisation of the temporarily installed stations around the test site. Black triangles show the localisation of the stations connected to three-component sensors, grey triangles show the localisations of the TAD one-component stations (used for the localisations of local events). The frame is enlarged in figure 1.4.

locale ont été disposées et sont décrits dans la suite ainsi que l'intérêt de leur installation (Tab. 1.1, Fig. 1.6):

- 20 stations une composante (composante verticale) disposées sur une région d'environ  $25\text{km} \times 50\text{km}$  ont été utilisées pour localiser précisément les hypocentres des événements locaux. Ceci a permis une détermination des épacentres avec une précision de 3 km et des profondeurs avec une précision d'environ 5 km. Une telle précision est actuellement impossible à obtenir avec le réseau permanent trop lâche de l'Observatoire de Thessalonique. Des systèmes d'acquisition de type TAD ont été utilisés connectés aux capteurs à une composante (verticale) d'une fréquence propre de 2.0 Hz.
- 23 stations RefTek à trois composantes ont été installées perpendiculairement à l'axe de la vallée, du village de Profitis au nord-ouest au village de Stivos au sud-est, avec

des distances entre stations d'environ 250 m. Elles ont été connectées soit à des capteurs CMG40 d'une fréquence propre de 0.05 Hz (dont la réponse en vitesse est considérée en étant plate à partir de cette fréquence), soit à des capteurs L22 d'une fréquence propre de 2.0 Hz. Les emplacements des stations connectées aux capteurs large-bande (CMG40) correspondent aux stations du réseau permanent accélérométrique. Les enregistrements ainsi obtenus ont été essentiellement utilisés pour des études d'effet de site et de la réponse du bassin sédimentaire à une sollicitation par un champ d'onde. Ces enregistrements seront les plus utilisés dans les chapitres suivants (Fig. 1.4).

- 8 stations MARS-88 Lennartz connectées à des récepteurs à trois composantes d'une fréquence propre de 1 Hz ont été disposées parallèlement à l'axe de la vallée entre les lacs de Volvi et de Langhada avec un espacement d'environ 500 m. Les enregistrements à ces stations ont également servi aux études des effets de site, afin de surveiller la réponse du bassin parallèlement à l'axe de la vallée. L'ensemble des stations RefTek et Lennartz était destiné à tester l'influence des effets bi- ou tridimensionnels du bassin (Fig. 1.4).
- Un réseau dense de 8 stations à trois composantes de type CIES (capteurs avec une fréquence propre de 0.2 Hz) avec des distances entre station variant de 10 m à 100 m a été installé autour du site test au centre de la vallée. Les enregistrements aux stations de ce réseau ont servi aux études de la variabilité spatiale et de la propagation du champ d'onde en utilisant des techniques spécifiques aux réseaux denses.

Toutes les stations du réseau temporaire de l'été 1994 ont été utilisées en mode déclenchement: compte tenu du niveau de bruit relativement élevé dans le graben très agricole, tous les événements locaux ou régionaux n'ont pas été systématiquement enregistrés par toutes les stations. Les localisations de toutes les stations (sauf les stations TAD) ont été faites par des mesures géodésiques (GPS) permettant d'obtenir une précision de quelques centimètres (annexe D).

### 1.4.2 Localisation des événements et sismicité locale

#### IDENTIFICATION DES ENREGISTREMENTS

Le premier travail suite à la campagne sismologique a consisté en la mise en forme des données et la localisation des hypocentres des événements sismologiques. Les localisations des séismes enregistrés par des stations du réseau temporaire ont été obtenues par plusieurs méthodes. Tout d'abord nous avons effectué des localisations utilisant le réseau de stations

Type de système d'acquisition	nombre de stations	Type de capteur	Objectifs
TAD	20	Mark-Products L-22 vertical	Localisation des hypocentres
RefTek	7	Guralp CMG40 3D 0.05 Hz	Effets de site
RefTek	16	Mark-Products L22 3D 2.0 Hz	Effets de site
Lennartz	8	Lennartz 3D 1.0 Hz	Effets de site
CIES	8	Lennartz 3D 0.2 Hz	Effets de site et Variabilité spatiale

TAB. 1.1 - *Récapitulatif des stations installées pendant l'expérience de l'été 1994*  
Overview of all seismological stations installed temporarily during summer 1994 in the test-site region.

TAD, qui étaient opérationnelles pendant l'expérience de l'été 1994. Nous nous sommes également servis du catalogue de l'Observatoire de Thessalonique. Ce bulletin donne des localisations obtenues par un réseau permanent de 12 stations installées sur une surface d'environ  $220\text{km} \times 480\text{km}$  au nord de la Grèce (Fig. 1.1). Finalement, nous avons complété notre liste des événements disponibles par les localisations données dans le bulletin PDE (preliminary determination of epicenters) de l'USGS (United States Geological Survey) qui sont déterminées par un réseau mondial. Cette variété dans l'identification des événements a été nécessaire chaque réseau ayant une fonction bien précise:

- Le réseau TAD a permis de localiser les événements locaux même de faible magnitude ( $1 \leq M_L \leq 4.5$ ) autour du site test avec une très bonne précision (annexe A).
- Grâce au bulletin de l'Observatoire de Thessalonique la liste a été complétée par des événements locaux ou régionaux qui n'ont pas déclenché les stations du réseau TAD ou qui sont mal localisés car situés à l'extérieur du réseau TAD (annexe B).
- Le bulletin PDE de l'USGS a permis d'obtenir la localisation des séismes et des télé-séismes, pour lesquels une localisation n'est pas possible par les réseaux locaux ou régionaux, mais pour lesquels nous avons néanmoins obtenu des enregistrements au cours de la campagne (annexe C).

#### LOCALISATION PAR LE RÉSEAU TAD

Les enregistrements des stations RefTek et Lennartz ainsi que des stations CIES n'ont pas été inclus dans les localisations par les stations TAD. En effet, une localisation fiable

et précise nécessite une maille équilibrée et des stations disposées de façon homogène avec des distances entre stations similaires au sein du réseau. En conséquence, utiliser un réseau très dense d'une trentaine des stations installées sur une petite zone n'aurait pas amélioré les localisations ou les aurait peut-être même biaisées en donnant trop de poids à une zone géographique particulière.

Pour assurer une bonne précision horaire, les horloges internes des stations TAD ont été connectées à des récepteurs de signaux DCF qui reçoivent un signal du temps universel chaque minute. Ceci permet de connaître la dérive de l'horloge interne par rapport au temps universel. Cette erreur est corrigée a posteriori par une simple interpolation de la dérive de l'horloge interne. Le temps absolu des enregistrements est suffisamment précis pour garantir une localisation satisfaisante pour les travaux nous concernant.

Après une correction horaire automatisée, les temps d'arrivée des ondes P ont été pointés manuellement à l'aide du logiciel SISMALP (Fréchet et Thouvenot, 1993). La précision de ces phases pointées est d'environ 0.05 s. Lorsqu'une détermination claire et nette du temps d'arrivée de l'onde S a été possible, cette phase a également été pointée à la main, et la précision est considérée d'environ 0.1 s. Cependant, l'enregistrement de la seule composante verticale n'a pas toujours permis de déterminer l'arrivée de l'onde S. Ceci est en particulier sensible pour les événements situés à une distance supérieure à 50 km, l'arrivée de l'onde S n'étant pas toujours bien visible sur la composante verticale. L'arrivée de l'onde S peut en effet être facilement cachée parmi d'autres phases arrivant à peu près au même moment avec des amplitudes assez importantes sur la composante verticale, notamment les ondes P converties ou réfléchies (pP ou PP).

Les localisations ont été calculées à l'aide du programme HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). Comme décrit précédemment, les coordonnées des stations ainsi que les temps d'arrivées des ondes P et S sont suffisamment précis pour une localisation satisfaisante. Le modèle de vitesse de la croûte utilisé a été déduit d'un modèle de vitesse déterminé à partir de plus de 500 événements locaux et régionaux enregistrés en 1984 (Hatzfeld et al., 1986/87). Un rapport des vitesses des ondes P et S de  $v_P/v_S = 1.74$  a été utilisé et le modèle de vitesse de l'onde P est donné dans le tableau 1.2.

Une localisation préliminaire a permis de déterminer les hypocentres de 436 événements pendant la période du fonctionnement du réseau temporaire, en utilisant des phases de l'onde P déterminées à au moins trois différentes stations et généralement avec au moins une phase de l'onde S. Parmi ces localisations, une partie des événements a été localisée bien à l'extérieur du réseau TAD. Ces localisations sont donc peu précises. Ceci nous a incité à retrier nos données utilisées pour les localisations. Nous avons appliqué les règles suivantes pour une sélection et une optimisation des localisations:

- Les temps d'arrivée des ondes S pointés dans les enregistrements des stations TAD

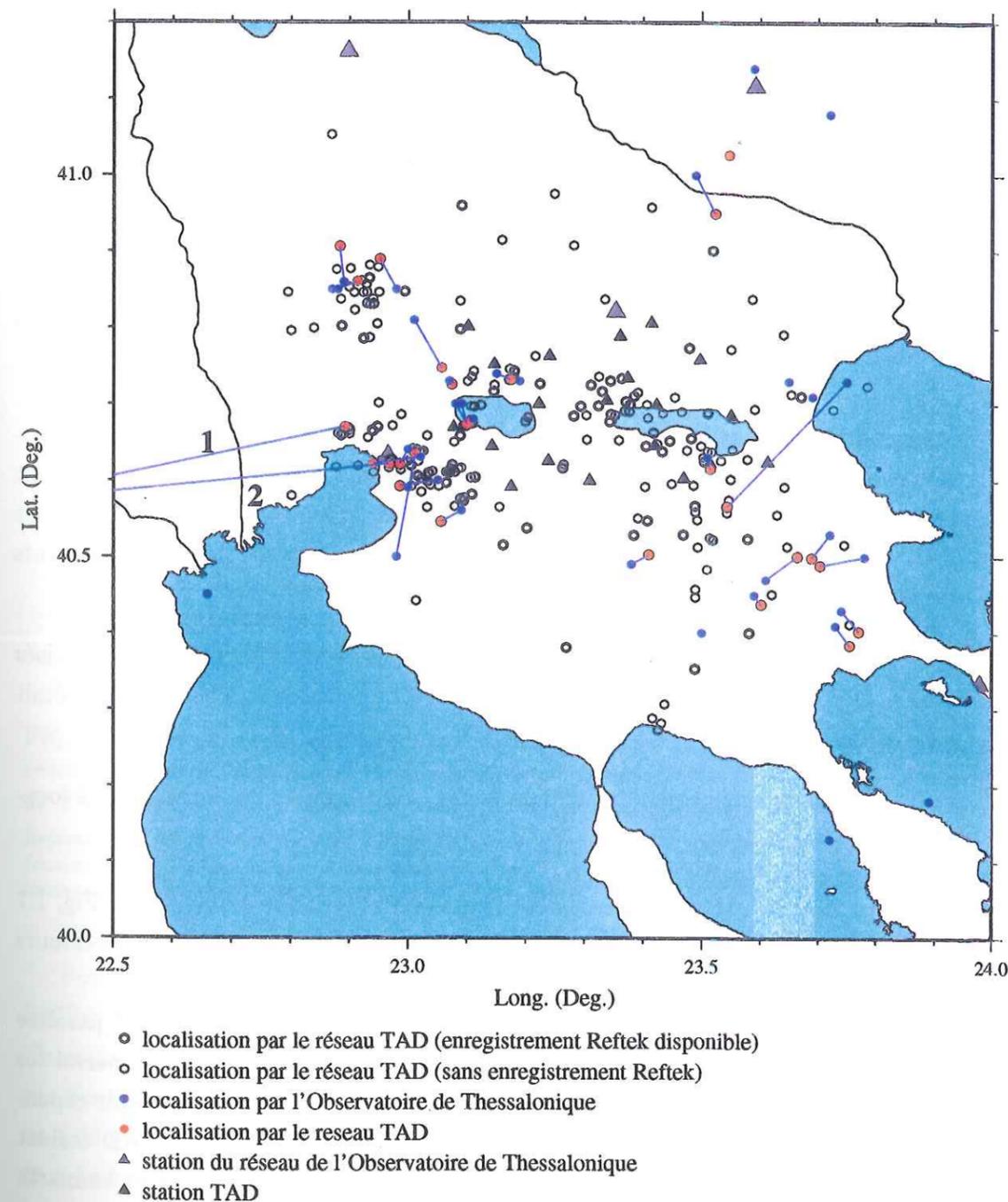


FIG. 1.7 - Localisations des événements locaux enregistrés pendant la période de fonctionnement du réseau temporaire. Les localisations du même événement par des réseaux différents sont connectées par des droites. Les droites numérotés 1 et 2 sont mentionnées dans le texte.

Localisations of local events recorded during the 3-month period of the temporary network. The localisations of the same event obtained from different networks are connected. The connections annotated by number 1 and 2 are especially mentioned in the text.

profondeur de la couche (km) là couche (km)	vitesse de l'onde P (km/s)
0.0 - 2.0	4.00
2.0 - 4.0	5.70
4.0 - 6.0	5.80
6.0 - 8.0	5.90
8.0 - 10.0	6.00
10.0 - 32.0	6.10
≥ 32.0	7.90

TAB. 1.2 – Modèle de vitesse de la croûte d'après Hatzfeld et al. (1986/87) utilisé pour les localisations des séismes locaux par les données enregistrées aux stations TAD.

Velocity model of the crust in the EURO-SEISTEST area after Hatzfeld et al. (1986/87) used for the localisation of local earthquakes with recordings from the TAD network.

(composantes verticales) ont été comparés avec des enregistrements des trois composantes des stations RefTek, lorsqu'elles étaient disponibles. Le critère principal pour l'acceptation d'une phase S pointée était un temps du trajet S-P similaire dans les deux types des enregistrements et une phase S bien visible dans les enregistrements des stations TAD.

- Les événements avec un temps du trajet S-P supérieur à 15.0 s n'ont pas été localisés avec le réseau TAD lorsqu'une localisation de l'Observatoire de Thessalonique était disponible.
- Seuls les événements présentant au moins une phase d'onde S pointée ont été localisés.

Après cette sélection, le nombre des événements relocalisés a été réduit à 251 (Fig. 1.7 et annexe A). Pour toutes les localisations finales effectuées par le réseau TAD, les erreurs horizontales et verticales moyennes sont d'environ 3 km et 5 km respectivement.

99 de ces 251 événements sont enregistrés à au moins 3 stations RefTek. Il peut paraître surprenant qu'uniquement 99 des 251 localisations TAD aient été identifiées parmi les enregistrements des stations RefTek et Lennartz. Le niveau du bruit de fond était cependant très différent pour les deux groupes de stations. En effet, les stations TAD étaient installées sur du rocher à des endroits calmes, tandis que les stations RefTek et Lennartz étaient pratiquement toutes installées dans le graben, soit dans des villages, soit dans des champs où existe une forte activité agricole en été (tracteurs, pompes à eau, ...). Il est également probable, que quelques enregistrements aux stations RefTek ont été perdus suite au tri des données accompli pendant la campagne par un personnel très variable et parfois peu expérimenté. En revanche, le tri des données TAD a entièrement été effectué après la campagne par une seule personne, rendant le jeu de données plus homogène.

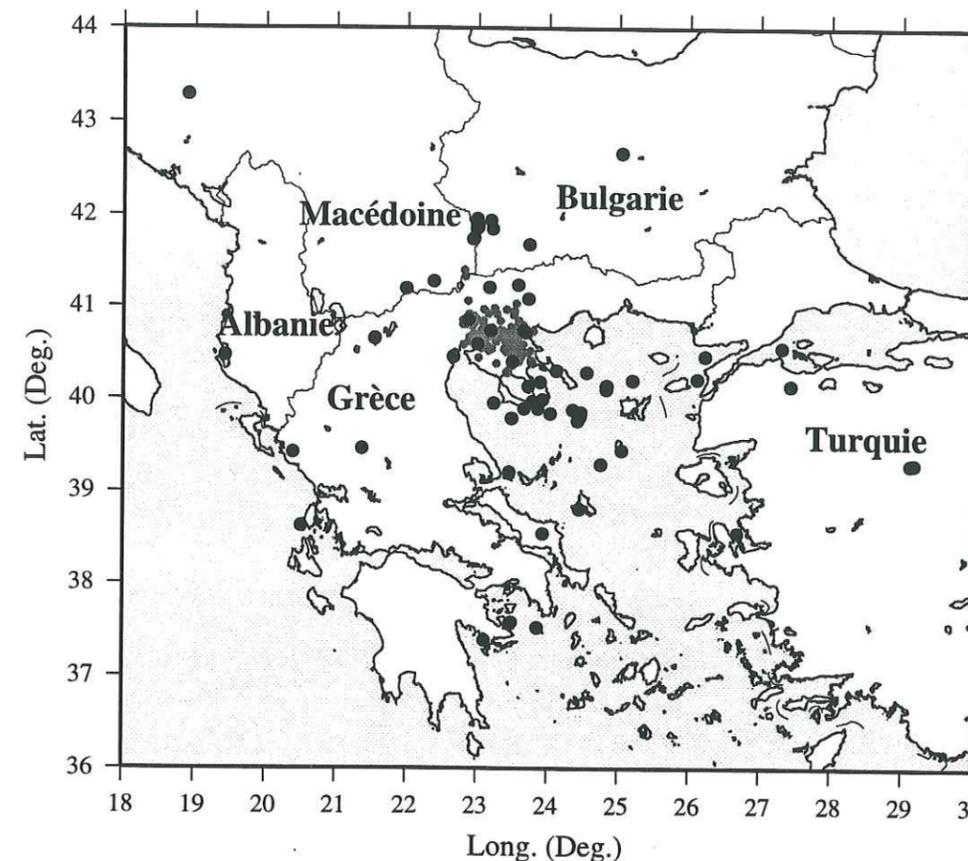


FIG. 1.8 – Séismes régionaux et locaux enregistrés pendant la période de fonctionnement du réseau temporaire. Les cercles noirs correspondent aux séismes localisés par l'Observatoire de Thessalonique, les séismes montrés en gris sont ceux localisés par le réseau TAD.

Regional and local events recorded during the 3-month period of the operation of the temporary network (summer 1994). Black circles: localisations obtained from the Observatory of Thessaloniki, grey circles: localisations obtained from the TAD temporary network.

Pour 29 des 99 événements localisés par le réseau TAD et enregistrés aux stations RefTek et Lennartz, des localisations sont fournies par le bulletin de l'Observatoire de Thessalonique. La comparaison des deux ensembles de localisations (Fig. 1.7) ne montre pas des variations significatives compte tenu de la précision des localisations, à l'exception de quelques événements. Par ailleurs, pour les localisations TAD proches (1 à 20 km) de ce même réseau, les valeurs des écart-types entre les temps d'arrivée théoriques (calculés au cours de la localisation automatique) et les temps d'arrivées réels sont très faibles ( $\leq 0.12s$ ). Nous avons donc utilisé dans la suite les localisations TAD pour ces événements. Deux événements (voir numéro 1 et 2 sur la figure 1.7), probablement des tirs de carrière, présentent une localisation TAD extrêmement éloignée de celle de l'Observatoire de Thessalonique. Les localisations TAD très satisfaisantes et la grande distance séparant les deux types de localisation suggère que l'on a ici à faire à des événements différents.

64 événements enregistrés sur au moins 5 stations RefTek n'ont pas pu être localisés par le réseau TAD. Pour ces événements, nous avons utilisé les localisations disponibles dans le bulletin de l'Observatoire de Thessalonique (annexe B). Enfin, 6 télé-séismes ont été enregistrés par quelques stations RefTek, leurs localisations ont été obtenues par le bulletin PDE de l'USGS (annexe C). Les localisations de tous les séismes régionaux et locaux cités sont montrés sur la figure 1.8.

#### FORMAT FINAL DES DONNÉES DE LA CAMPAGNE 1994

Les enregistrements aux stations RefTek, Lennartz et CIES ont été mis en forme sous le format SAC (SignalAnalysingCode), avec toutes les informations connues (localisation de l'hypocentre, localisation et nom de la station) inscrit dans l'entête des données. L'ensemble de ces données est disponible sur CD-ROM.

#### SISMICITÉ LOCALE PENDANT LA CAMPAGNE 1994

La comparaison avec des expériences temporaires précédentes (Hatzfeld et al., 1986/87, Hatzidimitriou et al., 1991) montre une sismicité locale relativement faible pour l'été 1994. Il faut noter que les expériences effectuées en 1984 et en 1985 ont probablement enregistré une activité post-sismique associée au séisme de Thessalonique de 1978. L'été 1994 a cependant présenté une sismicité anormalement calme et plusieurs séquences sismiques significatives ( $M_L = 4.7$ ,  $M_L = 5.3$ ) ont eu lieu dans la région pendant les neuf mois suivant l'expérience (et ont d'ailleurs été enregistrées par le réseau accélérométrique permanent). La sismicité locale pendant la période de l'expérience est relativement diffuse avec cependant deux nettes concentrations d'événements au Nord-Est et au Nord de Thessalonique. Ces événements ont en majorité eu lieu pendant la journée, ils sont situés à une profondeur inférieure à 3 km et se positionnent en surface sur des sites de carrières. Ils sont donc probablement associés à des tirs plutôt qu'à des ruptures tectoniques (Hatzidimitriou et al., 1991). Ils n'ont pourtant pas été exclus de l'ensemble des données, ces enregistrements pouvant, moyennant quelques précautions, être utilisés pour des études variées comme les estimations des effets de site. Ces séismes ont par contre été éliminés pour l'étude sismo-tectonique (Martin, 1997).

## Chapitre 2

# Estimation expérimentale des effets de site

### 2.1 Introduction aux effets de site

L'énergie libérée suite à une rupture sismique est propagée vers la surface par des ondes dont les amplitudes et contenus fréquentiels sont modifiés pendant leur trajet par des effets de propagation (atténuation, réflexion sur le Moho ou sur les autres interfaces profondes). Les hétérogénéités dans la croûte supérieure et le proche sous-sol sont souvent plus importantes qu'en profondeur (e.g. bassin sédimentaire, transition socle-couverture sédimentaire ...). Elles peuvent entraîner un changement d'amplitude du signal parfois très important et sur une distance relativement courte. Ce sont essentiellement ces effets de proche sous-sol qui nous intéressent dans la suite et qui sont appelés "effets de site" (Fig. 2.1).

L'existence de ces effets n'est maintenant plus remise en doute. Le séisme de Michoacan (Mexique, 1985) les a parfaitement mis en évidence par les nombreux dégâts dans la ville de Mexico City suite à un phénomène de résonance du champ d'onde incident dans le bassin sédimentaire sur lequel la ville est construite. Le séisme de Loma Prieta en Californie (1989), a également provoqué des nombreux dégâts dans la ville de San Francisco, pourtant située à plus de 100 km de l'épicentre. L'ampleur des dommages, très variable même sur de courtes distances, est liée aux conditions locales de la géologie et à la variation des paramètres physiques du proche sous-sol (vitesses des ondes, densité) (Plafker et Galloway, 1989). Le séisme de Northridge en Californie (1994) a montré que les amplifications des mouvements ne sont pas nécessairement en corrélation directe avec les sols peu consolidés à la surface, mais qu'un phénomène de focalisation des ondes suite à une interface irrégulière à plusieurs kilomètres de profondeur a provoquée des dégâts importants dans deux zones d'extension très limitées (Gao et al., 1996) d'une unité géologique plus étendue.

Ces exemples montrent que les effets de site peuvent avoir des conséquences importantes et doivent être pris en compte pour toute étude de l'aléa et du risque sismiques. Ils

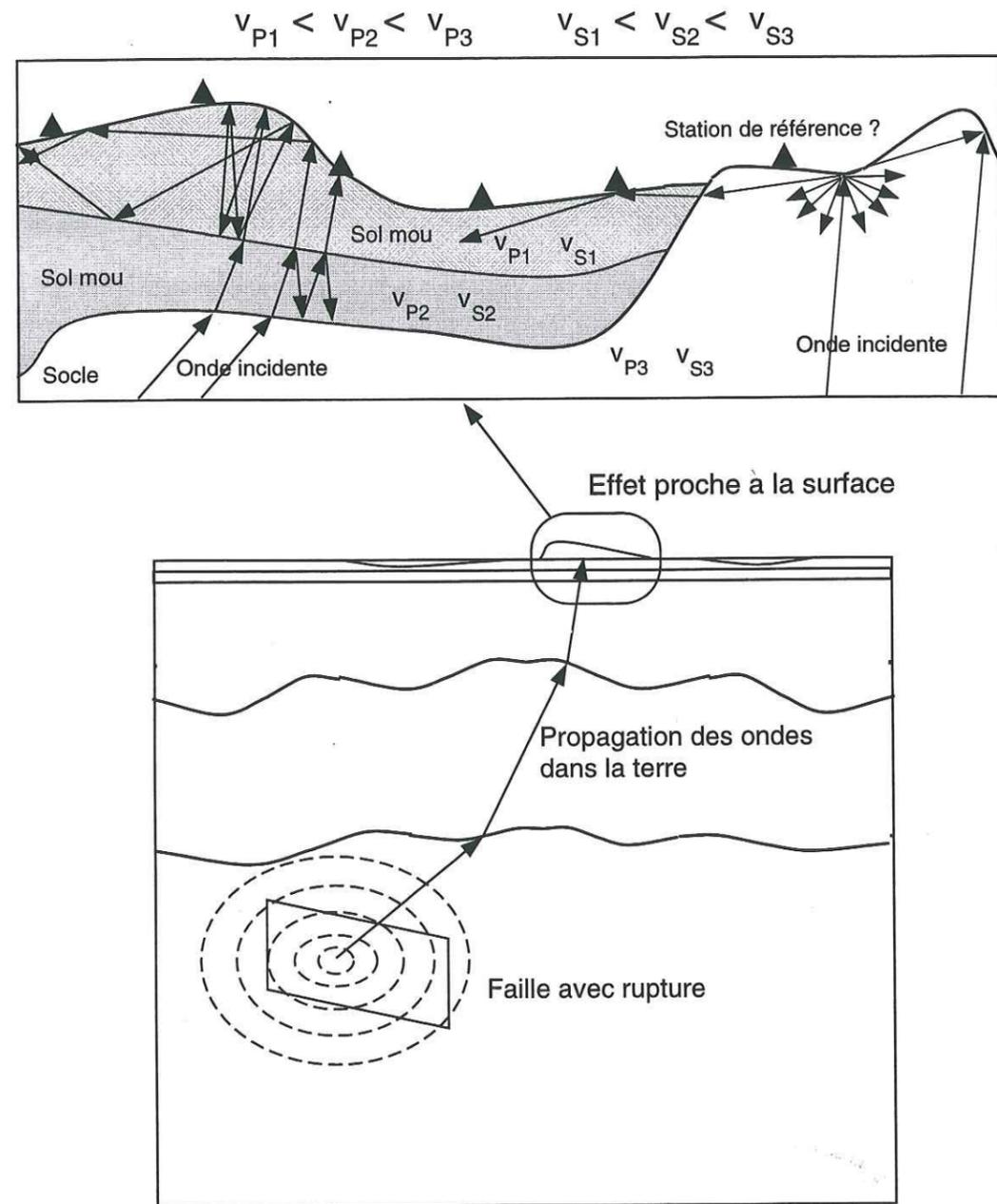


FIG. 2.1 - Schéma simplifié des différentes contributions dans un signal enregistré à la surface et provenant d'un tremblement de terre

Simplistic scheme of the contributions of a signal provoked by an earthquake and recorded at the surface of the earth.

peuvent être de nature variée, toute amplification du champ d'onde incident provoquée aux alentours du site étant incluse dans le terme "effets de site". L'amplification peut être simplement due à un phénomène de résonance verticale du champ d'onde incident dans une couche peu consolidée (Cranswick et al., 1985). Cette résonance provoque une amplification à des fréquences particulières (fréquence propre et ses modes supérieurs) par interférence constructive. D'autres types d'amplifications ont par ailleurs une origine plus complexe.

Différentes études montrent que des effets de site peuvent être créés par la topographie de la surface (Géli et al., 1988; Sanchez-Sesma et Campillo, 1993; Hartzell et al., 1994; Pedersen et al. 1994b; Spudich et al., 1996), ou encore par la géométrie bi- ou tridimensionnelle d'une interface entre des couches différentes (Gao et al., 1996; Sánchez-Sesma et Luzón, 1995; Pitarka et al., 1996). Une géométrie complexe du sous-sol et de la surface provoque des ondes réfléchies et diffractées qui se superposent et entraînent des interférences constructives ou destructives aux alentours de l'irrégularité. Néanmoins, une géométrie complexe ne pourra entraîner des amplifications significatives que s'il existe un fort contraste de l'impédance (vitesse  $\times$  densité) dans le milieu. Les plus fortes variations des paramètres physiques du sous-sol se retrouvent souvent lors d'un changement de lithologie, par exemple le passage d'un substratum rocheux à un remplissage de sédiments naturels ou artificiels peu consolidés. Ainsi on observe souvent une bonne corrélation entre la géologie de surface et les amplifications (Borcherdt et Gibbs, 1976; Chávez-García et al., 1990; Darragh et Shakal, 1991; Lermo et Chávez-García, 1994; Lachet et al., 1996; Su et al. 1992). Enfin, l'effet de site peut devenir très complexe lorsque plusieurs phénomènes interagissent et se superposent en même temps (effet de géométrie, de contraste lithologique...) et il est souvent difficile de déterminer leur contribution respective, car la géométrie et la nature du sous-sol sont rarement bien connues.

Des simplifications et hypothèses sont donc nécessaires pour permettre d'abord une séparation des différentes parties du signal enregistré en surface, pour ensuite obtenir la partie qui exprime les effets de site et finalement pour analyser les différentes contributions à ces effets.

Un problème fréquent dans ce type d'étude est l'opposition entre la nécessité d'une évaluation fiable des effets de site pour l'estimation de l'aléa et du risque sismiques d'un côté, et, de l'autre côté la faible compréhension du phénomène physique et des facteurs les plus influents. Il est donc primordial d'étudier le phénomène d'amplification en détail pour, dans la suite, développer et tester des méthodes fiables d'estimation de l'aléa et du risque sismiques.

C'est dans ce sens que les recherches ont été menées depuis les premières estimations des effets de site par Borcherdt (1970). Pratiquement tous les études fonctionnent dans le domaine fréquentiel à cause de la facilité du traitement des signaux. Les signaux enregis-

trés à la surface peuvent être décrits dans le domaine temporel par une convolution de la fonction de source  $sr(t)$  avec la contribution de la propagation  $p(t)$  et du site  $si(t)$ :

$$obs(t) = sr(t) * p(t) * si(t) \quad (2.1)$$

Par une transformation de Fourier et sans tenir compte de l'influence de la phase, les observations dans le domaine fréquentiel  $obs(f)$  peuvent simplement être décrites par une multiplication des contributions différentes en fonction de la fréquence  $f$ :

$$obs(f) = sr(f) \cdot p(f) \cdot si(f) \quad (2.2)$$

La relation par multiplication des différentes contributions facilite le traitement des signaux dans la suite, mais permet uniquement des études en terme d'amplitudes due à la perte de l'information de la phase.

Plusieurs méthodes expérimentales, travaillant dans le domaine fréquentiel, ont été développées pour estimer les amplifications à partir des enregistrements des séismes de faibles magnitudes (Andrews, 1986; Phillips et Aki, 1986; Boatwright et al., 1991a; Lermo et Chavez-Garcia, 1993) ou encore des enregistrements du bruit de fond (Nogoshi et Igarashi, 1970; Nogoshi et Igarashi, 1971; Nakamura, 1989; Duval, 1994). Néanmoins, malgré les progrès effectués, les résultats obtenus sur un site par deux (ou plusieurs) méthodes différentes ne sont pas toujours compatibles. Une comparaison entre des résultats obtenus sur des sites différents est encore plus délicate en raison des conditions géologiques très variables. Seuls Field et Jacob (1995) présentent une étude comparative de plusieurs méthodes en utilisant des séismes de faible magnitude à une distance epicentrale de plus de 100 km. Ainsi, le manque d'études comparatives limite la validité de nombreuses méthodes (Kudo, 1995) et empêche leur application en routine.

Enfin, le développement des méthodes de prospection géophysique (sismique, électrique) et des forages géotechniques permettent maintenant d'avoir une meilleure connaissance du sous-sol. Ces études doivent être prises en compte pour toute évaluation des méthodes d'estimations (expérimentales ou théoriques) des effets de site.

C'est dans cet esprit qu'a été réalisée dans le graben Mygdonien l'estimation des effets de site présentée dans ce chapitre. Cinq méthodes expérimentales ont été utilisées, non seulement pour évaluer les effets de site, mais également pour permettre une meilleure compréhension des possibilités et limites de chaque méthode. Dans la première partie nous mettons en évidence les effets de site dans la vallée sédimentaire de Volvi et nous comparons les résultats obtenus par cinq méthodes différentes basés sur le même ensemble de données. Dans la seconde partie, la stabilité des amplifications calculées est discutée sous plusieurs aspects (nombres d'événements inclus dans l'étude, influence de la distance epicentrale et du back azimuth). Enfin, dans la troisième partie, la contradiction apparente entre deux méthodes (rapports spectraux classique sur la Coda et méthode de la Coda de

Phillips et Aki, 1986) est discutée par une comparaison globale des amplifications estimées à l'aide de plusieurs méthodes sur différents types de signaux (l'onde P, S et Coda).

## 2.2 Estimation des effets de site par cinq méthodes différentes

ARTICLE ACCEPTÉ AU BSSA (JUILLET, 1997) SOUS LE TITRE  
 "DETAILED EVALUATION OF SITE RESPONSE ESTIMATION METHODS ACROSS AND  
 ALONG THE SEDIMENTARY VALLEY OF VOLVI (EURO-SEISTEST)  
 J. RIEPL, P.-Y. BARD, D. HATZFELD, C. PAPAIOANNOU AND S. NECHTSCHHEIN

### 2.2.1 Résumé

Les effets d'amplification dans le bassin sédimentaire de Volvi ont été estimés par plusieurs méthodes expérimentales à partir des enregistrements des tremblements de terre d'une magnitude inférieure à  $M_L = 3.0$ . Le principal intérêt du site est la très bonne connaissance du proche sous-sol suite aux nombreuses mesures géophysiques et géotechniques (Chapitre 2.1). Grâce aux faibles distances entre les stations RefTek, les effets d'amplification ont été contrôlés de façon quasi-continue dans la direction perpendiculairement à l'axe de la vallée sur une distance totale de 6 km. Parallèlement à l'axe de la vallée, les amplifications ont été estimées par les enregistrements à des stations Lennartz sur une distance totale de 4 km ce qui a permis de surveiller la complexité du site (structure bi- ou tridimensionnelle). Pour estimer les amplifications nous avons utilisé 13 séismes locaux et la méthode des rapports spectraux classique (TSRT). Ces 13 séismes ont été choisis parce qu'ils étaient les seuls parmi les séismes locaux à avoir déclenché plus que 15 stations RefTek. Avec ceci nous avons calculé les spectres d'amplification moyens pour chaque station et chaque composante.

Des fortes amplifications ( $\geq 10$ ) au centre de la vallée ont été mises en évidence et la bande des fréquences dans laquelle les fortes amplifications apparaissent est de 0.7 à 5.0 Hz environ. La comparaison entre les amplifications estimées et le modèle du proche sous-sol montre clairement que les amplifications sont directement liées à l'épaisseur des couches sédimentaires peu consolidées. On remarque des changements d'amplification assez forts au passage des failles limitant les roches sédimentaires du bassin des roches métamorphiques aux alentours. Un changement d'amplification, surtout aux basses fréquences, intervient au passage des failles qui, à l'intérieur du bassin, séparent des domaines de remplissage sédimentaire d'épaisseur variable. Parallèlement à l'axe de la vallée, les amplifications estimées varient peu à première vue, ce qui nous a incité à considérer la structure du site comme étant bidimensionnelle, au moins en première approximation.

La stabilité des spectres d'amplification moyens estimés à partir de 13 séismes a été vérifiée pour 6 stations (connectés aux capteurs large-bande) en utilisant d'autres séismes enregistrés aux mêmes sites. Ceci montre que les amplifications moyennes sont très stables indépendamment des jeux de données lorsque sont utilisés au moins dix séismes à la fois.

Dans la deuxième partie, nous avons comparé cinq méthodes d'estimation des effets d'amplification:

- (1) la méthode des rapport spectraux classique (TSRT)
- (2) une inversion généralisée (GIT)
- (3) une méthode de l'onde de Coda (PetA)
- (4) la méthode des fonctions récepteurs (h/v-RT) et
- (5) la méthode de Nakamura.

Les résultats des méthodes TSRT et GIT sont en très bon accord, avec de fortes amplifications au centre de la vallée à partir d'une fréquence d'environ 0.7 Hz. La méthode de l'onde de Coda donne des valeurs légèrement plus élevées que la méthode TSRT pour de plus hautes fréquences ( $> 2.0\text{Hz}$ ), et des valeurs d'amplification du même ordre que les deux méthodes précédentes pour les basses fréquences.

La méthode h/v-RT et la technique de Nakamura sous-estiment les amplifications tout en mettant en évidence la fréquence fondamentale du site de 0.7 Hz au centre de la vallée et à des fréquences plus élevées vers les bords du bassin. Ainsi, une application généralisée de ces deux méthodes pour l'estimation du risque sismique ne nous paraît pas justifiée. Les deux méthodes peuvent, au mieux, être utilisées pour l'estimation de la fréquence fondamentale d'amplification à un site, mais les résultats devraient en tout état de cause être interprétés avec prudence.

### 2.2.2 Abstract

Using records from the EURO-SEISTEST near Thessaloniki (Greece) we studied empirically the amplification effects of a sedimentary valley. One of the main advantages of this site, is the very detailed knowledge about the near subsurface structure due to exhausted geophysical and geotechnical measurements and data analysis (Jongmans et al., 1997). The uniqueness of the seismological data-set is furthermore the very dense network: 31 stations were installed perpendicular and parallel to the valley axis with minimum interstation distances of 250 m. The mean amplifications along both axis estimated from 13 local events were imaged using the traditional spectral ratio technique. Variations of the mean amplifications due to the choice of different data-subsets were tested by the use of up to 88 local events, completed by 4 teleseismic events offering a very good low frequency resolution. Results obtained using the traditional spectral ratio technique were compared with results from a generalized inversion technique, the h/v-ratio technique, a coda wave

technique and Nakamura's technique. Advantages and disadvantages of each method are outlined, especially from a practical point of view.

### 2.2.3 Introduction

Destructive earthquakes, like in Mexico-City in September 1985, Loma Prieta in October 1989 or Kobe in January 1995 outlined the potentially crucial influences of near surface geology on ground motion. Amplification of ground motion by a factor greater than 10 has been measured at many sites all over the world. Furthermore, variation of ground motion can be significant over very short distances. Several methods have been proposed and applied to evaluate site amplifications, for the use either in microzonation studies or hazard assessment of large facilities. Even if non-linear behavior between weak-motion records and strong motion records still remains an unresolved problem, precluding a straight forward extrapolation from the analysis of weak-motion to strong motion, the study of weak-motion records can contribute in an important way to the understanding of the amplification mechanisms. Most of the detailed studies using weak-motion records compare records from stations installed at different geological units often with interstation distances greater than 1 km. To our knowledge, the variation of ground motion over very small distances has not been studied in detail, except in a few cases with rather uniform geology (ex. SMART I). Moreover, in the presence of a more complex subsurface structure around the analyzed site, the estimated site response can be dependent on the azimuths of earthquakes used in the analysis (Field, 1996). Consequently, using data from only one region of similar azimuths with respect to the examined site, bias can be included in the estimated site response, due to the fact that all used recordings are concentrated at one azimuthal direction.

The EURO-SEISTEST project proposes a unique data-set which intends to investigate the above mentioned issues. We studied the variation of ground motion over short distances (interstation distances of about 250 m), across and along a sediment-filled valley northeast of Thessaloniki (Greece) where the EURO-SEISTEST is installed. To evaluate site amplification, 110 local and regional events with magnitudes lower than  $M_L=3.5$ , with epicentral distances of less than 150 km and wide azimuthal coverage were available for our study. Furthermore, 4 teleseismic events were also used in the study, especially to increase the resolution and the reliability of the results in the low-frequency range. The very well known subsurface structure (Jongmans et al., 1997) offers the possibility of a direct comparison of the estimated site effects with the underlying geology in a more complex context than considering just a 1D structure.

Apart from the experimental evaluation of the amplification effects, the major aim from a methodological point of view was twofold in this work. Firstly we tested the

influence of the choice of the data on the mean amplifications evaluated using the traditional spectral ratio technique. Therefore the traditional spectral ratio technique was applied on different data-subsets recorded by the same network. Secondly, we analyzed the efficiency of different methods to evaluate amplification effects. Results obtained using the same data-set, but applying five different methods were compared. The methods were the traditional spectral ratio technique, a generalized inversion technique (Boatwright et al. 1991a, Field and Jacob, 1995), the h/v ratio technique, a Coda wave method (Phillips and Aki, 1986), and Nakamura's method (Nakamura, 1989) which is based only on noise recordings.

### 2.2.4 Méthodes

Site amplifications were evaluated using five different methods which will be briefly explained in this section.

Firstly, we used the traditional spectral ratio technique (TSRT) which is widely applied since its introduction by Borchardt (1970). This method determines the site amplification at a specific site with respect to a nearby reference site. The site response is estimated by a simple division of the amplitude spectra calculated from a record at the analyzed station with the amplitude spectra from a record of the same component at the reference site. The reference site is considered to be free of site-effects (amplitude spectrum of the site response is equal to 1 over the whole frequency range). Usually a station installed on outcropping hard rock is chosen.

Second, we used a generalized inversion technique similar to those applied by Andrews (1986), Boatwright et al. (1991a) or Field and Jacob (1995). For a given data set of  $k$  records ( $i$  events recorded at  $j$  stations:  $k > i+j$ ) the  $i+j$  unknown site- and source-spectra are simultaneously solved for using a singular value decomposition of all  $k$  records. Main advantages of this method with respect to the TSRT are better constrained source- and site-spectra due to the simultaneous inversion of all available data, and this especially if not all  $j$  events are recorded at all  $i$  sites (Field and Jacob, 1995). Furthermore, the records from some events can be included in the inversion even if records at the reference site are not available. This fact offers the advantage of a more complete exploitation of the data-set. Finally, events with epicenters within the network can also be included after a path correction, which is normally not applied using the traditional spectral ratio technique. No weighting scheme was applied to test the method without any limitation.

Next, we determined the site-amplifications using the horizontal-to-vertical-spectral ratio technique (h/v-RT), also called receiver function technique. This technique was applied recently by several groups (Theodulidis and Bard, 1995; Lermo and Chávez-García, 1993; Field and Jacob, 1995, Lachet and Bard, 1994, Theodulidis et al., 1996),

mainly because of its main advantage: no reference site is needed. This might be important if no outcropping nearby rock-site is present due to a large extension of the sediments. The vertical component is supposed to be free of near surface influences. Therefore the site amplification can be calculated by a division of the amplitude spectrum from a record of one of the horizontal components with the spectrum from the record of the vertical component at the same site using the same event. The vertical component is supposed to be free of local site effects, the horizontal components are considered to be affected by the site amplifications. As will be seen later this assumption is not always justified, and therefore challenges the need of a physical explanation of the method.

The fourth method applied here follows the Coda wave method developed by Phillips and Aki (1986). They based their determination of site amplifications solely on the later part of earthquake recordings (Coda wave), starting at least at two times of the S-wave travel time. The coda wave has the advantage that their spectral shape is supposed to be independent of source and receiver localization and of the source orientation (Phillips and Aki, 1986), because this part of the signal is supposed to be mainly dominated by waves backscattered from crustal heterogeneities. Using this method in its standard form, amplifications are calculated over a frequency range around a center frequency (not continuously over the whole interesting frequency range), for different time windows moving over the whole coda wave train. For each center frequency the windowlength of the moving window is chosen according to the analyzed frequency (Tab. 2.1). Therefore amplification values obtained by this method represent mean values not only of a specific frequency range but also of the whole analyzed coda wave part. For one chosen frequency

Center frequency	window length	lag time of moving window	number of windows calculated
0.75	10.24	4	10
1.5	10.24	4	10
3.0	5.12	2	10
6.0	2.56	1	10
12.0	2.56	1	10

TAB. 2.1 - Parameters of the signal durations used for the Coda wave method.

range the site-amplifications are solved simultaneously for the whole data-set (different events and different sites) using a singular value decomposition. Due to a non-uniqueness of the relation between source and site response functions either an imaginary mean value of all stations holds for a reference-site, or one specific real station can be chosen as reference site. Therefore, all determined amplifications represent relative amplifications with respect to the reference site. More precise details of the method are given in Phillips and Aki (1986).

Finally we evaluated the site amplification factors using Nakamura's method (Nakamura, 1989). In practical applications, this method is almost identical to the h/v-RT, but the data used are not microearthquake- or earthquake-recordings, but ambient noise recordings. Ambient noise can be compared with randomly, but well distributed micro-tremor sources (Lachet and Bard, 1994). This noise is sufficient to excite the sedimentary layers in resonance, and therefore recordings of ambient noise are useful to apply the receiver function technique.

Spectral ratios can be significantly influenced by their processing procedure (Safak, 1991). Therefore, after several tests concerning especially the filtering of the spectra, the amplitude spectra used for all methods were determined in the following way: a 10 tapered time-window was transformed in the frequency domain using a Fast Fourier Transform and the same was done for a noise window applying methods 1, 3 or 4. The time-window of the noise was generally taken before the onset of the direct P-wave, if possible, otherwise as late as possible after the whole signal. Then, the logarithms of the amplitude spectra were smoothed using a triangular window with a half-bandwidth of 10 bandwidth than lower frequencies. Applying the TSRT or the h/v-RT, the spectral ratio at each frequency was calculated only if the signal-to-noise ratio was greater than 3. This threshold criterion makes sure that only information from the earthquake signals is included in the corresponding evaluation of site effects. The arbitrary but widely used threshold-value of 5 (Cramer, 1995; Field and Jacob, 1995) was set down to 3, because no significant differences of the spectral ratios were identified by using a threshold of 5.

Applying the first three methods, we generally used a time-window starting just before the direct S-wave arrival, even if the choice of other time windows can lead to similar results (Steidl et al., 1995). For the teleseismic events, no special phase was chosen, but a time-duration of 30 sec of the available records were used in our analysis.

Applying method 1 and 3, the window-lengths were taken depending on the localizations of the events between 2.0 s and 12.0 s. Normally, the length of the S-wave window, used for both methods, is kept rather short to include only very local contributions and to avoid special influences such as basin edge induced phases (Field, 1996) or reflections from deeper interfaces like the Moho. Using the generalized inversion technique a constant signal duration of 15.0 s is used and no information about noise is included. The time duration of the signals for the coda wave method was depending on the analyzed frequency, and diminished with increasing frequency. For Nakamura's technique the time duration of the signals was chosen arbitrarily, no criterion of stationarity of the noise was applied, because the maximum number of available noise recordings were used. A sensitivity study was performed to check whether the stationarity criterion would be useful. Indeed, it was found that results are statistically less scattered (low standard deviation) using many "arbitrary" noise recordings than using a few ( $n < 5$ ) very stationary recordings.

Applying method 1, 3 and 5, the average spectral amplification value at each station for each frequency was calculated from the spectral ratios using a logarithmic scaling, whereas the application of method 2 and 4 automatically leads to a mean value from the different events used in the inversion.

### 2.2.5 Données

The data used in this work was recorded during a 10 weeks experiment in the framework of the EURO-SEISTEST project near Thessaloniki (Greece). This experiment took place in the Volvi valley (Fig. 2.2) where the epicenter of the destructive earthquake in May 1978 was located. The valley trends roughly E-W and is mainly filled with alluvium. Major normal faults at the southern border mapped by Kockel and Mollat (1977) are associated with the actual NNE-SSW extensional regime of the area (Mercier et al., 1983). Further normal faults at the northern edge have been imaged by a geophysical and geotechnical survey carried out during the EURO- SEISTEST project (Jongmans et al., 1997). Boreholes drilled down to a depth of 150 m in the center of the valley did not reach the bedrock. Therefore alluvium valley fill appears to be rather thick. From 14 June 1994 until 22 August 1994 a very dense network of 31 3-component digital seismological stations was installed in the area around the test site. Across the valley, 23 digital 3 component instruments (Reftek acquisition systems) were installed with interstation spacing of about 250 m. The sensors of these instruments were either 2.0 Hz L22-sensors (Mark products) or 0.05 Hz broadband CMG40 sensors (Guralp products). Along the valley axis, 8 digital 3 component instruments (Lennartz acquisition systems) with 1.0 Hz Lennartz sensors were installed with an interstation spacing between 500 m and 1 km (Fig. 2.2). An other set of 1- component stations was installed over an area of about  $25\text{km} \times 25\text{km}$ , mainly used for precise localizations of local events.

The rather small interstation spacing across the valley, offers the possibility to image the amplification effects across the valley. We determined the amplifications with the TSRT using 13 arbitrarily chosen local events, each of them recorded at least at 15 stations installed perpendicular to the valley axis. To compare signals recorded with the same kind of sensor, records from CMG40-sensors were compared with records from station RPRO, while for records from L22-sensors we used station RTHA as reference site (both reference stations are installed at the northern border of the valley, where hard rock is outcropping). Spectral amplifications were also calculated at 8 sites installed parallel to the valley (Lennartz stations). For recordings from these stations, station RPRO, was used as reference site for the TSRT. For simplicity, the different instrument responses between Lennartz stations and the reference station RPRO (CMG40 station) was corrected only for the flat part of their transfer function. Results of the 8 stations parallel to the valley axis

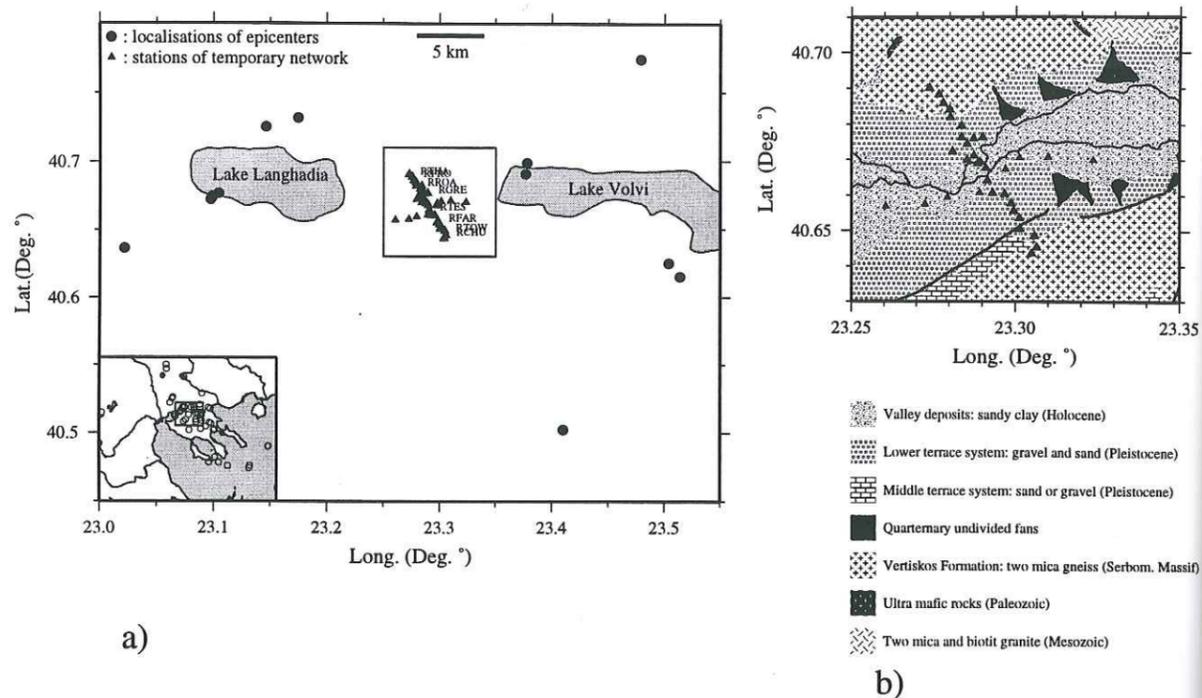


FIG. 2.2 – a) Map of the region where the EURO-SEISTEST is installed. Triangles: stations from the local network during summer 1994; circles: 13 local events used in the major part of the work. Box in the lower left: larger region around the Chalkidiki peninsula: open circles show the complete data-set of events with epicentral distances less than 150 km. b) Geological map of the Volvi valley region (zoom of the central square in Fig. 2.2a) after Kockel and Mollat (1977); superimposed are the stations of the temporary network (triangles) used in this work.

might therefore be slightly influenced by the instrument response at least at frequencies lower than 1 Hz.

For the methodological part, we limited our analysis to data recorded at the 7 stations connected to the broadband (CMG40) sensors, which are more reliable in the low frequency range than the other sensors. Also in this part, station RPRO was used as reference site. For the remaining 6 stations we evaluated first the site response in the frequency domain applying the TSRT on a data-subset of 13 events (not all of them were recorded at all 7 stations). In a second step we enlarged the analysis and used all available local earthquake recordings at each station, leading to up to 88 records at station RCHU. In a further step, 8 events per station were randomly chosen out from the total data-set to test the stability and reliability of the calculated mean amplification spectra. Finally, site amplifications were calculated from 4 teleseismic events to improve the resolution of the site response in the low frequency range. 40 s duration normally from the first on-set on, were used for this part.

Comparisons of the 5 different methods were only done for results based on the data-subset of the 13 before mentioned local events (first data-subset).

## 2.2.6 Résultats et discussion

### LES EFFETS D'AMPLIFICATION PARALLÈLEMENT ET PERPENDICULAIREMENT À L'AXE DE LA VALLÉE DE VOLVI

Mean-amplification values across the valley calculated from 13 local events using the TSRT separately for each of the three components are shown in Fig. 2.3. Significant amplifications by a factor greater than 10 are obtained in the center of the valley. The main amplifications in our results appear on frequencies lower than 6 Hz, and amplification at higher frequencies are comparably insignificant. The transition from low amplification at the borders of the valley to high amplification in the middle of the valley is sharp and clear for all three components. To the north we observe an abrupt change between the stations RTOB and RROC and the same to the south between stations RTOW and RONI. These changes of the amplification levels fit very well with the faults imaged by a 2D geophysical model of the valley, established by seismic refraction and reflection profiles as well as by geoelectrical profiles and geotechnical information (Jongmans et al., 1997). Therefore, the amplification seems to be directly related to the thickness of the alluvial fill. Nevertheless, in contrast to other sites where site-dependent resonance modes, fundamental ones together with higher modes, are well shown by sharp peaks in the frequency site response, no significant frequencies can be clearly distinguished in our results. We observe an increase of the amplification level at low frequency (in the middle of the valley this occurs at about 0.7 Hz), the amplification at higher frequencies is undulating without significant peaks at specific frequencies. This might be due to the complexity of the near subsurface geometry of the valley, where different resonant modes produced by different layers reflecting and diffracting in various directions are partially superimposing and therefore smoothing the frequency response. The frequency at which amplification occurs decreases slightly with increasing layer thickness, but the general amplification level is not significantly affected by minor variations of the layer thickness within the same geological unit.

A small difference of the amplifications between the N-S and the E-W components is observed. The N-S component shows slightly higher amplifications and this as a general trend at all stations. This observation is systematic and therefore a random effect due to insufficient data can be excluded, where small differences are not averaged out. Furthermore, it is for sure not an effect of the reference station, because it occurs independently using station RTHA or station RPRO as reference site. Also an azimuthal influence of

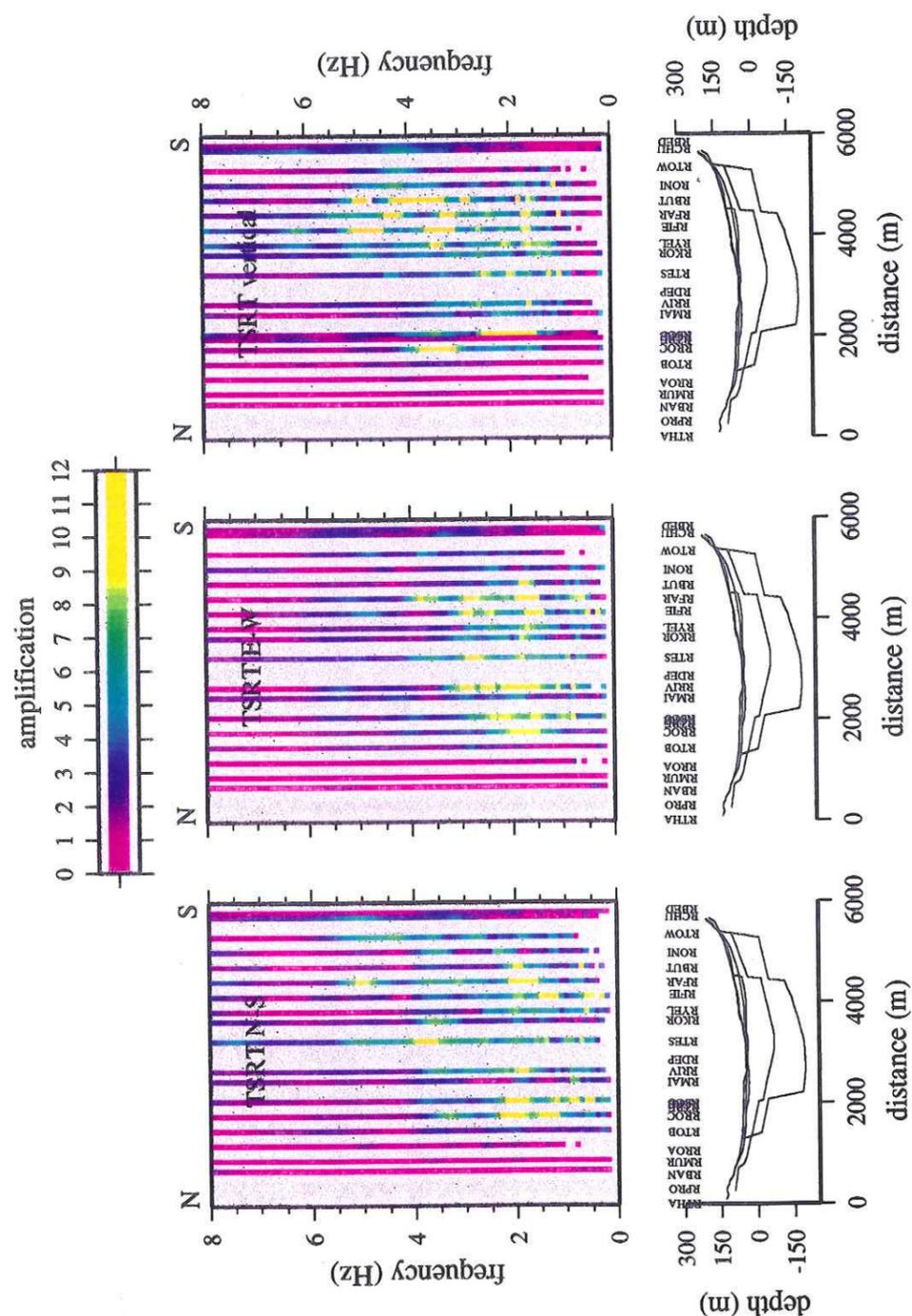


FIG. 2.3 – Mean amplification values of the 3 components evaluated using the TSRT at stations across the valley (from N to S). The used data-set consisted of 13 local events (shown in Fig. 2.2). The geophysical cross section shown in the lower part was established in the frame work of the EURO-SEISTEST by Jongmans et al. (1997).

our data is not probable because the localizations of the events do not concentrate in a special section with respect to the stations. On the contrary, this effect might be due to the geometry of the valley which is oriented almost E-W, but detailed physical mechanisms of this different amplification are not clear. Perhaps this phenomena corresponds to a similar one detected by Bonamassa et al. (1991a et b) showing a preferred resonance direction and not an azimuthally symmetric site response.

Significant amplifications in the central part of the valley can also be seen on the vertical component. These amplifications are of the same order than those from the horizontal components. Important interactions between different phase types seem to mix up, so that all three components are affected by the amplifications in a similar way. Comparison of results from the northern and the southern borders of the valley exhibits an important asymmetry. At the southern border even stations localized south of the mapped fault exhibit amplifications of the order between 3-5 in a frequency range between 2-6 Hz, whereas at the northern border almost no amplification is shown north of the bordering faults. This asymmetry of the Volvi valley is also shown by the topography characterized by steeper slopes and higher crests at the southern border where the major fault is localized. An asymmetric geometry is a typical characteristic of continental grabens in regions under extension (Biehler et al., 1991; Olsen et al. 1987), but has never been clearly realized in the analysis of ground motion amplification.

Mean values of the amplifications along the valley axis are shown in Fig. 2.4. The general behavior of the amplifications is rather stable with no remarkable changes along the line. This indicates that the valley exhibits a 2D geometry, at least in a first order approximation. Looking in more detail, higher amplification calculated from the N-S component records show higher amplifications in the frequency range of 4-8 Hz. Furthermore, the amplifications shown by both horizontal components are slightly more pronounced in the western part of the almost N-S trending line (station ll6 to ll8) than in the eastern part. These small variations over rather short distances reflect probably not only a very complex subsurface geometry of the alluvium fill, but also lateral, small scale heterogeneities, variations in the thickness of the near surface layers or influences due to departures from a 2D structure.

#### L'INFLUENCE DU JEU DE DONNÉES SUR LES ESTIMATION D'AMPLIFICATION

Testing the influence of different data-sets on the site response, Fig. 2.5 shows the mean-amplification values at 6 stations (recording with CMG40 sensors) calculated from up to 88 local events using the TSRT, superimposed by the results based on the data-set of the 13 events. The number of events available at each station are indicated in the same figure. Apart from station RFAR, where a lot of data is missing due to the

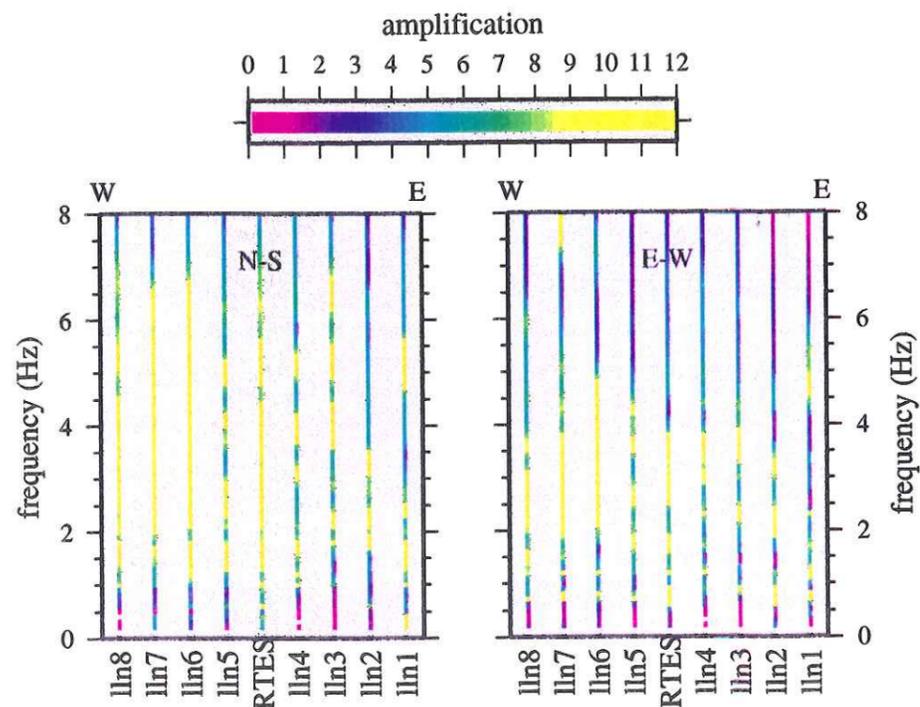


FIG. 2.4 – Mean amplification values of both horizontal components evaluated using the TSRT at stations along the valley axis (from W to E) using 13 local events.

high noise level at this station (the station was just next to a road, a farm, a water pump, ...), the general shape as well as the amplification values do not show significant differences when calculated from about only ten or a significantly higher number of events. Only for frequencies below 2 Hz the mean-amplification values are more stable, and more frequencies are represented using the larger data-set. Due to the signal-to-noise-threshold used in our calculations low frequencies are not always included in the calculation of the site response and therefore the mean-values are generally calculated over a smaller number of data points than the total number of events at low frequencies. This makes the low frequency content of the mean-amplification values of the 13 events less stable than those calculated from a higher number of events.

Finally we randomly chose 8 local events at each station (out from all data available) to calculate the mean amplification values (Fig. 2.6). Here we realize that the differences between the site response estimates are minor over the whole analyzed frequency band. Nevertheless the differences are slightly higher than compared with results using the whole data-set (Fig. 2.5). This is probably due to the before mentioned problem of the exclusion of data-points applying the threshold criterion. Nevertheless, this outlines, that a minimum number of records of about 8 to 10 different local earthquakes are sufficient to represent the site response (significant frequencies as well as amplification level) in a

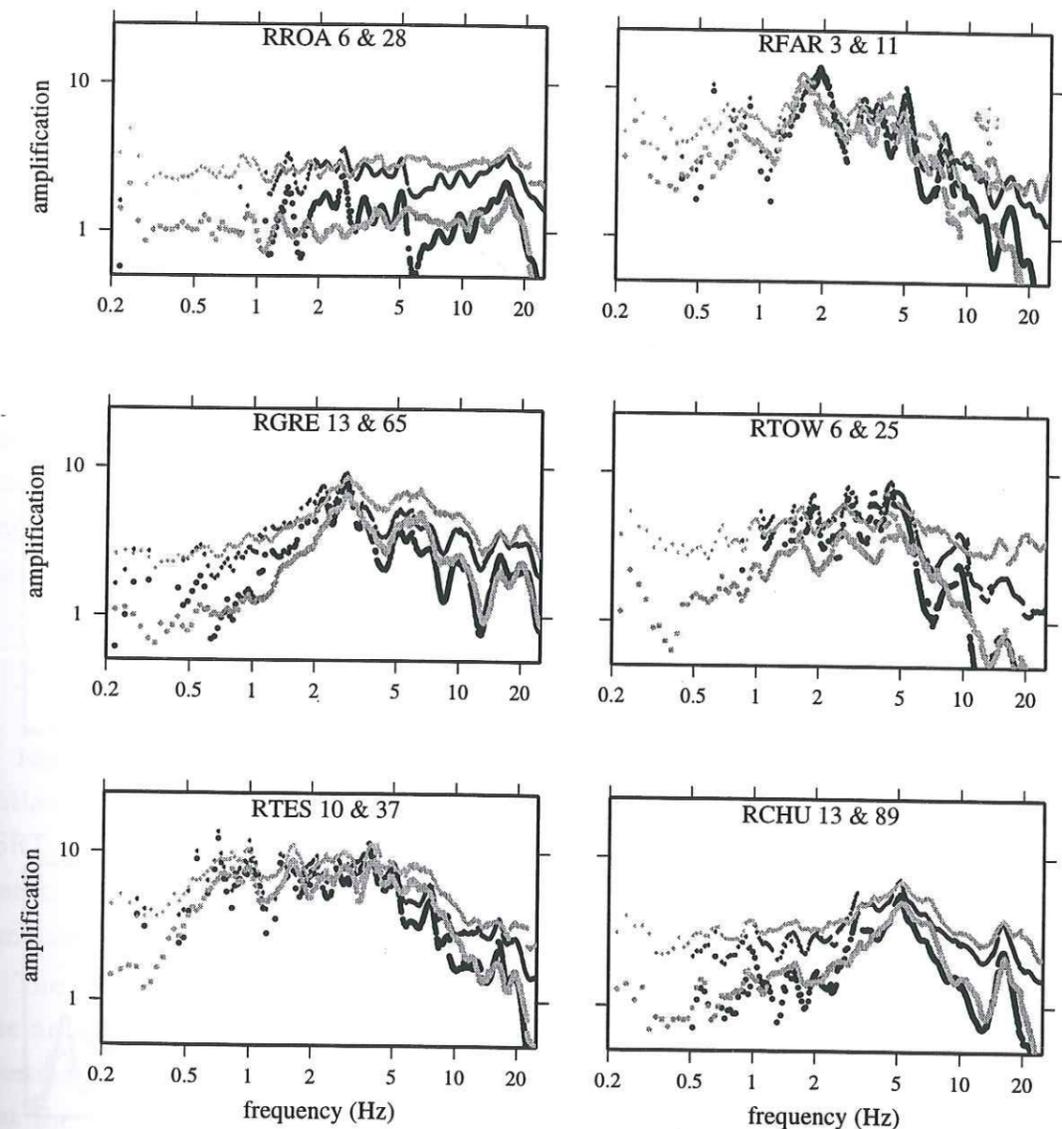


FIG. 2.5 – Mean amplification values evaluated using the TSRT at 6 stations (N-S component) across the valley estimated from 13 local events (black thick) and the complete available data of earthquake recordings with epicentral distances lower than 150 km (grey thick). The number of records used in both cases is indicated for each station. The amplifications + standard deviation are shown by the thinner lines.

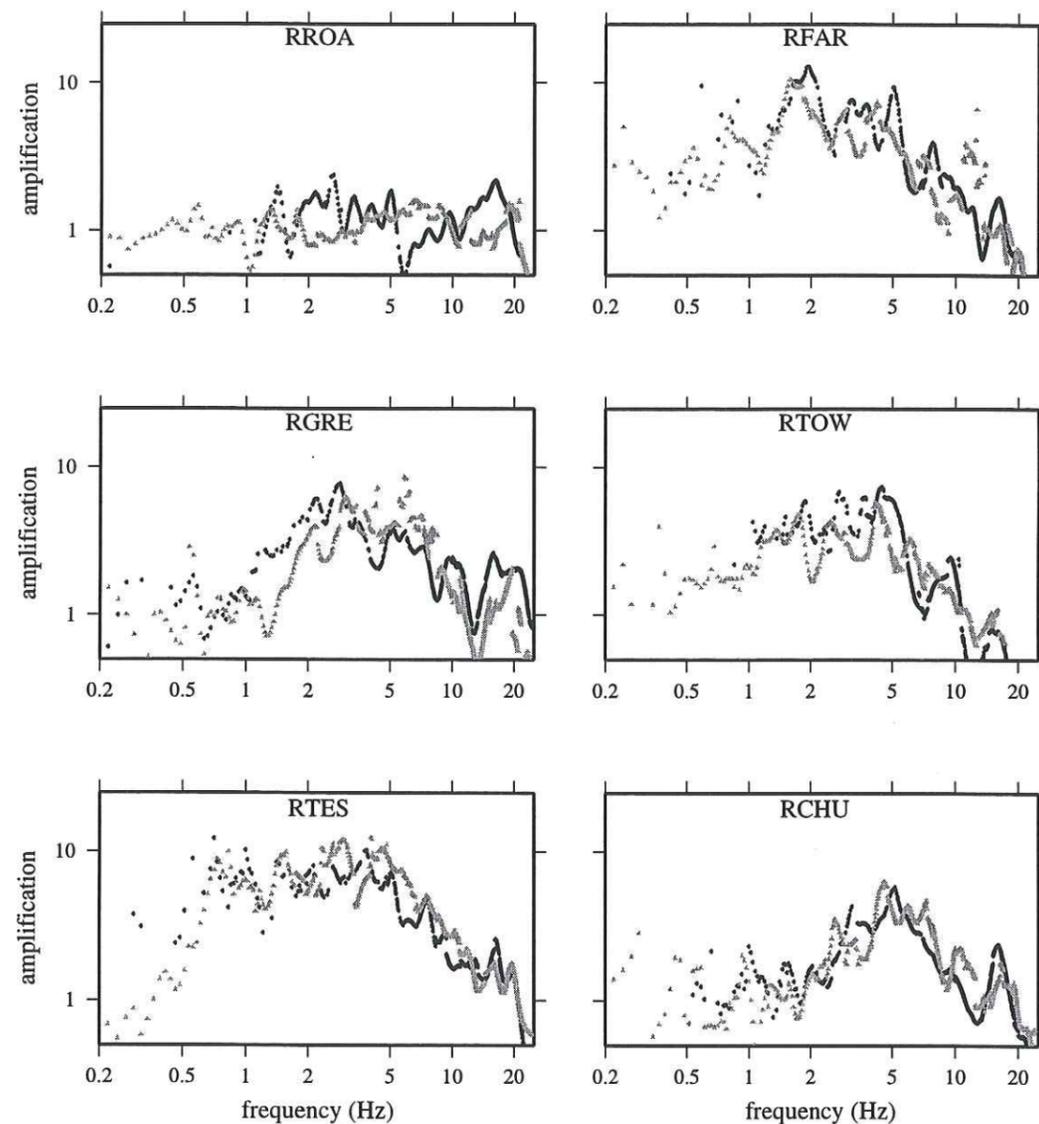


FIG. 2.6 – Mean amplification values evaluated using the TSRT at 6 stations (N-S component) across the valley estimated from 13 local events (black) and 8 randomly chosen local events out of the complete available data-set (grey).

satisfactory way.

To overcome the resolution problems in the low frequency domain, we calculated the mean amplification values from 4 teleseismic events. The results are shown in Fig. 2.7, once more superimposed by the amplification curves obtained from the 13 events of local earthquakes. To calculate the spectral mean-amplifications from the teleseismic events we did not consider the threshold criterion of the signal to noise ratio, because no noise recordings prior or just after the signal was available. Furthermore, we did not focus on a specific phase in the record, but used signals of a duration of 40 sec. All records have been low-pass filtered with a corner frequency of 3.0 Hz. Two important changes with respect to Fig. 2.5 can be realized in Fig. 2.7. First, the low frequency resolution became indeed better, so that for station RTES the first fundamental resonance frequency at about 0.7 Hz is clearly distinguished. Second, especially for the three stations RTOW, RTES and RGRE, high amplification is obtained at frequencies higher than 2 Hz. This is most probably a contamination of the spectral ratios by noise present at the stations, remembering that no threshold criterion was applied for the teleseismic recordings due to the lack of prior noise recordings. Therefore, the spectral amplifications shown at frequencies higher than 2.0 Hz using records from teleseismic events have no realistic meaning.

#### COMPARAISON ENTRE LES DIFFÉRENTES MÉTHODES

In the following section we compare the results of the site amplification using different methods. All figures compare the results of one of the method with the results from the TSRT. The site response estimations are always based on the data-subset of the 13 local events. Due to the similarity between both horizontal components, only results of the N-S component are represented, but results obtained with E-W component are consistent.

The comparison with the spectral ratios obtained from the GIT are shown in Fig. 2.8. The amazing fit between the two curves which are almost superimposing implies the question, if the signal to noise threshold criterion of the TSRT is necessary, remembering that the GIT include every data-point without any selection criterion. Even in the low frequency range, the frequencies, for which important amplification occurs, are in complete agreement with former results using teleseismic events. The fact, that signals of different durations but including the most energetic part of the wave train (S-wave arrival) show very similar results, outlines the minor influence of the time duration used in the analysis. From the practical point of view, the GIT offers the advantage that the data processing and the calculation of the ratios is less time consuming than the TSRT, in particular if the data-set is composed by several stations and events. A further point, not yet outlined, should give some preference to the GIT with respect to the TSRT: quite easily a mean amplitude spectrum calculated for the same event using different reference stations can

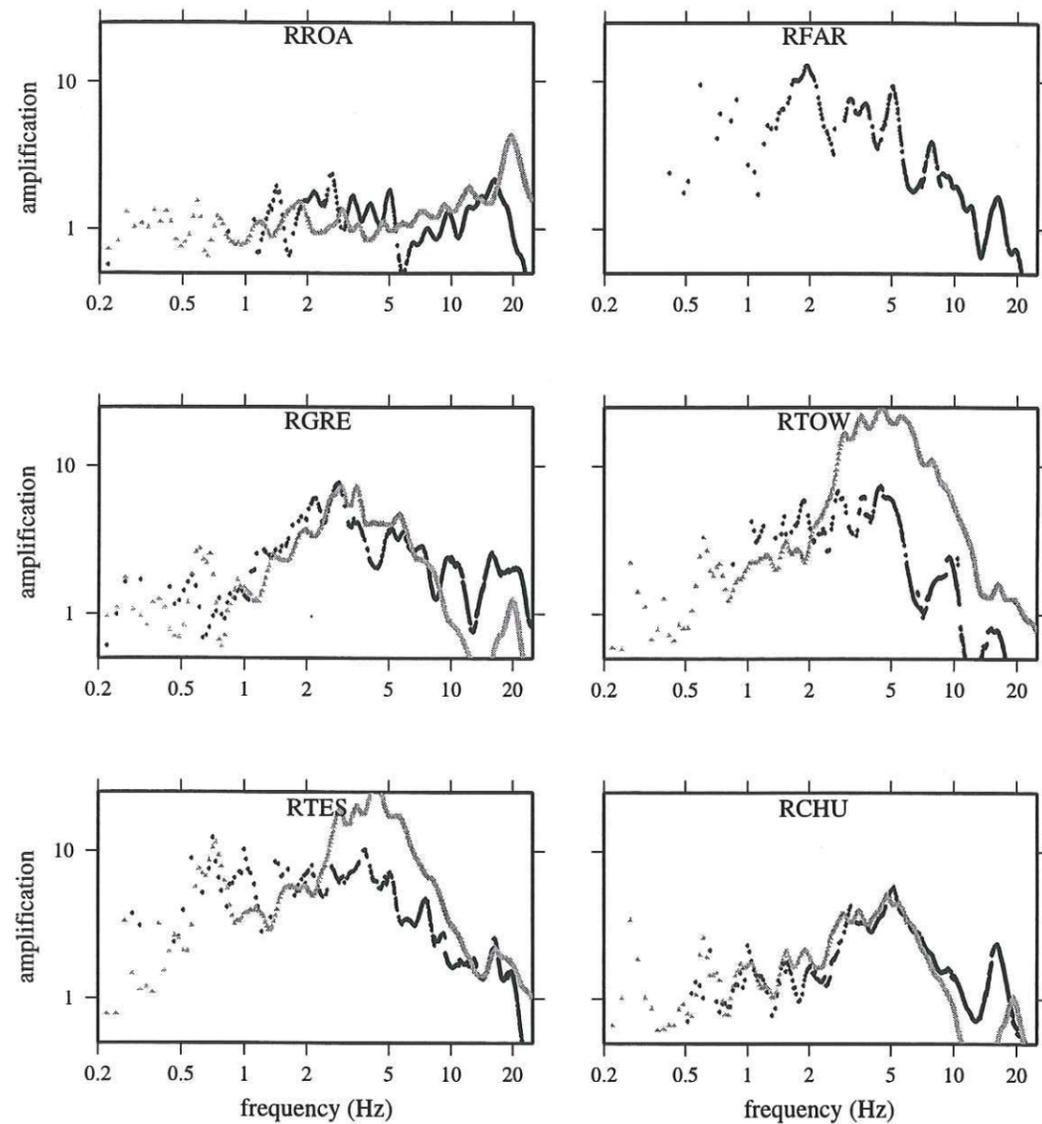


FIG. 2.7 – Mean amplification values evaluated using the TSRT at 6 stations (*N-S* component) across the valley estimated from 13 local events (black) and 5 teleseismic events (grey).

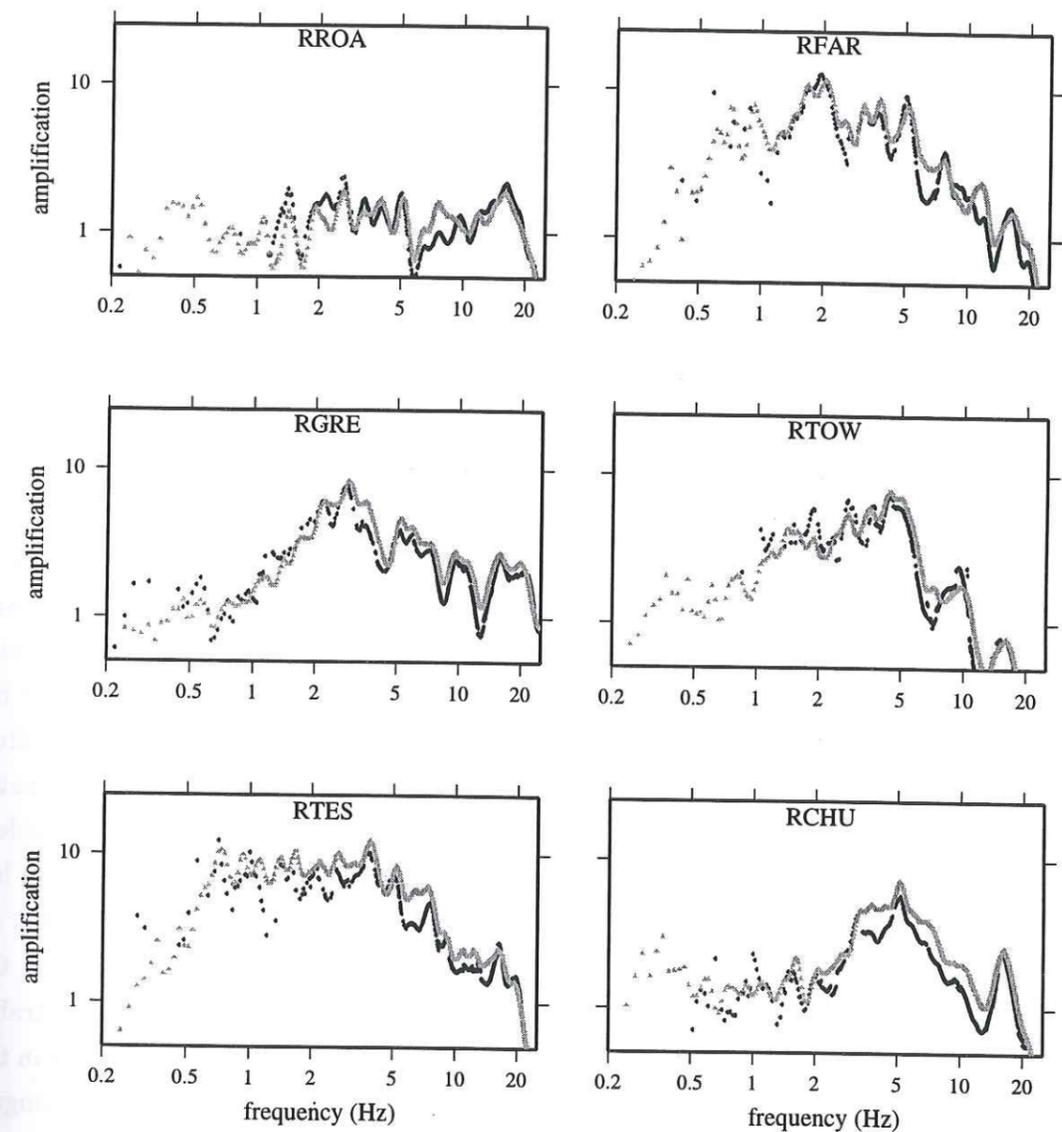


FIG. 2.8 – Mean amplification values at 6 stations (*N-S* component) across the valley estimated using the TSRT (black) and the GIT (grey). The data-set of 13 local events was used in both cases.

hold as reference spectrum. Therefore, in a quick and simple way, influences from a "non-flat"-reference spectrum can be recognized and/or averaged out.

Comparing the mean-spectral-ratios calculated with the h/v-RT (Fig. 2.9) a great similarity in the shape of the curves is realized, but the absolute amplification level does not match at all between both methods. Remembering Fig. 2.3, the failure of the h/v-RT in the estimation of the amplification level is not surprising, because in the Volvi valley the vertical component is affected by amplifications of the same order than the horizontal components. Therefore possible phase interactions and phase conversions due to local heterogeneities and a complex 2D or 3D subsurface geometry makes the application of the h/v-RT very crucial. At other sites where rather satisfying results have been obtained using the h/v-RT, the results could be modeled just by one horizontal alluvial layer (Theodulidis et Bard, 1995). Therefore, a low amplification level obtained by the h/v-RT can either reflect a negligible site effect or a very complex one. Nevertheless, the similarity in the shapes of the curves offers at least the possibility to gain some information about frequencies at which important amplification might appear. So, even if the absolute level of the amplification can not be estimated, the information about significant frequencies can sometimes be sufficient in practical applications.

Next we compared the coda wave method with results from the TSRT applying on the same data-set of 13 local events (Fig. 2.10). We note that in the low frequency part ( $>2.0$  Hz) as well as for low amplifications (station RROA and station RCHU) the results compare very well between both methods. However, in the center of the valley where important amplifications arise, the coda wave method estimates higher amplification values especially at frequencies above 2.0 Hz. These outlines that backscattered waves contribute in a significant way to the amplification and their influence becomes more evident the higher the amplifications are. But on the other hand, their contributions to the low frequency content does not show important variations in comparison with the TSRT.

Last we compare results calculated using Nakamura's method with results from the TSRT (Fig. 2.11). The amplification curves from Nakamura's method show comparably low and smoothed site responses across the valley, without significant amplifications in the center of the valley (station RTES). Nevertheless, some significant peaks can be distinguished (at 0.7 Hz for station RTES, at about 3.0 Hz for station RGRE, 0.7 Hz and 2.0 Hz at RFAR, different smaller peaks at station RTOW, or the 5.0 Hz peak at station RCHU), but the absolute amplification levels fail in the same way than for h/v-RT. Having in mind these problems especially at higher frequencies, Nakamura's technique might be useful for practical applications (like microzonations) to determine the fundamental resonance frequency of a site with the limitation concerning the amplification level. At the same time, supposing that noise can be useful to illuminate the fundamental resonance frequency at a specific site, we should ask the question if applying the threshold criterion as done in the

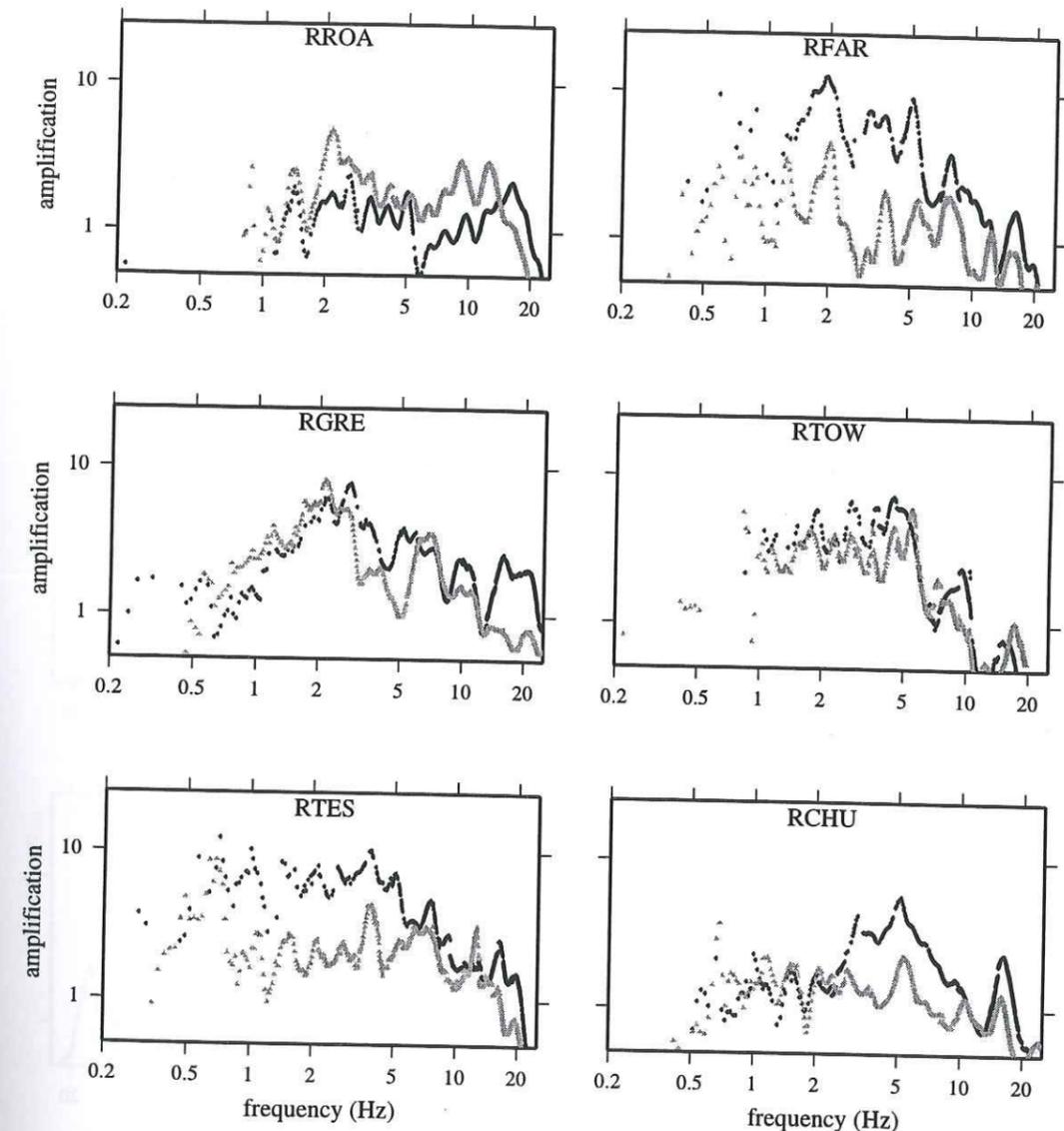


FIG. 2.9 - Mean amplification values at 6 stations (N-S component) across the valley estimated using the TSRT (black) and the h/v-RT (grey). The data-set of 13 local events was used in both cases.

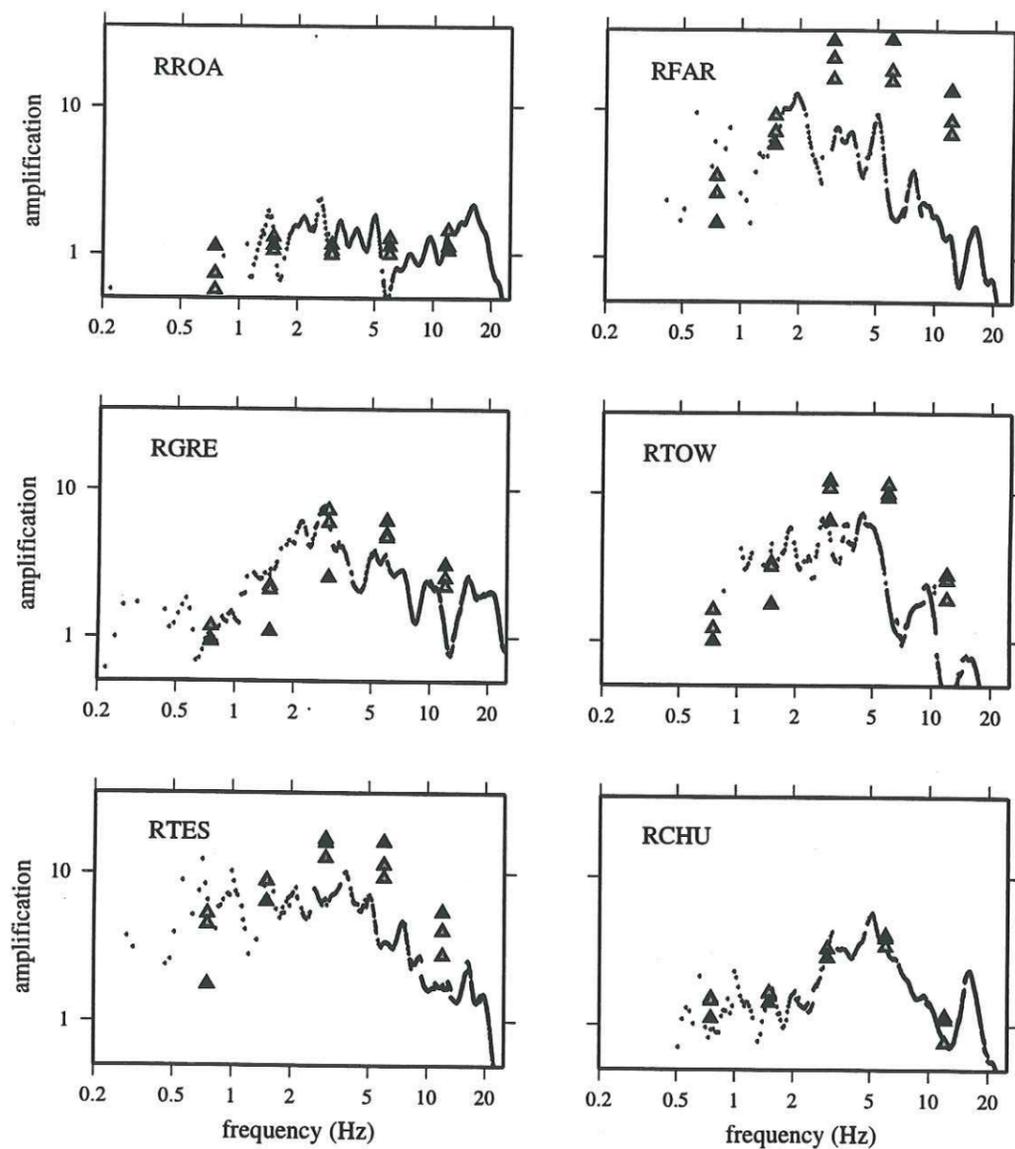


FIG. 2.10 – Mean amplification values at 6 stations (N-S component) across the valley estimated using the TSRT (black) and the Coda wave method (grey triangles). The data-set of 13 local events was used in both cases.

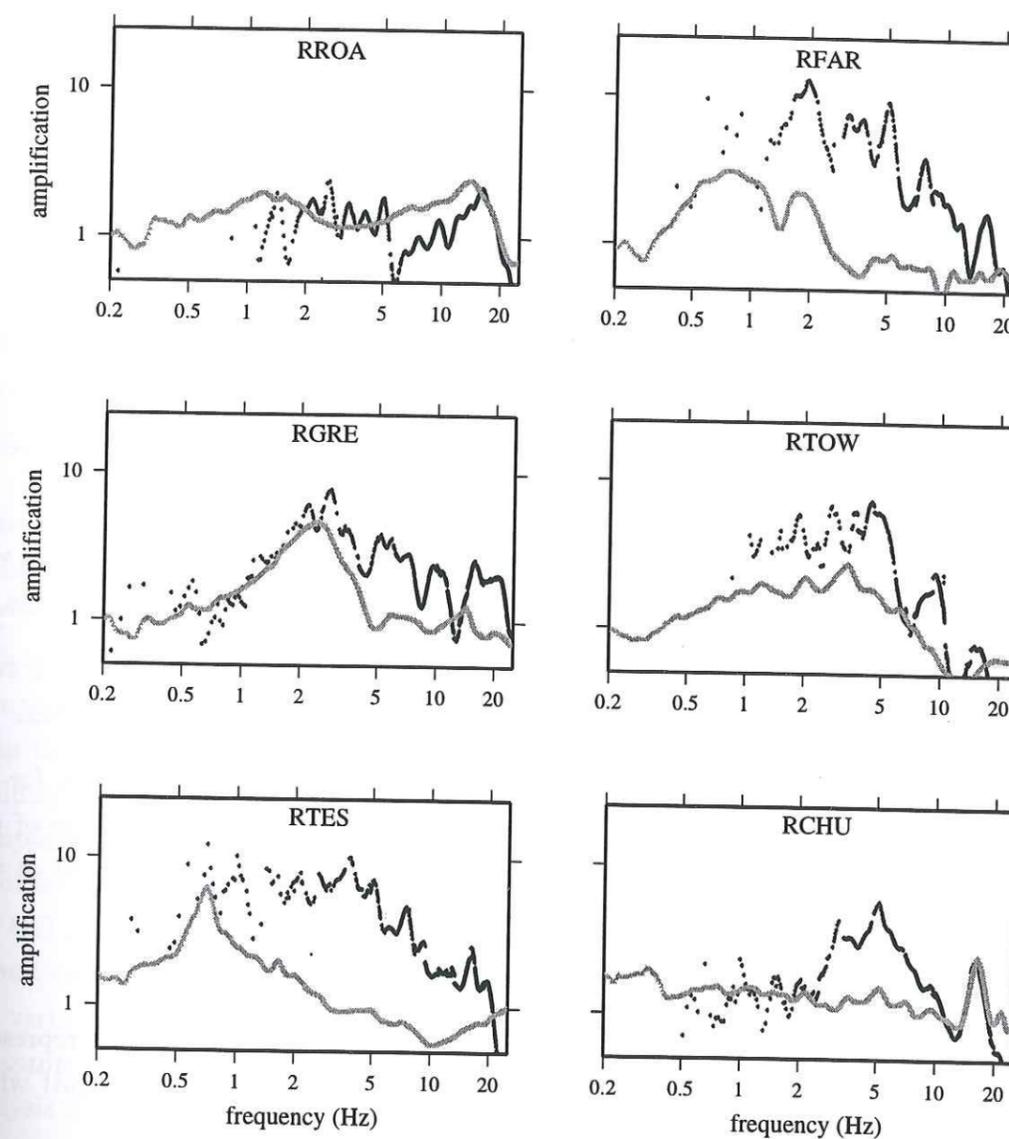


FIG. 2.11 – Mean amplification values at 6 stations (N-S component) across the valley estimated using the TSRT (black) and a data-set of 13 local events and Nakamura's method using a maximum number of noise recordings at each station (grey).

TSRT we exclude useful information contained in the data. This was also outlined in the application of the GIT where no signal to noise criterion was applied. Nevertheless, even if noise might carry interesting information, for every reliable site response estimation the signal to noise criterion should not be omitted until the physics of the noise recordings are understood.

Finally, in contrast to the four before mentioned methods, we should remember that despite all the problems and disadvantages of Nakamura's technique, the use of noise recordings offers the great advantage that this technique is very cheap and quick in practical applications.

### 2.2.7 Conclusion

1) A detailed study about variations of ground motion amplification along and across the sediment-filled Volvi valley leads to the following conclusions:

- Important amplifications are obtained in the center of the valley and the changes in amplification occurs abruptly across the faults bordering the valley.
- The complex near subsurface structure smoothes the amplification curves in the way that the determination of specific resonance-modes becomes almost impossible.
- Parallel to the valley axis the variations are comparably small. Therefore a two-dimensional model satisfies the valley geometry in a first order approximation.
- An asymmetrical valley geometry perpendicular to the valley axis, typical for sedimentary basins in regions under extension, is also reflected by the image of the site amplifications, showing higher values in the frequency range up to 5 Hz at the southern border, where the major fault is localized.

2) The test of different data-subsets underlined the following points:

- Mean amplification values calculated from about ten local events are as representative as the results obtained from a larger number of local events, at least when providing a wide azimuthal coverage.
- Teleseismic events contribute in a significant way to improve the low frequency resolution.

3) The application of the five different methods outlines the following facts:

- Results from the TSRT and GIT technique are very similar, so that no method can be preferred from the qualitatively point of view. Processing a data-set of several events and stations, the GIT is the quickest method, and therefore the most efficient one.

- The coda wave method in its present form is the most time consuming one, and shows especially at higher frequencies ( $> 2.0$  Hz) higher amplifications than the other methods probably due to the importance of backscattered waves.
- Spectral ratios from the h/v-RT and Nakamura's technique fail for the estimation of the amplification level, at least at the EURO- SEISTEST, probably due to the presence of a complex near subsurface structure.
- The similar shapes of the site spectra estimated by the coda wave method, the h/v-RT and Nakamura's technique offer nevertheless some information about significant frequencies concerning the examined sites, particularly in the low frequency range, even if they fail in the determination of absolute amplification levels.

This study underlines the important influence of the near subsurface geology on ground motion even over short distances. Therefore, data from the EURO-SEISTEST provided a very satisfactory basis to analyze the site influences on ground motion over short distances.

This comparison of the various methods nevertheless draws the attention on the necessary precautions which have to be respected when using each of them. Even if very reliable results at other sites were obtained using the h/v-RT and Nakamura's technique, a general application of both methods seems still rather unjustified especially due to the lack of theoretical explanations of them. At the EURO- SEISTEST site, it is probably the complex subsurface structure which influences the vertical component in a similar way than the horizontal components and destroys consequently the amplification level when dividing the spectra from the horizontal components with the spectrum from the vertical component. Consequently, these methods could perhaps become more useful as an indicator for two-dimensional or three-dimensional effects, if used together with the TSRT or the GIT, than as a mean to evaluate ground motion amplification. Therefore, future work should concentrate on this problem, first of all to understand in a more precise way why the vertical component is affected by amplifications of the same order than the horizontal components. In a second step it should be tested at other sites or/and by numerical analysis if these high amplifications of the vertical component are directly related to the complexity of the near subsurface structure and this in a general way. Finally, a better and more detailed understanding of the physics of the h/v- RT or Nakamura's technique could also clarify the limits of their practical applications.

### Remerciement

The authors are very grateful to the field crew as well as to all people who contributed in the collection, preparation and processing of the data. This work was partially supported by the European Community (EV.5V-CT.93-0281, ENV4-CT9 6-0255).

### 2.2.8 Références

- Andrews, D.J. (1986). Objective Determination of Source Parameters and Similarity of Earthquakes of Different Size, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholz (Editor), American Geophysical Union, Washington, D. C., 259-268
- Biehler, S., J. Ferguson, W. S. Baldrige, G. R. Jiracek, J. L. Aldern, M. Martinez, R. Fernandez, J. Romo, B. Gilpin, L. W. Braille, D. R. Hersey, B. P. Luyendyk, and C. L. Aiken (1991). A Geophysical Model of the Espanola Basin, Rio Grande Rift, New Mexico, *Geophysics*, 56, 340-353
- Boatwright, J., J.B. Fletcher, and T.E. Fumal (1991a). A General Inversion Scheme for Source, Site, and Propagation Characteristics Using Multiply Recorded Sets of Moderate-Sized Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1754-1782
- Bonamassa, O. et J.E. Vidale (1991a). Directional Site Resonances observed from aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1945-1957
- Bonamassa, O., J.E. Vidale, H. Houston, and S. Schwartz (1991b). Directional Site Resonances and the Influence of Near-Surface Geology on ground Motion, *Geophys. Res. Lett.*, 18 (5), 901-904
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61
- Cramer, C.H. (1995). Weak-Motion Observations and Modeling for the Turkey Flat, U. S., Site-Effects Test Area Near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 440-451
- Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three That are Non Reference-Site Dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143
- Field, E.H. (1996). Spectral Amplification in a Sediment-Filled Valley Exhibiting Clear Basin-Edge Induced Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 991-1005
- Jongmans, D., K. Pitilakis, D. Demanet, D. Raptakis, C. Horrent, G. Tsokas, K. Lontzetidis et J. Riepl (1997). EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Graben and Validation of the Basin Response to One Earthquake and One Shot, accepted in *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Kockel, F., and H. Mollat (1977). Geologische Karte der Chalkidhiki und angrenzender Gebiete, 1:100000 (Nord Griechenland), Geo Center, Stuttgart
- Lachet, C., and P.-Y. Bard (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, *J. Phys. Earth*, 42, 377-397
- Lermo, J., and F.J. Chavez-Garcia (1993). Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574-1594
- Mercier, J.-L., and E. Carey-Gailhardis (1983). Structural Analysis of Recent and Active Faults and Regional State of Stress in the Epicentral Area of the 1978 Thessaloniki Earthquake (Northern Greece), *Tectonics*, 2 (6), 577-600
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremors on the Ground surface, *OR of RTRI*, 30 (1), 25-33
- Olsen, K. H., S. Baldrige, and J. F. Callender (1987). Rio Grande Rift: an Overview, *Tectonophysics*, 143, 119-139
- Phillips, W.S., and K. Aki (1986). Site Amplification of Coda Waves From Local Earthquakes in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 627-6486
- Safak, E. (1991). Problems With Using Spectral Ratios to Estimate Site Amplification, in *Proc. of the Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, EERI (Editor), Oakland, 277-284
- Steidl, J.H., F. Bonilla, and A.G. Turmakin (1995). Seismic Hazard in the San Fernando Basin, Los Angeles, CA: A Site Effect Study Using Weak-Motion and Strong Motion Data, in *Proc. of the Fifth Intern. Conf. on Seismic Zonation*, Nice, 1149-1156

Theodulidis, N.P., and P.-Y. Bard (1995). Horizontal to Vertical Spectral Ratio and Geological Conditions: an Analysis of Strong Motion Data From Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 14, 177-197

Theodulidis, N.P., P.-Y. Bard, R. Archuleta, and M. Bouchon (1996). Horizontal to Vertical Spectral Ratio and Geological Conditions: the Case of Garner Valley Downhole Array in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319

### 2.3 Les amplifications observées sont-elles 2D ou 3D?

Au cours de l'avancement du projet EURO-SEISTEST et de l'acquisition de nouvelles données de terrain, il est apparu que la structure du graben Mygdonien, initialement considérée 2D, présente probablement une géométrie plus complexe entre les lacs de Langhada et de Volvi.

Le modèle numérique du terrain montre que le profil des stations sismologiques temporaires de l'été 1994 est installé dans la zone où l'axe du bassin change d'orientation (Fig. 1.3). Martin (1997) attire l'attention sur deux failles au NW et NE du graben (à l'est et à l'ouest de Profitis) dont l'une est orientée NW-SE et l'autre NE-SW. Si l'on envisage leur extension (possible) à l'intérieur du bassin, elles se trouvent toutes deux sur le profil étudié.

Ces constatations indiquent que la structure du graben Mygdonien n'est probablement pas 2D et nous ont incité à réexaminer les amplifications obtenues pour les stations parallèlement à l'axe de la vallée (stations Lennartz). Un élargissement des amplifications sur toute la bande de fréquence présentée peut effectivement être observé vers l'ouest du profil sur les deux composantes horizontales (Fig. 2.4). Par contre, après une étude plus détaillée de nos données acquises pendant l'été 1994, une modification de la fréquence fondamentale n'est pas observée avec ces données. Néanmoins, l'étude tectonique (Martin, 1997) suggère que l'épaisseur des remplissages alluviaux augmente vers l'Ouest de plus d'une centaine de mètres. Quelques mesures sismologiques très préliminaires, acquis pendant une nouvelle expérience du terrain menée pendant l'été 1997 (Projet EURO-SEISMOD) indiquent aussi que la fréquence fondamentale diminue vers l'Ouest à l'intérieur du graben.

Il semble donc que les données sismologiques, qui montrent autour du profil étudié une structure du bassin 2D, ne puissent pas être extrapolées à plus grande distance sans tenir compte d'effets éventuels 3D.

### 2.4 Discussion sur la variabilité des spectres en fonction des différents paramètres

Dans l'article précédent, plusieurs questions n'ont pas pu être abordées en détail, mais elles nous paraissent néanmoins importantes pour clarifier les mécanismes physiques de

l'amplification dans un bassin sédimentaire. Il s'agit en particulier (1) de la stabilité des amplifications moyennes calculées à partir de plusieurs événements différents et (2) de l'influence de la distance epicentrale et des azimuts des événements utilisés.

#### STABILITÉ DE L'ÉCART-TYPE EN FONCTION DU NOMBRE D'ÉVÉNEMENTS CONSIDÉRÉS

Nous avons déjà montré que les amplifications moyennes calculées avec la méthode TSRT varient peu en fonction du nombre d'événements, si au moins environ 10 événements sont utilisés. Cette stabilité se retrouve t'elle également dans l'écart-type de la moyenne des rapports spectraux ou bien l'écart-type évolue t'il en fonction du nombre des valeurs utilisées pour le calcul de la moyenne? Par l'application d'un critère signal sur bruit, les spectres moyens n'ont pas été calculés avec le même nombre des valeurs sur toute la bande de fréquences présentée (le nombre maximal est le nombre des enregistrements utilisés). Nous avons testé l'influence sur l'écart-type du nombre de valeurs considérées à chaque fréquence. La figure 2.12 montre pour quatre stations RefTek (les stations connectées aux capteurs CMG40 pour lesquelles les plus d'enregistrements locaux et régionaux sont disponibles) le nombre des valeurs considérées par fréquence, l'écart-type et le rapport spectral moyen  $\pm$  l'écart-type. Les enregistrements utilisés sont ceux de l'ensemble des événements locaux et régionaux disponibles à chaque station. Pour les quatre stations, l'écart-type ne montre aucune dépendance directe en fonction du nombre de valeurs considérées. A la station RCHU, où le plus grand nombre d'enregistrements est disponibles, l'écart-type est extrêmement stable indépendamment du nombre de valeurs utilisées. Au site où l'on observe des amplifications importantes (station RTES) les variations de l'écart-type ne diffèrent également pas par rapport aux stations où l'on observe des amplifications plus faibles. L'écart-type varie entre 1.5 et 2.5 et de la même manière sur les quatre stations pour les deux composantes horizontales.

Ces résultats confirment que les moyennes des rapports spectraux avec leurs écart-types sont stables, non seulement indépendamment des événements choisis, mais aussi indépendamment du nombre de valeurs utilisées. On peut donc en conclure que les amplifications à toutes les fréquences sont significatives (l'écart-type varie peu pour quelques bandes de fréquence). Les spectres moyens sont donc représentatifs sur toute la gamme de fréquences présentée.

#### INFLUENCE DE LA CONFIGURATION SOURCE-SITE

Dans de nombreuses études, les configurations entre les sources utilisées et les sites étudiés sont souvent très similaires, avec des sources localisées dans une région étroite de

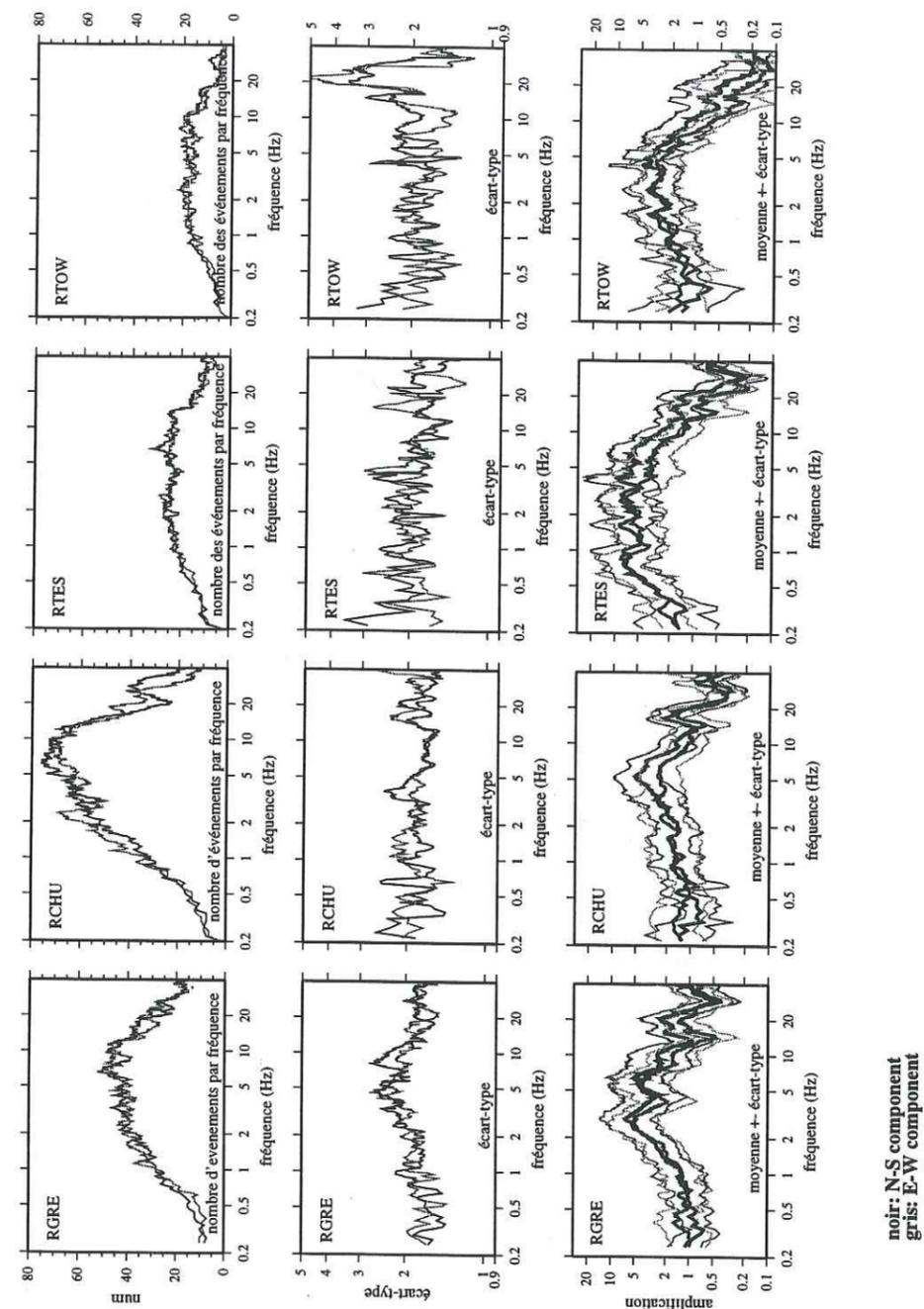


FIG. 2.12 – Stabilité des spectres moyens en fonction du nombre des valeurs incluses dans le calcul de la moyenne pour 4 stations (noir: composante N-S, gris: composante E-W). En haut: nombre des valeurs incluses dans le calcul de chaque fréquence, au milieu: l'écart-type de la moyenne, en bas: le spectre moyen  $\pm$  l'écart-type.

Stability of the mean spectra as a function of the number of values included in the calculation shown for four stations (black: N-S component; grey: E-W component). Above: number of values included in the calculation at each frequency, center: standard-deviation for each mean-value, below: mean-spectra  $\pm$  standard-deviation.

sismicité élevée et éloignée par rapport aux sites (Borcherdt, 1970; Field et Jacob, 1995; Field, 1996). Une telle configuration satisfait bien l'hypothèse de base de la méthode TSRT exigeant la similitude des trajets dans la terre pour des séismes enregistrés à deux stations proches. En revanche, les séismes utilisés ne montrent pas une variété de source et de propagation suffisante pour une étude représentative du site. Il n'est donc pas surprenant que les rapports spectraux présentent une très bonne stabilité, les signaux utilisés étant tous provoqués par un jeu de failles semblables et s'étant ensuite propagés dans des milieux similaires. Dans d'autres études, le réseau de stations présente une grande ouverture autour de la région fortement sismique et les séismes utilisés pour l'étude sont pour la plupart localisés à l'intérieur du réseau (Hartzell, 1992; Steidl et al., 1995; Bonilla et al., 1997). Dans cette configuration, les effets de propagation sont corrigés de l'atténuation géométrique et parfois anélastique en supposant des effets identiques indépendamment de la direction.

La disposition du réseau temporaire de l'été 1994 offre l'avantage d'avoir des stations installées proches les unes des autres. Les séismes sont tous distribués autour et à l'extérieur du réseau, tout en présentant une bonne couverture azimutale. Cet avantage nous a incité à étudier plus en détail l'éventuelle influence sur les rapports spectraux de l'azimut ou de la distance epicentrale.

#### INFLUENCE DE LA DISTANCE EPICENTRALE

La méthode TSRT, basée sur le calcul des rapports spectraux, permet en principe d'éliminer toutes les effets liés au trajet des ondes. Nous avons néanmoins vérifié la dépendance des amplifications du site par rapport à la distance epicentrale. Les amplifications moyennes ont été calculées pour plusieurs bandes de fréquences pour chaque séisme et à chaque station. Les différences entre les deux composantes horizontales sont mineures. Pour les tests suivants nous avons donc utilisé les estimations des deux composantes, sans faire une distinction entre chacune d'entre elles. Les figures 2.13 et 2.14 montrent les amplifications moyennes pour des bandes de fréquence de 0.5 Hz prises entre 0.5 Hz et 5.5 Hz aux stations RCHU, RGRE, RTOW et RTEs (parmi les stations connectées aux capteurs CMG40 elles ont enregistré le plus grand nombre d'événements). Parmi toutes les distances disponibles (distance epicentrale  $\leq 300$  km), aucune distance ne montre un comportement particulier avec une amplification anormalement faible ou forte. La variabilité est relativement forte, et ceci indépendamment de la distance epicentrale, aussi bien pour les bandes de fréquence où les amplifications sont les plus fortes que pour celles où elles sont faibles. Néanmoins, à plus grande distance, les amplifications sont très souvent inférieures à la moyenne calculée pour la bande de fréquence considérée. On peut donc conclure qu'aucune distance epicentrale n'influe de façon particulière sur les amplifications

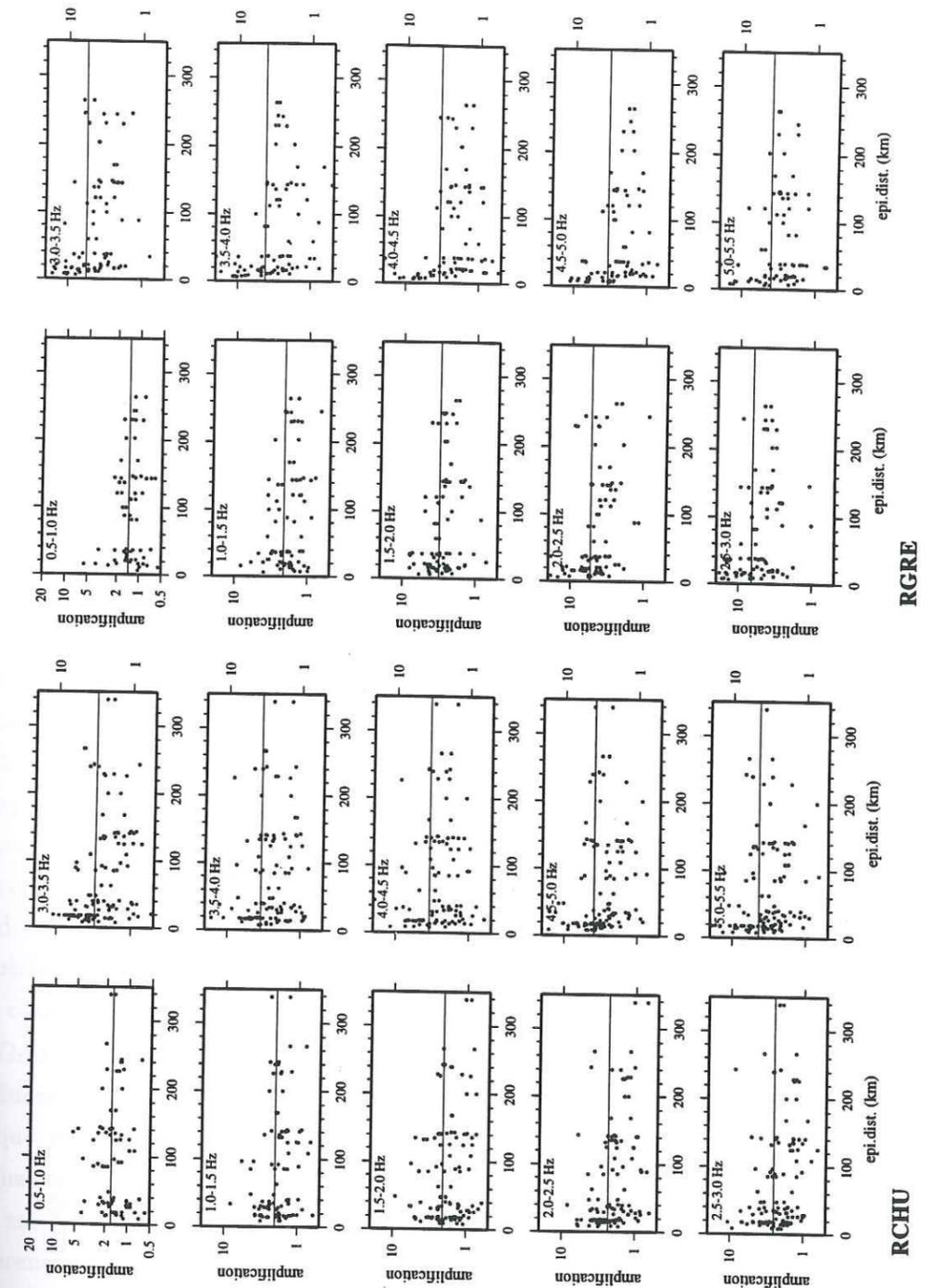


FIG. 2.13 - Amplifications moyennes par bandes de fréquence de 0.5 Hz (de 0.5 Hz à 5.5 Hz) pour des événements différents en fonction de la distance epicentrale pour deux stations (RCHU et RGRE). Les résultats obtenus par les enregistrements des deux composantes horizontales sont présentés (sans distinction entre les deux). Le trait fin est la moyenne calculée sur toutes les valeurs présentées sur chaque figure.

Mean amplifications for frequency ranges of 0.5 Hz, from 0.5 Hz to 5.5 Hz for all available regional and local events as a function of epicentral distance for stations RCHU and RGRE. Results are presented for the two horizontal components. Thin line: mean value calculated over the presented values of each frequency range.

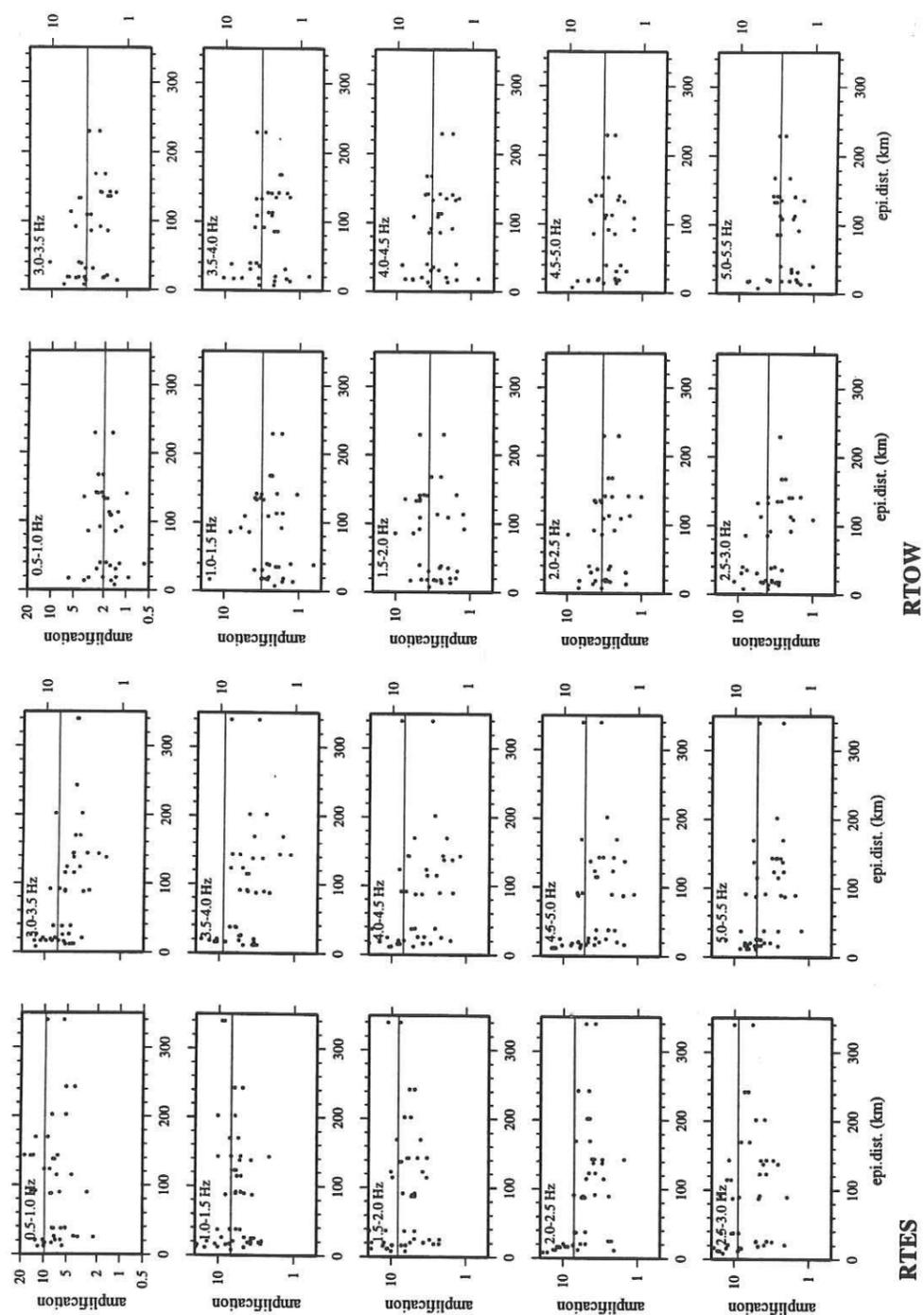


FIG. 2.14 – Amplifications moyennes par bandes de fréquence de 0.5 Hz (de 0.5 Hz à 5.5 Hz) pour des événements différents en fonction de la distance epicentrale pour deux stations (RTOW et RTES). Les résultats obtenus par les enregistrements des deux composantes horizontales sont présentés (sans distinction entre les deux). Le trait fin est la moyenne calculée sur toutes les valeurs présentées sur chaque figure.

Mean amplifications for frequency ranges of 0.5 Hz, from 0.5 Hz to 5.5 Hz for all available regional and local events as a function of epicentral distance for stations RTOW and RTES. Results are presented for the two horizontal components. Thin line: mean value calculated over the presented values of each frequency range.

dans le graben. En utilisant uniquement les événements plus éloignés, les amplifications seront probablement sous-estimées par rapport aux résultats présentés dans les paragraphes précédents.

#### INFLUENCE DU BACK-AZIMUT

De la même façon que pour l'étude des distances epicentrales, nous avons vérifié l'influence du back-azimut sur les amplifications. Des études numériques ont montrées que selon le back-azimut du champ incident, les amplifications observées peuvent varier significativement en fonction de la géométrie d'une vallée, d'un bassin sédimentaire ou d'un relief (Pedersen et al., 1994b; Pedersen et al., 1995) suite à l'interaction entre le champ incident et la géométrie du site. Les variations d'amplification avec l'azimut sont créées notamment par des phases provoquées par quelques azimuts particuliers par rapport aux bordures du bassin ("basin edge effect") (Hatayama et al., 1995; Kawase, 1996). Même s'il paraît plus simple d'observer ce phénomène par des modélisations numériques (car les sismogrammes ne sont pas perturbés par d'autres phénomènes), il a aussi récemment été remarqué dans des données réelles Field (1996). Cet auteur interprète les amplification comme une interférence différente selon la direction du champ d'onde incident lié à la complexité de la géométrie du site. De même Pitarka et al. (1996), qui modélisent les amplifications lors du tremblement de terre de Hyogo-ken Nanbu (Kobe), constatent que la localisation de la source par rapport au site est responsable de la création des effets de bord et donc des fortes amplifications observées. De plus, Riepl et al. (1995) montrent, en utilisant des données réelles, qu'une géométrie non-horizontale composée des couches peu consolidées peut entraîner des réponses différentes selon l'azimut de l'onde incidente.

Grâce à la bonne couverture azimutale de nos données nous avons pu également vérifier l'influence de l'azimut sur les amplifications observées dans le graben Mygdonien. Pour chaque enregistrement, nous avons calculé l'amplification moyenne dans une bande de fréquences de 0.5 Hz (variant de 0.5 Hz jusqu'à 5.5 Hz). Les figures 2.15 et 2.16 montrent ces amplifications moyennes pour des bandes de fréquences de 0.5 Hz et des séismes différents en fonction des back-azimuts aux stations RCHU, RGRE, RTOW et RTES. On remarque clairement que pour un grand nombre des back-azimuts disponibles aucune des directions ne montre une amplification préférentielle. La variabilité des amplifications moyennes est similaire pour tous les back-azimuts indépendamment des amplifications absolues, des bandes de fréquences considérées ainsi que de la station. On retrouve des résultats similaires aux autres stations.

En conséquence, aucune influence significative du back-azimut n'est observée dans les données acquises autour du site EURO-SEISTEST. Ceci est d'autant plus surprenant que le site ne peut pas être considéré comme homogène et que les failles sur les bords

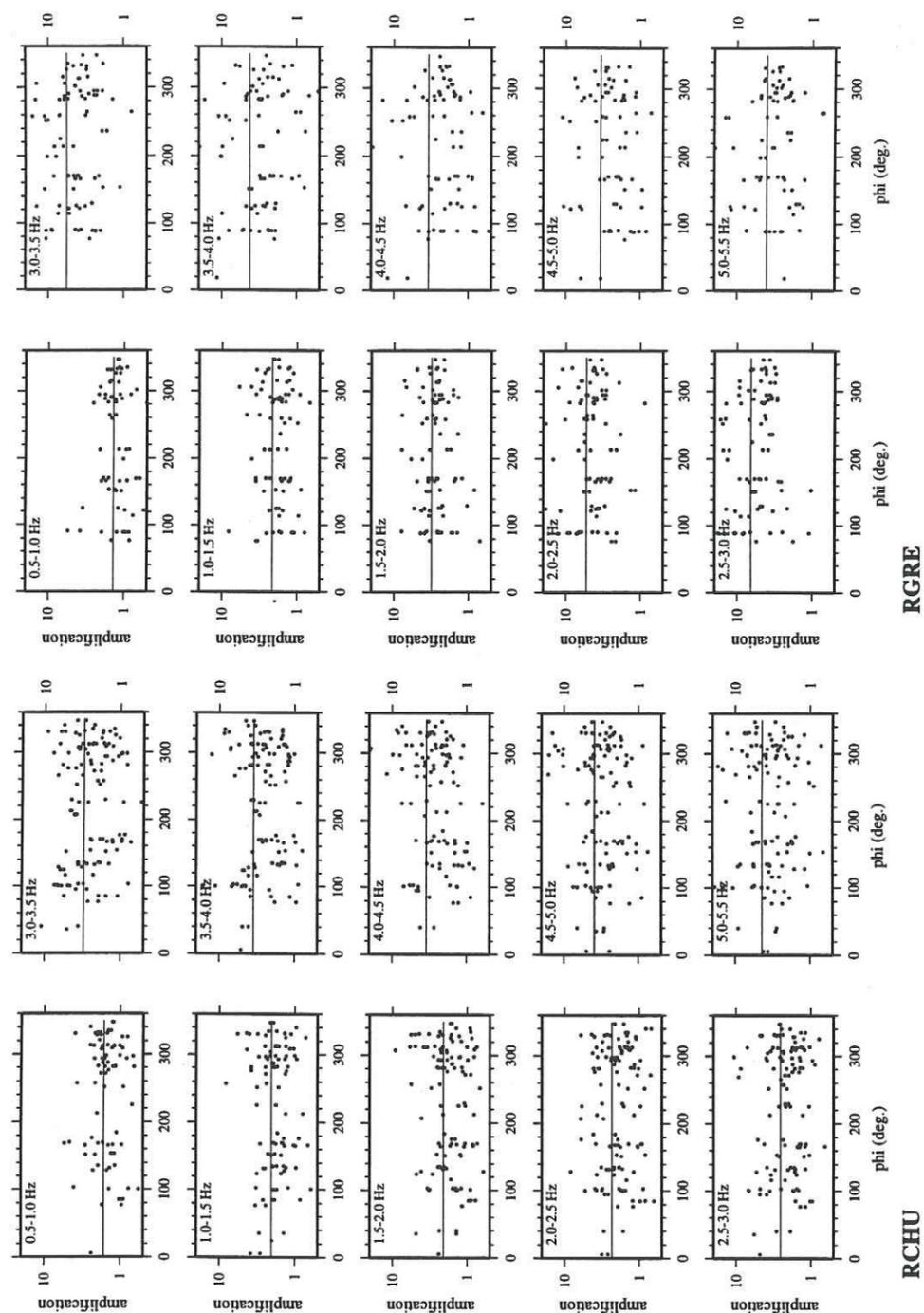


FIG. 2.15 – Amplifications moyennes par bande de fréquences de 0.5 Hz (de 0.5 Hz à 5.5 Hz) pour des événements différents en fonction du back-azimut pour deux stations (RCHU et RGRE). Les résultats obtenus par les enregistrements des deux composantes horizontales sont présentés (sans distinction entre les deux). Les traits fins sont les moyennes calculées sur toutes les valeurs présentées par bande de fréquence.

Mean amplifications for frequency ranges of 0.5 Hz, from 0.5 Hz to 5.5 Hz for all available regional and local events as a function of back-azimuths for stations RCHU and RGRE. Results are presented for the two horizontal components. Thin line: mean value calculated over the presented values of each frequency range.

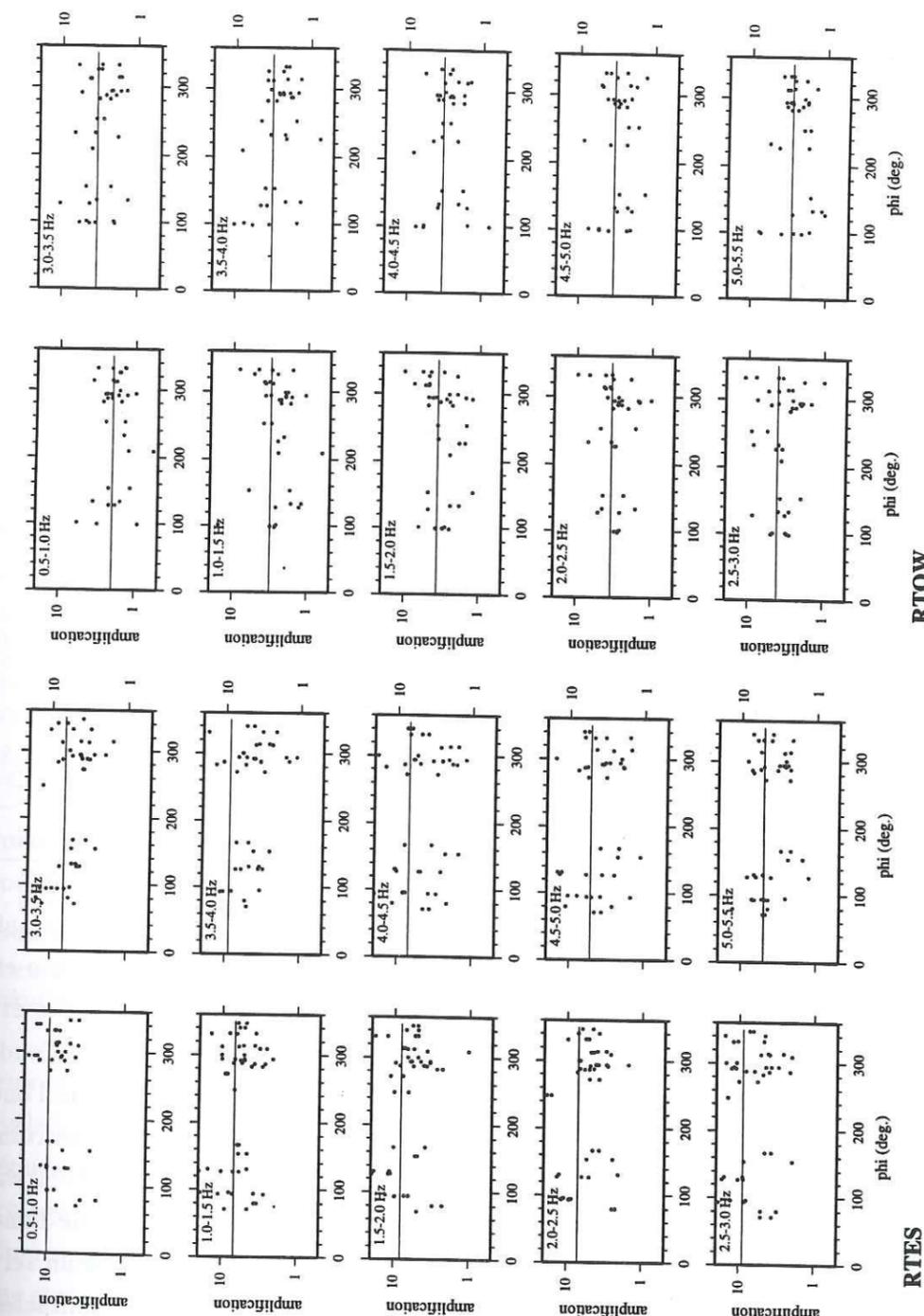


FIG. 2.16 – Amplifications moyennes par bande de fréquences de 0.5 Hz (de 0.5 Hz à 5.5 Hz) pour des événements différents en fonction du back-azimut pour deux stations (RTOW et RTES). Les résultats obtenus par les enregistrements des deux composantes horizontales sont présentés (sans distinction entre les deux). Les traits fins sont les moyennes calculées sur toutes les valeurs présentées par bande de fréquence.

Mean amplifications for frequency ranges of 0.5 Hz, from 0.5 Hz to 5.5 Hz for all available regional and local events as a function of back-azimuths for stations RTOW and RTES. Results are presented for the two horizontal components. Thin line: mean value calculated over the presented values of each frequency range.

du graben sont supposées de provoquer des ondes sur les bords du graben (Field, 1996; Hatayama et al., 1995). Néanmoins, nous interprétons l'absence d'effet des back-azimuths par l'importante interaction entre les différents types d'onde (liée à la complexité du site) qui contamine largement le signal dans toutes les directions. Les ondes de surface provoquées essentiellement sur les bords du bassin et probablement par les failles présentes, se développent très vite après la première arrivée et rendent une séparation impossible par une simple analyse des spectres des différents types d'onde. De plus, un effet azimutal dont l'origine est à l'extérieur du bassin ne peut probablement pas être détecté, parce que la direction de propagation des ondes incidentes est proche à la verticale suite au fort contraste entre le substratum rocheux et les sédiments du bassin. L'azimut n'a donc que peu de conséquence sur la propagation des ondes à l'intérieur du bassin. Tout ceci rend très complexes les signaux observés à l'intérieur du bassin mais cependant homogènes du point de vue de l'azimut dont les effets ne peuvent pas être observés.

## 2.5 TSRT pour la Coda et l'onde P

### QUELLE PARTIE DU SIGNAL UTILISER POUR LES ESTIMATIONS DES EFFETS DE SITE?

C'est Borchardt (1970) qui a le premier proposé la méthode TSRT en l'appliquant sur toute la durée des signaux enregistrés. Depuis, de nombreux auteurs ont tenté de répondre à la question: "quelle partie du train d'onde est la plus représentative pour les estimations des effets d'amplification d'un site?" (Tsujiura, 1978, Tucker et King, 1984, Kato et al., 1995, Steidl et al., 1995, Seekins et al., 1996). En effet, on trouve en général des études basées soit sur une fenêtre autour de l'onde S directe, soit sur une fenêtre de l'onde de la Coda, chacune des deux options offrant ses propres avantages. La partie de l'onde S montre généralement les amplitudes les plus fortes. Cependant, l'utilisation d'instruments très sensibles (pour des études des microséismes) peut entraîner une saturation en cas des forts séismes ou des séismes très proches et ainsi rendre une utilisation de l'onde S impossible. En revanche, l'onde de Coda peut être parfaitement utilisée dans un tel cas. Aki et Chouet (1975) expliquent la Coda comme une superposition des ondes diffractées le long de leur trajet sur les hétérogénéités disposées aléatoirement dans la croûte. Aux sites sédimentaires, la Coda est généralement plus forte et plus longue qu'aux sites rocheux, parce que les ondes sont piégées, diffractées et amplifiées dans les sédiments contribuant à une Coda plus longue. Dans les signaux de la Coda, les effets de source et de propagation sont considérés comme étant les mêmes pour tous les sites, ainsi que les contributions des ondes diffractées selon le modèle du simple "back-scattering" établi par Aki et Chouet (1975). Pour ces raisons, les variations des amplitudes de la Coda d'un site à l'autre représentent une particularité locale du site, et les signaux de la Coda peuvent être utilisés

pour l'estimation des effets de site. Il est néanmoins nécessaire de choisir la fenêtre du signal suffisamment tard après l'onde S directe pour que les hypothèses sur la composition de la Coda soient valides, certains auteurs proposent de sélectionner la Coda après deux fois les temps de propagation de l'onde S (Phillips et Aki, 1986, Mayeda et al., 1991, Koyanagi et al., 1992). Pour des séismes de faible magnitude, les fenêtres ne peuvent cependant pas toujours être choisies si tard afin d'assurer un rapport signal sur bruit suffisamment élevé.

Deux méthodes différentes sont utilisées dans les études des effets de site en utilisant la partie de l'onde de Coda (Tab. 2.2):

- (1) la méthode de l'onde de Coda (PA) développée par Phillips et Aki (1986) et
- (2) la méthode TSRT appliquée aux signaux de l'onde de Coda.

Nous rappelons que dans la méthode PA les estimations sont obtenues après un traitement

Comparaison entre Méthode 1 Méthode 2	TSRT pour onde S et pour la Coda	GIT et méthode PA	TSRT pour onde S et méthode PA
Résultats différents entre méthodes	Margheriti et al. (1994) Steidl et al. (1995) Field et al. (1995)	pas d'exemple	pas d'exemple
Résultats similaires entre méthodes	Tucker et King (1984) Tsujiura (1978)	Kato et al. (1995)	Phillips et Aki (1986) Koyanagi et al. (1992) Mayeda et al. (1991)

TAB. 2.2 – *Recapitulatif des comparaisons étudiées concernant l'utilisation de la partie de la Coda du signal pour les estimations des effets de site*

*Overview of the compared studies concerning the use of Coda-wave signals for the estimation of the site amplification effects.*

coûteux des données: pour plusieurs fenêtres glissantes le spectre de puissance est calculé. Une valeur moyenne en fréquence est retenue pour chaque fenêtre, calculée sur une bande de fréquence variable (la largeur de la bande de fréquence, la durée de la fenêtre utilisée et le décalage entre les fenêtres glissantes sont choisis en fonction de la fréquence pour laquelle la valeur moyenne est calculée). Pour chaque fréquence, les amplifications sont estimées à chaque station par une inversion simultanée des valeurs moyennes aux différentes stations. Les différences majeures par rapport à la méthode TSRT sont l'utilisation du spectre en puissance (et pas le spectre normal) et l'information de plusieurs fenêtres glissantes (et pas une seule) sur tout le signal de la Coda.

Les études qui comparent les résultats de la méthode PA avec ceux de la méthode TSRT appliquée aux signaux de l'onde S directe montrent des amplifications cohérentes et comparables (Tab. 2.2). Ce sont également les conclusions auxquelles nous arrivons dans notre étude menée sur l'EURO-SEISTEST à basse fréquence (Fig. 2.10).

Kato et al. (1995) ont comparé les amplifications estimées à partir d'une inversion

généralisée en utilisant les signaux de l'onde S avec les amplifications obtenues par la méthode PA. Ils trouvent aussi une bonne corrélation entre les résultats des deux méthodes.

A l'inverse, les amplifications estimées avec la méthode TSRT appliquée aux signaux de la Coda montrent souvent des valeurs plus élevées que celles obtenues en utilisant la partie de l'onde S directe (Margheriti et al., 1994, Steidl et al., 1995, Field, 1996, Seekins, 1996). Deux études (Tsujiura, 1978, Tucker et King, 1984), souvent citées, montrent cependant des amplifications très similaires lorsqu'elles sont estimées avec la méthode TSRT appliquée aux signaux de l'onde S et de la Coda. Il faut néanmoins noter que Tucker et King (1984) ne présentent aucun résultat et ne font que constater. Cette étude ne constitue donc pas une référence solide pour la comparaison qui nous intéresse. Tsujiura (1978), quant à lui n'a pas appliqué la méthode TSRT comme de coutume. Avant de calculer les rapports spectraux, il a effectué un filtrage important par des filtres "passe bande", similaire au filtrage appliqué dans la méthode PA, et lui aussi, il a utilisé des estimations qui sont basées sur des spectres en puissance. Ceci implique que les résultats de Tsujiura (1978) sont à comparer avec ceux obtenus par la méthode PA plutôt qu'avec ceux obtenus par la méthode TSRT pour l'onde de Coda.

Cette revue bibliographique (Tab. 2.2) montre que chaque méthode présente globalement des résultats cohérents indépendamment des sites étudiés; cependant la méthode TSRT appliquée aux signaux de la Coda donne des valeurs d'amplification systématiquement plus élevées que la méthode PA ou la méthode TSRT pour l'onde S. A notre connaissance, aucune comparaison globale de la méthode PA avec la méthode TSRT n'a été entreprise, en particulier en utilisant des fenêtres différentes (notamment des ondes S directe et de la Coda). Nous avons donc complété notre étude dans cet objectif par une estimation des amplifications avec la méthode TSRT sur la Coda et l'onde P.

#### LA MÉTHODE TSRT APPLIQUÉE AUX SIGNAUX DE L'ONDE DE LA CODA

Pour les amplifications estimées avec les signaux de la Coda (Fig. 2.17) nous avons utilisé des signaux d'une durée de 10.0 s commençant à deux fois le temps de la propagation de l'onde S à la station la plus retardée (identique au temps de début de la fenêtre glissante utilisée par la méthode de la Coda). Pour les stations qui montrent des amplifications faibles ou modérées (RROA, RGRE, RTOW et RCHU) les amplifications sont très proches de celles obtenues avec l'onde S directe. A l'inverse, les stations auxquelles on observe les plus fortes amplifications (stations RTES et RFAK) montrent des résultats beaucoup moins cohérents, les amplifications estimées à partir de la Coda étant supérieures à celles estimées à partir de l'onde S directe et ceci surtout aux basses fréquences ( $< 5.0\text{Hz}$ ).

Sachant que les amplifications estimées avec le même jeu de données par la méthode PA et TSRT sur l'onde S sont similaires à basses fréquences, ces estimations plus élevées ne

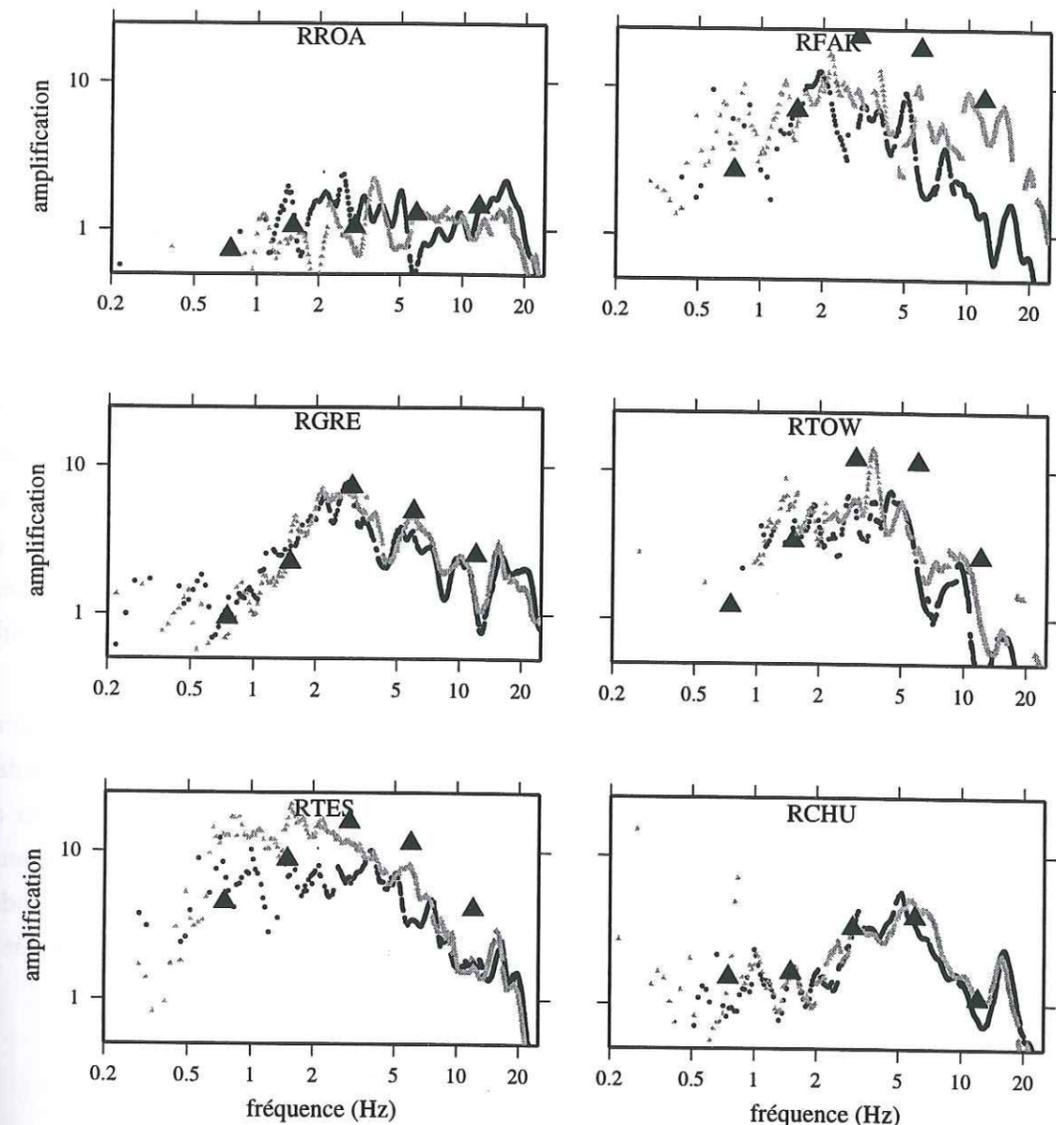


FIG. 2.17 – Moyennes des rapports spectraux calculées sur une fenêtre de l'onde S directe (noir) et une fenêtre de la Coda (gris) en utilisant l'ensemble de 13 séismes locaux (composante N-S) avec la méthode TSRT et les résultats obtenus avec la méthode PA (triangles).

Mean values of the spectral ratios calculated with the TSRT from a S-wave window (black), and a Coda-wave window (grey) using the dataset of 13 local events (N-S component). Superimposed are the estimations obtained using the Coda-wave method from Phillips and Aki (1986) (N-S component; triangles).

sont cependant pas à notre avis des effets de site réels, variables pour les signaux de l'onde S et ceux de la Coda, mais sont liées à l'utilisation des signaux non comparables entre ceux du site de référence et ceux des sites à l'intérieur du bassin. En effet, les réverbérations des ondes dans des couches peu consolidées, la création des ondes de surface à l'intérieur du bassin et les diffractions dues à la complexité de la géométrie génèrent des durées de signaux beaucoup plus longues aux stations situées à l'intérieur du bassin qu'à la station de référence (Fig. 2.18).

En conséquence, l'application de la méthode TSRT aux signaux de la Coda donne des amplifications plus élevées en raison de la normalisation par un spectre en amplitude très faible de la station de référence surtout en basses fréquences.

Les estimations des amplifications par la méthode PA sont effectuées en utilisant une durée de signaux beaucoup plus longue et après un lissage. L'utilisation de plusieurs fenêtres glissantes permet de minimiser l'effet de l'atténuation rapide à la station de référence et l'effet des arrivées tardives de signaux aux sites à l'intérieur du bassin. L'inversion simultanée des valeurs spectrales moyennes, calculées pour des bandes de fréquences à partir de plusieurs fenêtres de signaux, permet, aux basses fréquences, d'obtenir des amplifications plus proches de la réalité, similaire à celles calculées par l'onde S directe. A basse fréquence, la méthode PA nous paraît donc plus appropriée à l'estimation des effets de site que la méthode TSRT appliquée aux signaux de la Coda.

Aux hautes fréquences, la situation est inversée. La méthode PA donne des valeurs d'amplification plus élevées que la méthode TSRT appliqué sur une fenêtre de l'onde S directe ainsi que sur la Coda pour lesquelles les estimations d'amplification sont en accord. La méthode PA montre éventuellement des effets de diffractions à haute fréquence qui sont particulier au site et qui ne sont pas détectables avec les deux autres méthodes. Néanmoins, à plus haute fréquence, il est difficile à juger laquelle des estimations est la plus réaliste.

#### LA MÉTHODE TSRT APPLIQUÉE AUX SIGNAUX DE L'ONDE P

Nous avons également estimé les amplifications avec la méthode TSRT en choisissant une fenêtre autour de l'onde P directe. Nous avons travaillé en temps relatif, sélectionnant pour chaque enregistrement un signal débutant peu avant l'arrivée de l'onde P direct et se terminant peu avant l'arrivée de l'onde S directe. Ceci nous a permis de choisir les signaux avec les durées les plus longues possibles à chaque station sans inclure trop de bruit de fond.

Les résultats obtenus sur les signaux de l'onde P montrent des amplifications très proches de celles estimées à partir de l'onde S (Fig. 2.19). Les amplifications absolues sont du même ordre de grandeur et apparaissent aux mêmes fréquences, mais elles sont moins

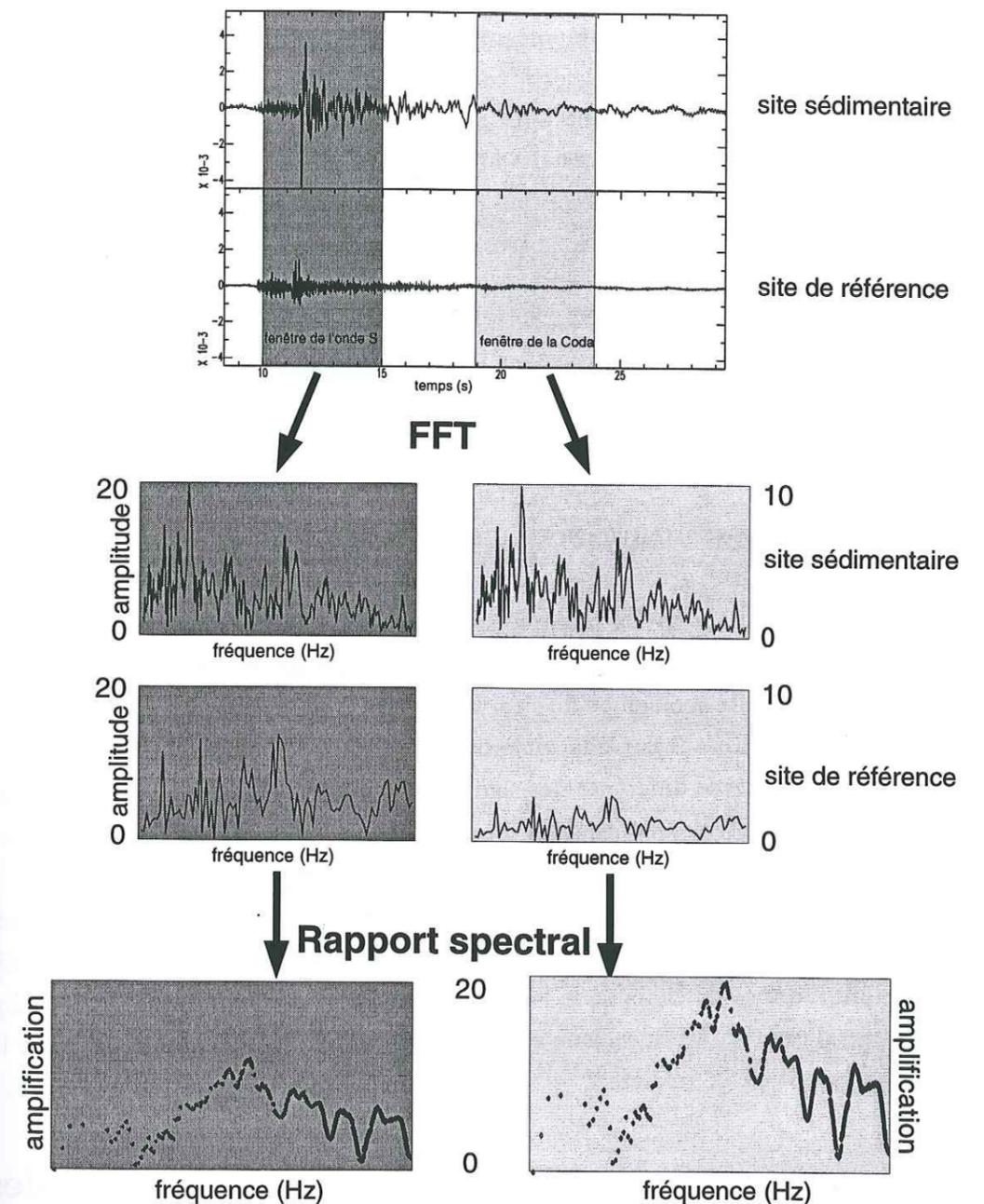


FIG. 2.18 – Schéma descriptif expliquant l'effet de la sur-estimation des effets d'amplification en appliquant la méthode TSRT sur les signaux de la Coda.

Descriptive scheme about the overestimation of estimated amplifications applying the TSRT method to Coda-wave signals.

lisses. Aux basses fréquences, l'absence d'estimation significative est due au faible rapport signal/bruit présent.

La bonne corrélation entre les amplifications obtenues à partir des signaux de l'onde P et S souligne les interactions importantes des ondes différentes, notamment tout sorte de diffraction provoquée par les forts contrastes d'impédance. Des ondes réfléchies ou converties en ondes de cisaillement, ainsi que des ondes de surface arrivent très vite après la première arrivée de l'onde P avec des fortes amplitudes et sont incluses dans les estimations d'amplifications par la fenêtre de l'onde P. Le champ d'onde enregistré peu après l'arrivée de l'onde P directe est donc très varié et provoque des amplifications du même ordre de grandeur que la partie du signal de l'onde S directe, même si les amplitudes absolues des enregistrements sont normalement plus faibles pour l'onde P que pour l'onde S. De plus, pour l'onde P, une estimation des amplifications par des fenêtres similaires en terme de contribution des signaux à la station de référence et au site amplifié apparaît au moins aussi adaptée que l'utilisation des fenêtres en temps absolu.

#### CONCLUSION SUR L'IMPORTANCE DU SIGNAL CHOISI POUR L'ESTIMATION

Par cette étude nous avons montré que la méthode TSRT estime les amplifications de la même manière pour tous les signaux contenant des ondes directes, soit P, soit S en raison de la complexité géologique du site. Par contre, l'estimation des amplifications avec la méthode TSRT utilisant la Coda, surestime, surtout à basses fréquences, les amplifications du fait de la durée différente des signaux enregistrés à la station de référence et la station examinée. Pour les estimations d'amplification basées sur la Coda, une méthode plus sophistiquée est nécessaire et donne à basses fréquences au site étudié des résultats plus cohérents par rapport aux résultats obtenu par d'autres méthodes. Enfin, que l'estimation de l'amplification soit faite sur l'onde P, S ou la Coda, notre étude met en évidence l'importance du choix de la fenêtre sur laquelle est effectuée le calcul, soulignant l'importance d'une fenêtre identique en terme de contribution des signaux entre le site examiné et la station de référence.

## 2.6 Conclusion sur les estimations expérimentales

Nous avons mené différents tests méthodologiques en utilisant cinq méthodes différentes pour valider les méthodes et éclairer leurs limites. En général nous avons vu que les variations entre méthodes deviennent plus fortes dès que les amplifications estimées montrent des valeurs importantes ( $\geq 8$ ) ce qui est à notre site directement lié à la complexité du site où l'interaction et la diffraction entre les différents types d'ondes sont extrêmement importantes. Il est également possible qu'un fort contraste de la vi-

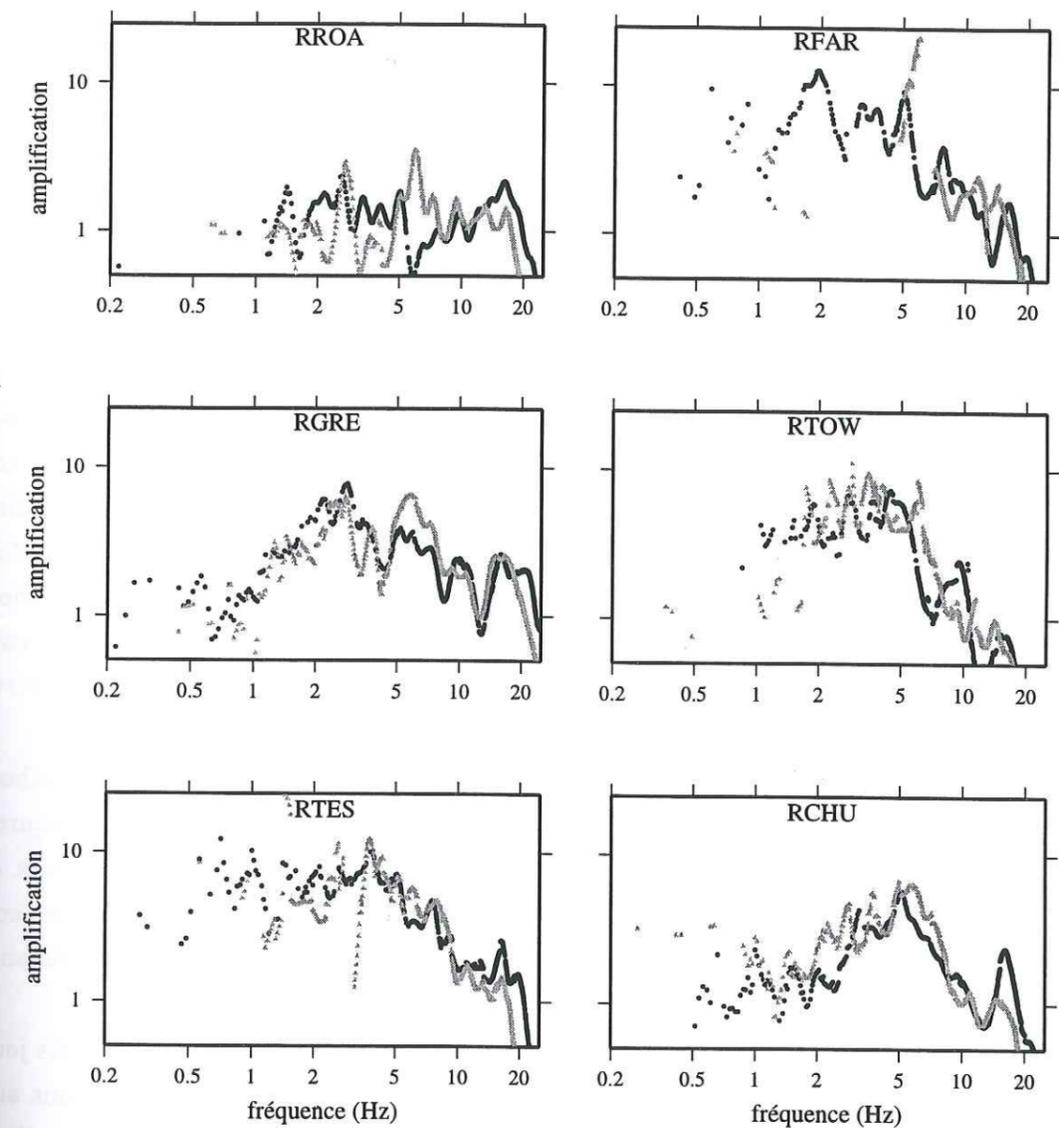


FIG. 2.19 – Rapports spectraux calculés sur une fenêtre de l'onde S directe (composante N-S; noir) et une fenêtre de l'onde P directe (gris) en utilisant l'ensemble de 13 séismes locaux.

Mean spectral amplifications estimated with the TSRT for a S-wave window (black) and a P-wave window (grey) using the dataset of 13 local events (N-S component).

tesse d'onde P d'environ 1000 m/s, associé à la nappe phréatique (à environ 10-20 m de profondeur), contribue remarquablement à la forte interaction des ondes. Tout ceci peut expliquer pourquoi dans quelques études effectuées à des sites différents (par différentes équipes) les différentes méthodes ont pu être appliquées avec plus ou moins de succès. Si les sites ne montrent pas des amplifications très importantes ou sont d'une géométrie relativement simple, les résultats obtenus par l'application des méthodes examinées étaient généralement assez compatibles entre eux (Field et Jacob, 1995; Lermo et Chávez-García, 1993; Chávez-García et al., 1997). Par contre, dès que les sites montrent des amplifications très élevées, comme dans l'étude présente aux stations au centre de la vallée (RTES et RFAR), les différences entre méthodes deviennent plus significatives et importantes.

Nous avons montré que la méthode TSRT et la méthode GIT donnent des estimations extrêmement similaires, ce qui n'est pas surprenant en rappelant que les hypothèses de base sont les mêmes pour les deux méthodes. Pour les données d'un grand réseau avec beaucoup de stations, la méthode GIT offre néanmoins plusieurs avantages par rapport à la méthode TSRT (e.g. rapidité du traitement, enregistrement à la station de référence pas nécessaire pour tous les séismes). La méthode de la Coda (PA) montre des estimations également très similaires avec une tendance à une estimation plus élevée des amplifications à hautes fréquences. Par contre, en appliquant la méthode h/v-RT ou la méthode de Nakamura, seule l'information de la fréquence fondamentale paraît juste, les niveaux d'amplification (même pour la fréquence fondamentale) sont à interpréter sous réserve, exigeant des études complémentaires (Gutierrez et Singh, 1992).

Les tests concernant le jeu de données utilisé pour les estimations avec la méthode TSRT ont montré qu'il n'y a aucune influence de l'orientation et de la distance source-site. Malgré des variations non négligeables entre les différents rapports spectraux en fonction des séismes utilisés, les moyennes sur un minimum d'environ dix événements sont très stables et significatives pour chaque site et ceci indépendamment de la distance epicentrale ou de l'azimut entre source et station.

Suite aux tests effectués sur les différentes méthodes ainsi que sur les différents jeux de données, nous proposons "les meilleures estimations" des effets d'amplifications aux stations connectées aux capteurs CMG40 (Fig. 2.20). A basse fréquence, les estimations sont basées sur les estimations obtenues avec les données des télé-séismes (Fig. 2.7), à plus haute fréquence ( $\geq 2.0$  Hz), nous avons choisi les estimations de la méthode GIT comme étant les plus fiables (Fig. 2.8). Ces estimations serviront dans la suite comme référence, pour tout comparaison avec des modélisations numériques.

Finalement, l'étude sur le site même a mise en évidence le lien direct entre la profondeur des couches peu consolidées et les amplifications obtenues, ainsi que le rôle important des failles bordières. Les amplifications sont strictement focalisées à l'intérieur du bassin et pratiquement aucune énergie est rayonnée vers l'extérieur. Finalement, par des résultats

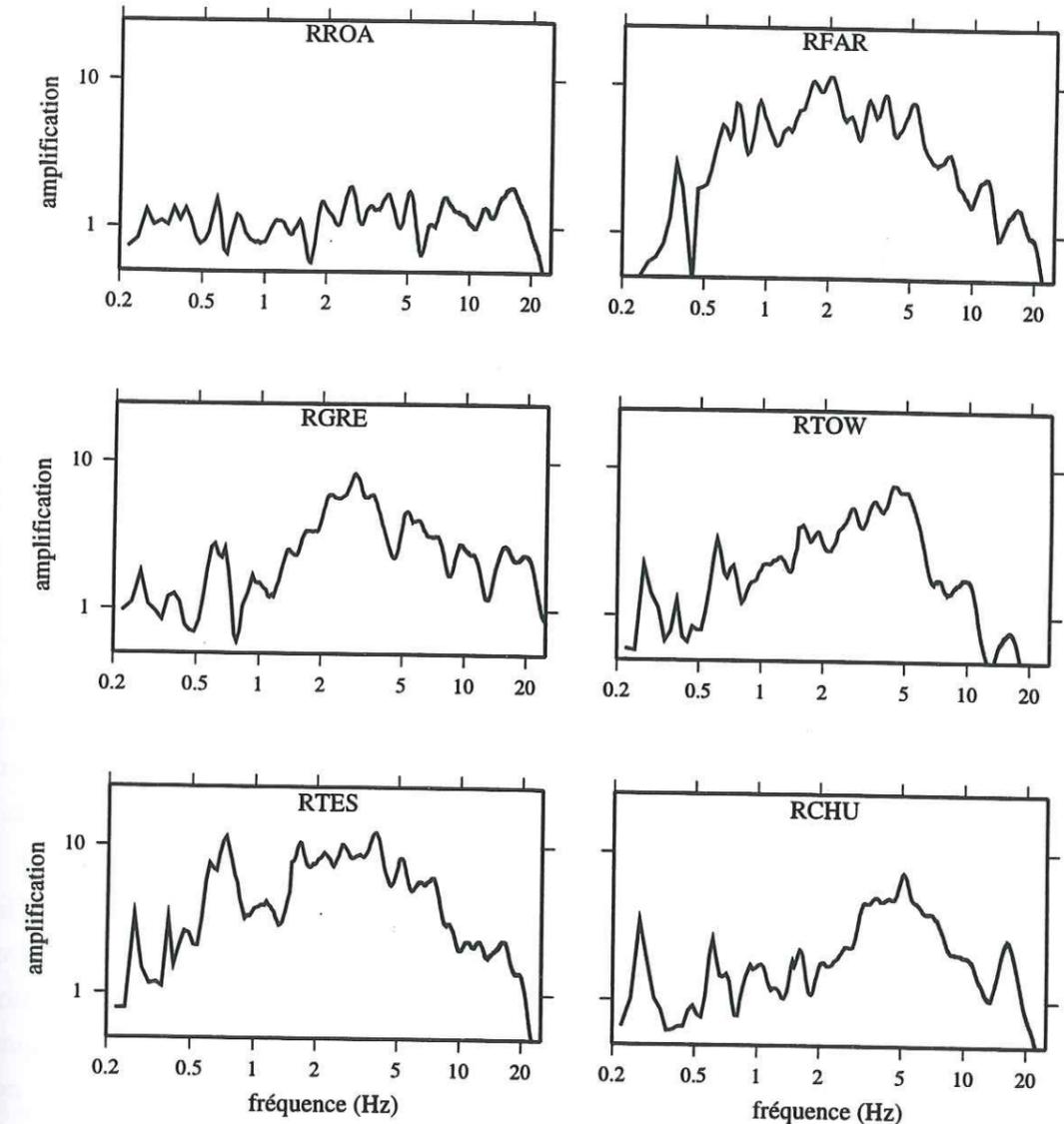


FIG. 2.20 – Meilleures estimations des estimations d'amplifications déterminées à partir des télé-séismes à basse fréquence ( $\leq 2.0$  Hz) et avec la méthode GIT pour des fréquence supérieures à 2. Hz.

Best estimates of the amplifications determined from the teleseismic data in the low frequency range ( $\leq 2.0$  Hz) and by the GIT in the frequency range above 2.0 Hz.

des estimations de l'amplification, nous avons confirmé la structure asymétrique du bassin qui, bien que pouvant en première approximation être considérée bidimensionnelle, est probablement plus complexe.

## Chapitre 3

### Modélisations numériques

Dans le paragraphe précédent nous avons estimé les amplifications dans le graben Mygdonien par plusieurs méthodes expérimentales. Les résultats peuvent varier de façon significative d'une méthode à l'autre. En conséquence, le niveau d'amplification le plus réaliste est difficile à juger, malgré le fait que la méthode TSRT semble d'être la plus fiable. Une méthode pour tester et vérifier les observations est la comparaison des résultats expérimentaux avec ceux obtenus par une modélisation numérique à condition que la géologie locale soit très bien connue. Cette dernière condition étant remplie grâce aux nombreuses mesures géophysiques et géotechniques, et compte tenu de la disponibilité de plusieurs codes numériques, nous avons modélisé la réponse du bassin de Volvi, d'abord par une modélisation 1D pour une onde plane verticalement incidente, considérant la stratification verticale à chaque site, et ensuite par une modélisation 2D, pour une onde plane incidente ainsi que pour un champ d'onde plus complexe.

Les études purement numériques ont montré que les diffractions des ondes dans un milieu hétérogène en 2 ou 3 dimensions contribuent de manière importante aux amplifications et déamplifications à la surface (Fäh et Suhadolc, 1994). Les études pour des structures simples, souvent unidimensionnelles, comparent souvent avec succès les amplifications observées expérimentalement avec les modélisations numériques 1D de la fonction de transfert (Field et al., 1990; Field et al., 1992; Cramer, 1995). Les études de la réponse dans de structures bidimensionnelles sont souvent purement théoriques (Wong et Jennings, 1975; Bard et Bouchon, 1980a et b; Kawase, 1988; Sánchez-Sesma, F. et M. Campillo, 1993) ou limitées à une comparaison de la distribution des dégâts avec des modélisations numériques due au manque des données réelles (Fäh et al., 1993). Les comparaisons directes avec des enregistrements réels sont rares (Ohtsuki et al., 1984; Bard, 1983; Fäh et al., 1994). Aki (1988) souligne que ceci est dû à la nécessité à la fois d'une bonne connaissance de la structure géologique locale ainsi que de bons enregistrements sismologiques, conditions en fait très rarement satisfaits simultanément.

La réalisation des modèles 2.5D est très prometteuse dans le cas des structures allon-

gées, telles des vallées, l'effet azimutal pouvant être inclu dans le calcul (Pedersen et al., 1994a; Pedersen et al., 1995; Zhang et Papageorgiou, 1996). Récemment, des études comparatives entre modélisations numériques complexes tridimensionnelles et observations réelles ont été menées, mais elles restent plus qualitatives que quantitatives (Olsen et Archuleta, 1996; Spudich et al., 1996). Les modélisations numériques montrent que pour des paramètres physiques identiques (profondeur maximale des couches, vitesse des ondes, densité du milieu), les fréquences amplifiées ainsi que les amplitudes maximales varient significativement en fonction de la géométrie plus ou moins complexe de la structure (1D, 2D, 3D) (Aki, 1988; Horike et al., 1990) avec toujours une augmentation de la fréquence fondamentale pour des modélisations 2D par rapport à 1D ou 3D par rapport à 2D plus une tendance à l'augmentation de l'amplification.

Des modélisations numériques peuvent également servir à éclairer des phénomènes physiques qui sont à la base des méthodes expérimentale, et, en conséquence, à tester les méthodes en application dans la pratique. Des tests numériques pour la compréhension de la méthode de Nakamura ont été effectués (Lachet et Bard, 1994) ainsi qu'un test simple pour la méthode h/v-RT (Lermo et Chávez-García, 1993), mais aucun test comparatif avec des modélisations numériques entre différentes méthodes expérimentales n'a à notre connaissance été effectué.

Ce manque d'études complexes et comparatives est principalement lié aux limitations des méthodes utilisées, des moyens de calcul et souvent à la faible connaissance du sous-sol du site.

Grâce à notre bonne connaissance du proche sous-sol du graben Mygdonien, et à la disposition de plusieurs codes numériques, nous avons effectué des modélisations 1D et 2D pour étudier la réponse de la vallée. Les méthodes disponibles offrent l'avantage de pouvoir traiter des structures hétérogènes complexes bidimensionnelles. Après une comparaison de ces résultats numériques avec les observations obtenues dans le chapitre précédent, nous comparons également les amplifications calculées numériquement par les méthodes TSRT et h/v-RT pour les confronter à celles obtenues sur les données expérimentales.

### 3.1 Modélisations 1D

Dans un premier temps, nous avons calculé les fonctions de transfert aux sites des stations connectées aux capteurs CMG40 pour un milieu unidimensionnel. Seul la stratification verticale à chaque site est considérée et la réponse du milieu est calculée avec la méthode de la réflectivité (Kennett, 1983; Müller, 1985). Cette méthode qui s'applique uniquement aux milieux en stratification plane sur un demi-espace, tient compte des réflexions, transmissions et conversions à chaque interface due aux conditions aux limites selon l'angle d'incidence. De cette manière les amplitudes des différentes ondes sont cal-

culées à chaque côté d'une interface, et elles sont ensuite propagées selon leur vitesses à l'intérieur de chaque couche d'une interface à l'autre. Ce champ incident est ainsi propagé de façon itérative jusqu'à la surface tout en tenant compte les modifications d'amplitudes (et de phase) à travers les interfaces.

Nous avons calculé les fonctions de transfert pour le cas d'une onde plane du type S verticalement incidente. Les stratifications verticales utilisées à chaque station sont montrées sur la figure 3.1, les valeurs physiques de chaque couche sont données dans le tableau 3.1.

La figure 3.2 montre les fonctions de transfert numériques pour une modélisation 1D comparées avec les "meilleures estimations" obtenues dans le chapitre précédent (Fig. 2.20).

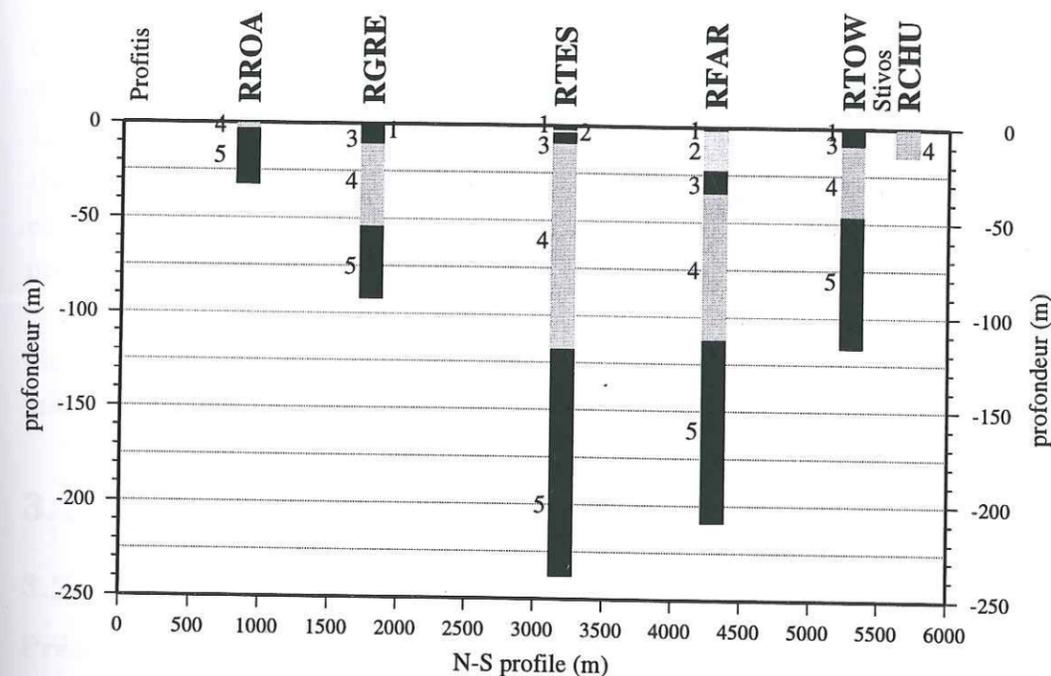


FIG. 3.1 – Colonnes verticales des profils du sous-sol, utilisées pour le calcul de la fonction de transfert 1D à chaque station (les paramètres physiques sont donnés dans Tab. 3.1).

Vertical columns of the soil profiles used for the 1D modeling of the transfer functions at different sites (physical parameters are indicated in Tab. 3.1).

On constate que notamment pour les deux stations au centre de la vallée (RTES et RFAR) les fréquences fondamentales sont en bon accord avec la fréquence la plus basse amplifiée dans les observations. Par contre, le niveau d'amplification surtout à plus haute fréquence est significativement sous-estimé, et la présence d'"harmoniques" est beaucoup moins claire sur les observations que sur les estimations 1D. Aux stations vers les bords du bassin, les effets géométriques semblent plus importants de façon que la fréquence fondamentale n'est pas correctement modélisée avec ce calcul en 1D par rapport aux

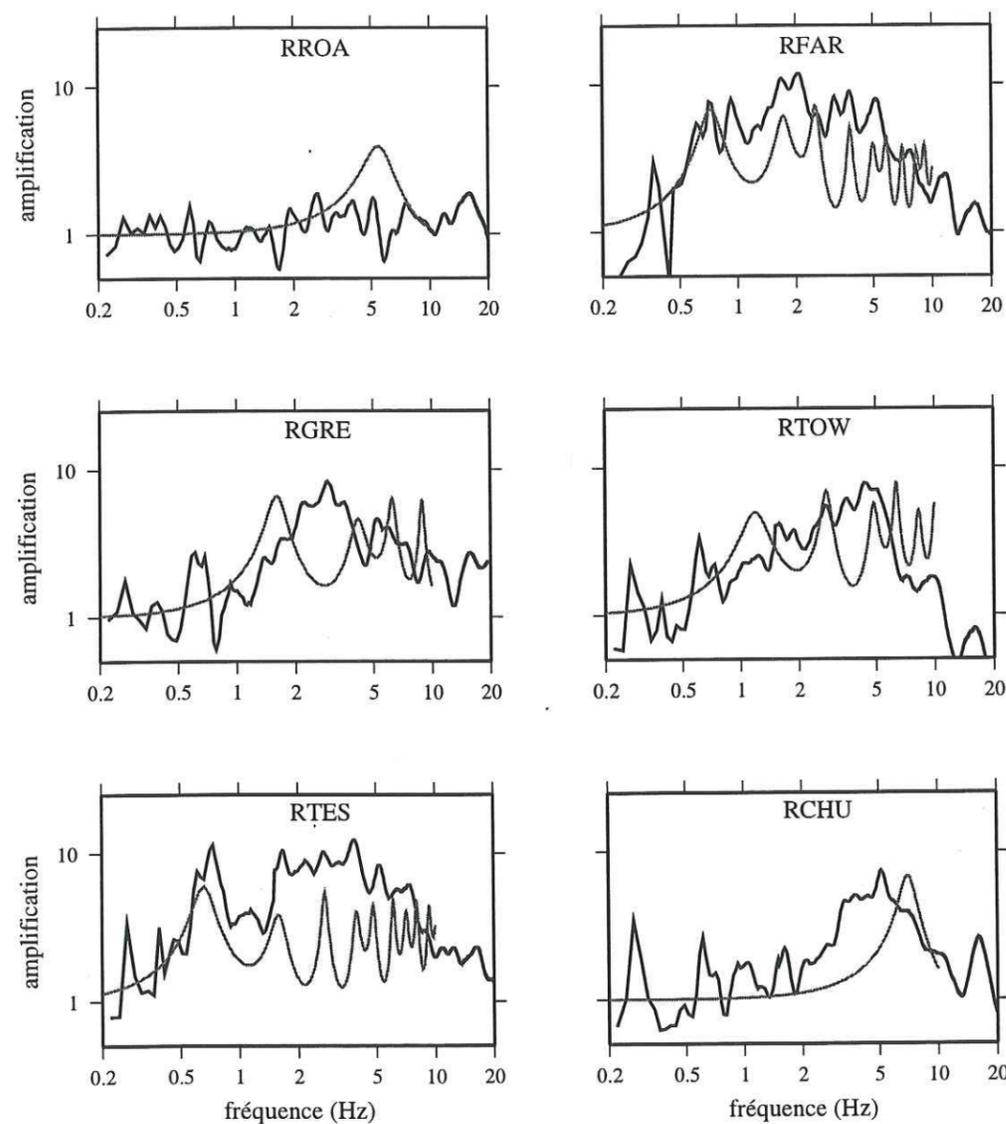


FIG. 3.2 – Comparaison entre les “meilleures estimations” (noir) et les fonctions de transfert (gris) calculées avec une modélisation 1D pour les stratifications verticales montrées sur la figure 3.2.

Comparison between the best-estimates obtained from real data (black) with the transfer functions calculated by 1D modeling using the vertical profiles shown in figure 3.2 (grey).

numéro de la couche	$v_P$ (m/s)	$v_S$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$Q_P$	$Q_S$
1	375.	200.	1700.	40.	15.
2	475.	250.	1800.	50.	20.
3	1475.	300.	2000.	80.	30.
4	1800.	425.	2200.	120.	40.
5	2600.	700.	2600.	150.	70.
demi-espace	4500.	2600.	2800.	250.	260.

TAB. 3.1 – Valeurs physiques des différentes couches et du demi-espace utilisées dans le calcul des fonctions de transfert d’une modélisation 1D.

Physical values of the different layers and the half-space used for 1D modeling of the transfer functions.

courbes d’amplifications données par les “meilleures estimations”. Ni la fréquence fondamentale, ni le niveau d’amplification ne sont correctement estimés par cette modélisation 1D aux stations bordières (RROA, RGRE, RTOW et RCHU). Cependant, la fonction de transfert unidimensionnelle calculée au site de la station RCHU indique, que les amplifications observées de façon systématique à cette station autour de 5 Hz proviennent très probablement des couches altérées, très superficielles qui sont d’une faible épaisseur.

Ces résultats montrent que la fonction de transfert ne peut pas être calculée correctement avec une modélisation 1D dans le cas d’une géométrie qui est clairement bi- ou même tridimensionnelle.

## 3.2 Modélisations 2D

### 3.2.1 Méthode des différences finies

#### Présentation de la méthode

Depuis son introduction dans le domaine sismologique par Alterman et Karal (1968), la méthode des différences finies (FD directe) est devenue un moyen assez classique pour la modélisation numérique de la propagation des ondes dans un milieu hétérogène à deux ou trois dimensions. Elle a été appliquée avec succès dans des études de modélisation bidimensionnelle (Vidale et al., 1985; Helmberger et Vidale, 1988; Graves, 1995) et, récemment, tridimensionnelles (Frankel et Vidale, 1992; Frankel, 1993; Yomogida et Etgen, 1993; Olsen et al., 1995; Olsen et Archuleta, 1996).

L’essentiel de la méthode des différences finies consiste à remplacer les dérivées partielles dans l’équation élastodynamique du mouvement par des différences finies, de manière à obtenir une formulation explicite et récursive. Connaissant le mouvement incident au bord de la région intéressée à deux instants consécutifs, on peut propager sans pro-

blème ce mouvement incident à travers la région par un algorithme itératif. Les interfaces à l'intérieur de la région étudiée sont prises en compte par une formulation soit homogène, soit hétérogène. Dans la première formulation, les conditions aux limites (continuité des déplacements et des contraintes à travers l'interface, annulation des contraintes à la surface libre) sont résolues explicitement pour les points de la maille qui séparent les milieux différents. La formulation hétérogène applique implicitement les conditions aux limites par l'utilisation de l'équation élastodynamique pour des milieux hétérogènes en tenant compte de la variabilité spatiale des paramètres physiques. Notre objet étant l'application et non le développement de la méthode, nous renvoyons à la littérature le lecteur recherchant des explications plus détaillées (Boore, 1972; Kelly et al., 1976; Virieux, 1984; Virieux, 1986; Zahradník, 1995a).

Dans notre cas, l'excitation est faite uniquement sur le bord inférieur du modèle par une onde plane de type P ou SV. L'approximation des dérivées partielles par des différences finies est faite dans les équations par développement en expansions polynomiales de deuxième ordre, démontré suffisamment précis par de nombreux tests et comparaisons avec d'autres méthodes (Zahradník et al., 1993; Zahradník et Priolo, 1995).

La surface libre est considérée plane et sans variation de topographie. La condition limite à la surface libre est satisfaite par le formalisme du vide, dans lequel les constantes de Lamé ainsi que la densité sont simplement mis à 0 (Zahradník et al., 1994, Boore, 1972). Les mouvements aux autres bords sont fortement atténués et les bords eux-mêmes se comportent comme des réflecteurs.

### Règles d'application du programme disponible

Pour l'application du programme, mise à notre disposition par le Prof. J. Zahradník, le modèle doit être décrit par des polygones convexes. Les paramètres physiques à déterminer pour chaque bloc sont les vitesses  $v_P$  et  $v_S$  des ondes P et S, ainsi que la densité  $\rho$ . Ils sont constants dans chaque bloc et peuvent changer d'un bloc à l'autre. Les constantes de Lamé sont calculées à partir de ces paramètres. Un modèle possible est montré dans la figure 3.3 et les valeurs des paramètres physiques utilisés pour chaque bloc sont données dans le tableau 3.2.

Les coins de chaque bloc doivent être définis par des coordonnées réelles, mais ne correspondent pas obligatoirement à un point du maillage du calcul FD direct. Un recouvrement de blocs différents est interdit.

Quelques règles sont à respecter pour l'échantillonnage en temps ainsi qu'en espace. La maille pour laquelle le calcul est effectué est rectangulaire avec des pas d'échantillonnage égaux dans les deux directions ( $\Delta x = \Delta z$ ). Le pas d'échantillonnage spatial ( $\Delta x$ ) est fixé par le modèle, parce que la longueur d'onde minimale  $\lambda_{min}$  possible dans le modèle

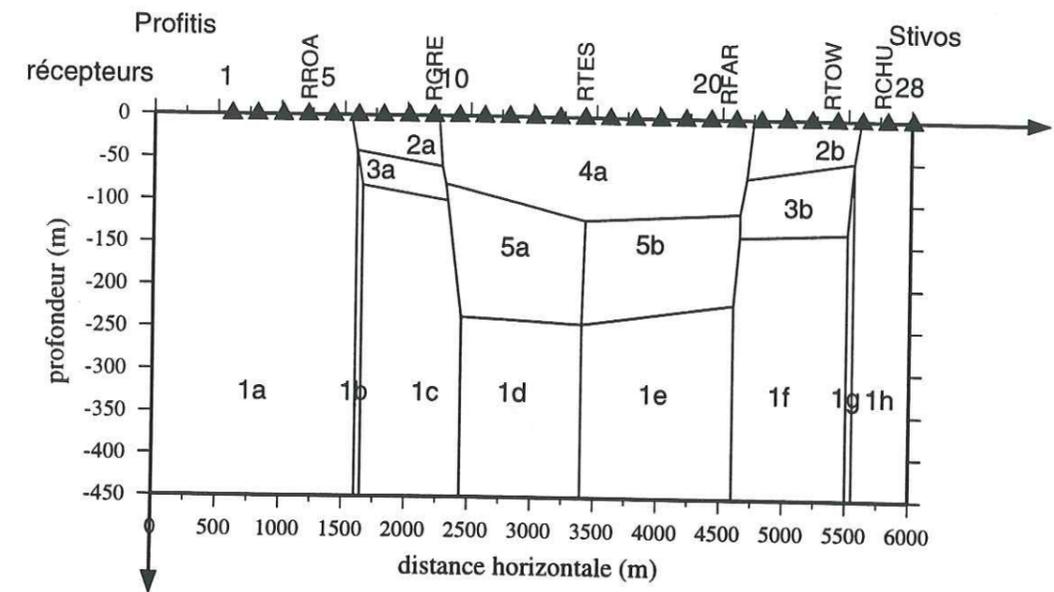


FIG. 3.3 – Modèle bidimensionnel du graben Mygdonien, utilisé pour les modélisations par différences finies.

Two dimensional model of the Mygdonian graben used for finite difference modeling.

doit être incluse dans le calcul. Elle dépend de la vitesse minimale  $v_{min}$  et de la fréquence maximale  $f_{max}$ :

$$\lambda_{min} = \frac{v_{min}}{f_{max}} \quad (3.1)$$

Le pas d'échantillonnage  $\Delta x$  dans l'espace ne doit pas être supérieur à

$$\Delta x = \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (3.2)$$

Les deux relations précédentes fixent également la fréquence maximale pour laquelle le calcul est significatif. Le pas d'échantillonnage temporel  $\Delta t$  dépend cependant du pas d'échantillonnage spatial  $\Delta x$ , ainsi que de la vitesse maximale  $v_{max}$  considérée dans le modèle:

$$\Delta t = \Delta x / (1.64 \cdot v_{max}) \quad (3.3)$$

Pour atteindre des fréquences élevées, il faut discrétiser spatialement le modèle le plus finement possible. En conséquence, en fonction du modèle à calculer, la fréquence maximale est essentiellement limitée par l'espace mémoire de l'ordinateur disponible ainsi que par le temps de calcul, un maillage fin exigeant plus de temps de calcul qu'un maillage grossier.

Numero du bloc	$v_P$ m/s	$v_S$ m/s	$\rho$ kg/m <sup>3</sup>
1a-1h	4000	2300	2500
2a,2b	1800	450	1800
3a,3b	2520	700	2200
4a	1720	400	1800
5a,5b	2700	750	2200

TAB. 3.2 – Paramètres physiques ( $v_P$ ,  $v_S$  et  $\rho$ ) des différents blocs de la figure 3.3 utilisés pour les modélisations.

Physical parameters ( $v_P$ ,  $v_S$  and  $\rho$ ) of the different blocks shown in figure 3.3 and used for the FD modeling.

### Points faibles de la méthode

Le premier point faible de la méthode telle qu'elle était disponible pour ce travail est la géométrie de la surface libre, qui ne peut être considérée que plane. L'importance de la topographie de la surface n'est pas encore bien comprise. L'effet d'une faible topographie a toujours été considéré comme mineure, mais des études récentes sur la fameuse colline de Tarzana en Californie suite au tremblement de terre de Northridge en 1994, ont montré que des fortes amplifications pouvaient être associées à une topographie très faible (15 m) (Bouchon et Barker, 1996; Spudich et al., 1996; Bouchon et al., 1996).

Une autre limitation du programme présent concerne l'amortissement des ondes: elle n'est pas prise en compte pendant le calcul, mais peut seulement être corrigée approximativement a posteriori (Zahradník et al., 1990). Néanmoins, dans le travail suivant, nous n'avons appliqué aucune correction sur les modélisations effectuées étant donné que quelques tests de correction a posteriori n'ont pas eu d'influence significative sur les résultats, au moins pour les fréquences étudiées et que cette correction n'est pas physiquement satisfaisante.

La dispersion numérique est probablement le point le plus faible de la méthode des différences finies. Pour l'éviter ou plutôt la minimiser, il faut discrétiser très finement en temps et en espace, ce qui demande beaucoup de place mémoire et de temps de calcul. Le phénomène est difficile à traiter et les artefacts créés dans les traces synthétiques ne sont pas faciles à reconnaître. Une discrétisation en au minimum 15 points de la grille par plus petite longueur d'onde est nécessaire pour éviter le plus possible ce problème dans le calcul.

### Application à l'EURO-SEISTEST

La première modélisation est basée sur le modèle montré dans la figure 3.3, pour lequel seules les deux couches sédimentaires les plus profondes du modèle géophysique du

site (Fig. 1.5) sont considérées pour des raisons de mémoire et de temps de calcul. La surface libre devant être considérée plane pour le calcul, nous avons conservé les pentes des interfaces dans notre modèle par rapport au modèle géophysique ce qui a légèrement modifié les profondeurs verticales des couches. Les paramètres physiques utilisés sont donnés dans le tableau 3.2.

Un deuxième modèle a été calculé pour lequel les profondeurs verticales des différentes couches sont similaires à celles du modèle géophysique, mais les pentes des interfaces sont modifiées en conséquence (Fig. 3.4). Les paramètres physiques des blocs sont identiques à ceux du premier modèle (Tab. 3.2).

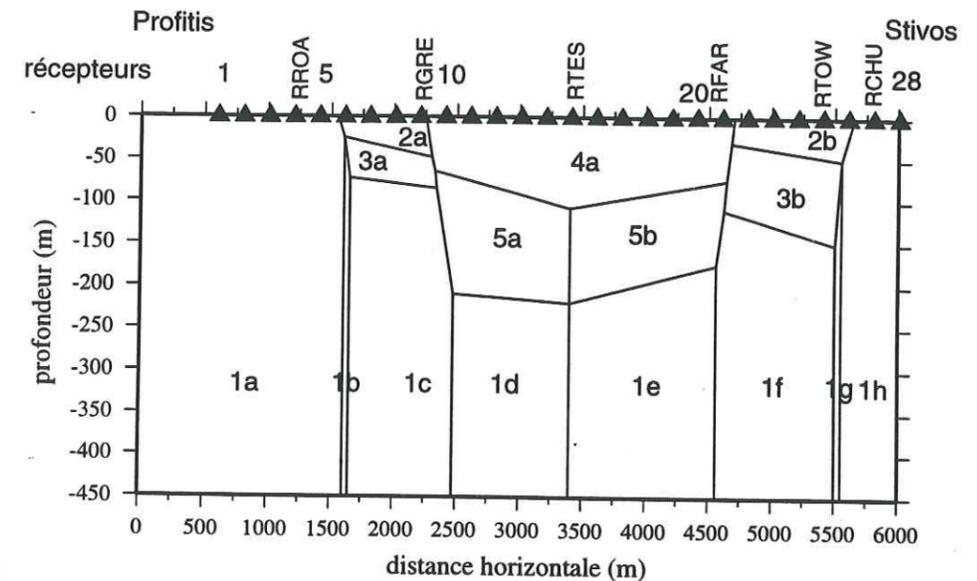


FIG. 3.4 – Deuxième modèle utilisé pour les calculs FD de la réponse du graben Mygdonien, dans lequel les profondeurs verticales déterminées par des études géophysiques et géotechniques sont conservées, mais pas les pentes des interfaces.

Second model used for the FD modeling of the Mygdonian graben. The vertical depths of the geophysical model are used modifying the slopes of the interfaces.

Les déplacements aux récepteurs montrés sur les figures 3.3 et 3.4 ont été calculés pour les deux modèles avec d'abord une onde plane P, puis une onde SV verticalement incidentes. La fonction de transfert a été convoluée par la fonction  $f(t)$  suivante qui correspond à un pseudo-impulse, la période est choisie  $t_p = 0.15s$  (Fig 3.5):

$$f(t) = \frac{2\pi\sqrt{\pi}\left(1 - \frac{(t-t_p)^2}{t_p^2}\right)}{t_p(2\pi - 0.5)} \cdot e^{-\frac{2\pi(t-t_p)^2}{t_p^2}} \quad (3.4)$$

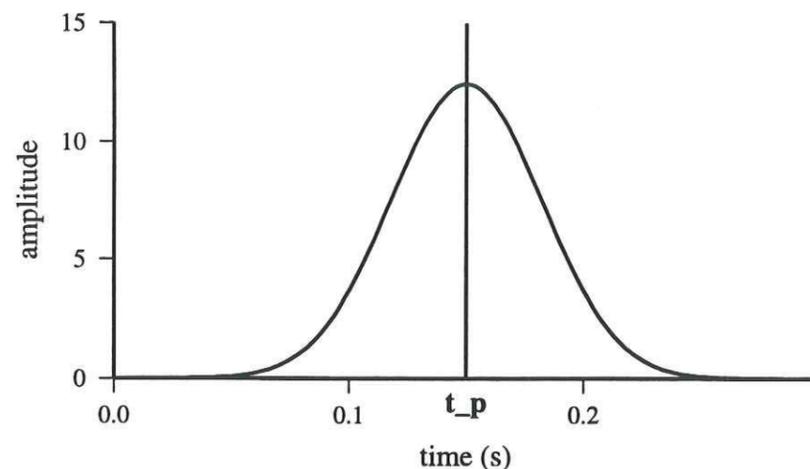


FIG. 3.5 – Fonction de source d'un pseudo-impulse utilisé pour la convolution de la fonction de transfert pour reconstituer des sismogrammes synthétiques. La période est  $t_p = 0.15$  s.

Source time function of the pseudo-impulse used for the convolution of the transfer-function to calculate synthetic seismograms. The period is  $t_p = 0.15$  s.

Ce pseudo-impulse a été choisi pour des raisons suivantes:

- À basse fréquence le spectre en amplitude est pratiquement plat.
- La présence des plus hautes fréquences rend l'impulse dans le domaine fréquentiel suffisamment étroit pour mettre en évidence les différentes arrivées.

Suite aux paramètres physiques des modèles, les calculs sont significatifs jusqu'à une fréquence de 4.0 Hz ( $\Delta x = 10m$ ,  $v_{min} = 400m/s$ ) d'après les équations 3.1 et 3.2.

#### CARACTÉRISTIQUES DES MODÉLISATIONS NUMÉRIQUES DANS LE DOMAINE TEMPOREL

La figure 3.6 montre pour le premier modèle les déplacements calculés à la surface de Stivos à Profitis. Bien que la structure modélisée ait été simplifiée par rapport au modèle géophysique et que le signal incident (une onde plane) soit très simple, les signaux à la surface apparaissent assez complexes. La géométrie bidimensionnelle et les forts contrastes entre les différentes couches modifient les signaux aussi bien en amplitude qu'en durée à l'intérieur de la vallée. La structure provoque d'importantes diffractions et conversions de différents types d'onde, même en utilisant une onde plane verticalement incidente. Les ondes diffractées sur les bords du bassin avec des amplitudes significatives à l'intérieur de celui-ci sont bien visibles, indépendamment du type d'onde incidente et de la composante. Ces ondes, essentiellement de surface, se propagent de façon très nette d'un côté du bassin

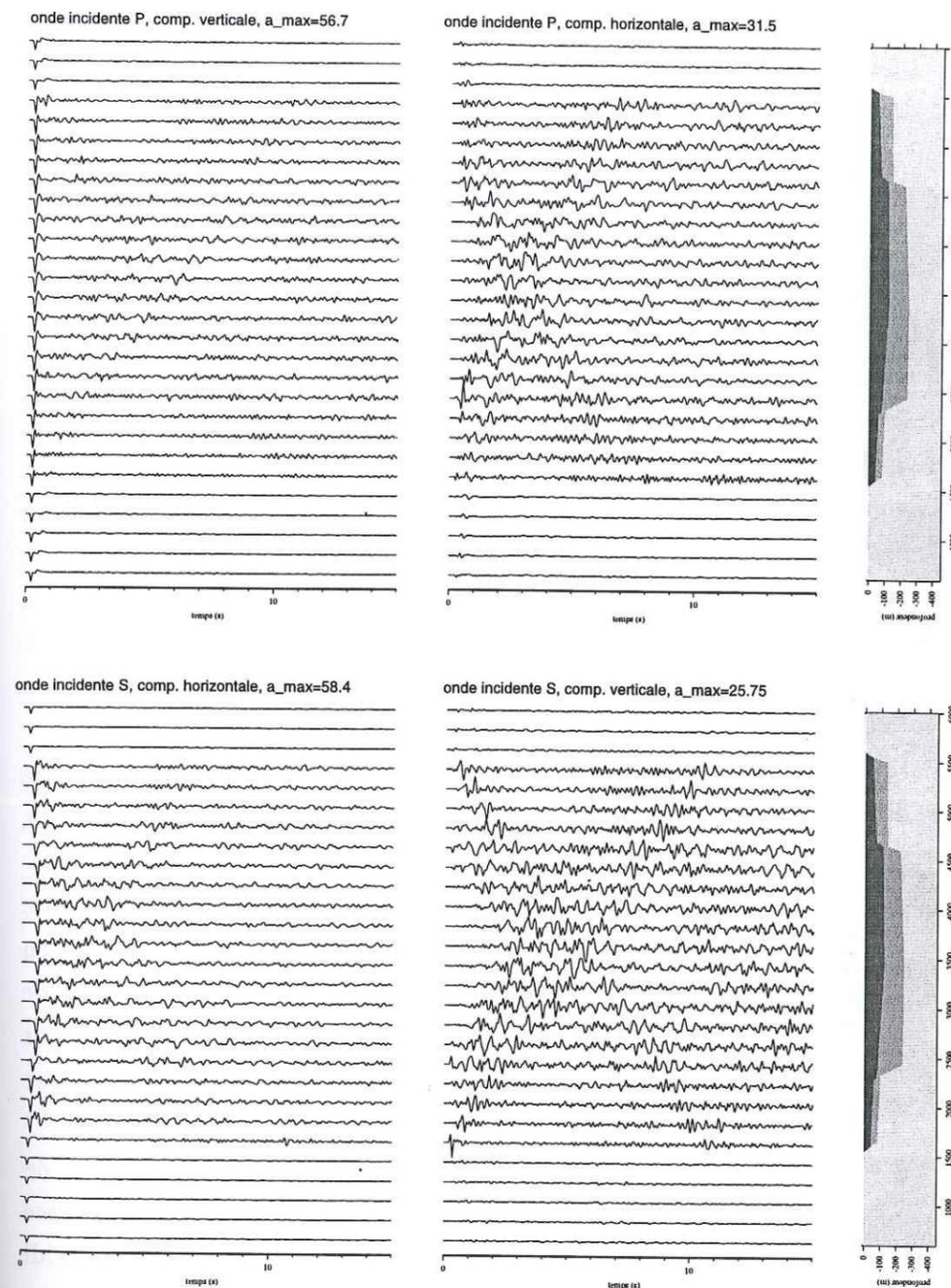


FIG. 3.6 – Modélisations numériques pour une onde P et SV verticalement incidente en utilisant le modèle présenté dans la figure 3.3 et le tableau 3.2. Les formes d'onde des composantes horizontale et verticale sont présentées pour les stations 1 à 28 de Stivos (haut) à Profitis (bas). Les sismogrammes sont normalisés par rapport à l'amplitude maximale de l'ensemble des traces par chaque composante, la valeur maximale pour chaque ensemble des traces d'une composante est donnée en haut de chaque figure.

Numerical modeling for vertical incident P and SV waves using the model structure shown in figure 3.3. Horizontal and vertical displacements are shown from Stivos (above) to Profitis (below), the seismograms are normalized to the maximum amplitude of all traces of one component, and the maximum value is given at the top of each figure.

à l'autre avec des vitesses différentes selon le type de l'onde incidente (P ou SV). On observe clairement les ondes de surface générées lorsque le champ d'onde incident traverse les failles limitant le socle du bassin entre les stations 5 et 6 d'un côté et les stations 26 et 27 de l'autre. En revanche, il n'est pas aussi aisé d'attribuer les autres phases aux diffracteurs qui les provoquent.

#### CARACTÉRISTIQUES DES MODÉLISATIONS NUMÉRIQUES FD DIRECTE

Une comparaison avec des enregistrements réels dans le domaine temporel est malaisée, car les ondes incidentes à la structure du proche sous-sol sont modélisées par des ondes planes et parce que la fonction source est trop simplifiée par rapport à une source réelle. En revanche, nous avons calculé des rapports spectraux des signaux numériques en utilisant comme station de référence une station située à l'extérieur du bassin (station 3). Les rapports spectraux ont été calculés, soit pour une durée de 2 s des signaux à partir du début de signal, soit pour une durée de signal de 15 s avec la méthode TSRT (Fig. 3.7). Plusieurs comportements peuvent être remarqués dans les rapports spectraux obtenus à partir des signaux numériques (Fig. 3.7).

Il est très marquant que les amplifications importantes se trouvent sur la composante à laquelle l'onde directe ne contribue pas (composante verticale pour l'onde SV incidente, composante horizontale pour l'onde P incidente). Nous interprétons ceci comme un artefact lié au signal de référence pour lequel pratiquement aucune énergie n'est présente: le spectre d'amplitude à cette station de référence est, en conséquence, très faible en amplitude, menant à des valeurs élevées du rapport spectral. Le choix d'un signal de référence doit donc être fait de manière très rigoureuse. Les amplifications obtenues pour ces composantes ne sont plus interprétées dans la suite, car elles sont considérées d'être trop biaisées.

Nous profitons de ces arte-facts pour noter qu'en réalité, le choix de la station de référence doit être fait soigneusement pour éviter l'utilisation d'une station de référence affectée par des effets de site, même pour les stations installées sur un site rocheux (Steidl et al., 1996). De plus, la présence d'un signal significatif et représentatif est nécessaire pour une estimation fiable des amplifications. Pour les analyses de données réelles, le critère du rapport signal sur bruit appliqué contribue de manière importante à ce problème, mais une vérification des signaux dans le domaine temporel nous paraît aussi nécessaire. Ces résultats numériques soulignent que l'utilisation d'un signal non représentatif à la station de référence peut entraîner une mauvaise estimation de l'amplification. Une vérification soignée de la fiabilité des signaux enregistrés à la station utilisée comme référence est donc indispensable.

Les observations plus physiques concernant les mécanismes d'amplification au site

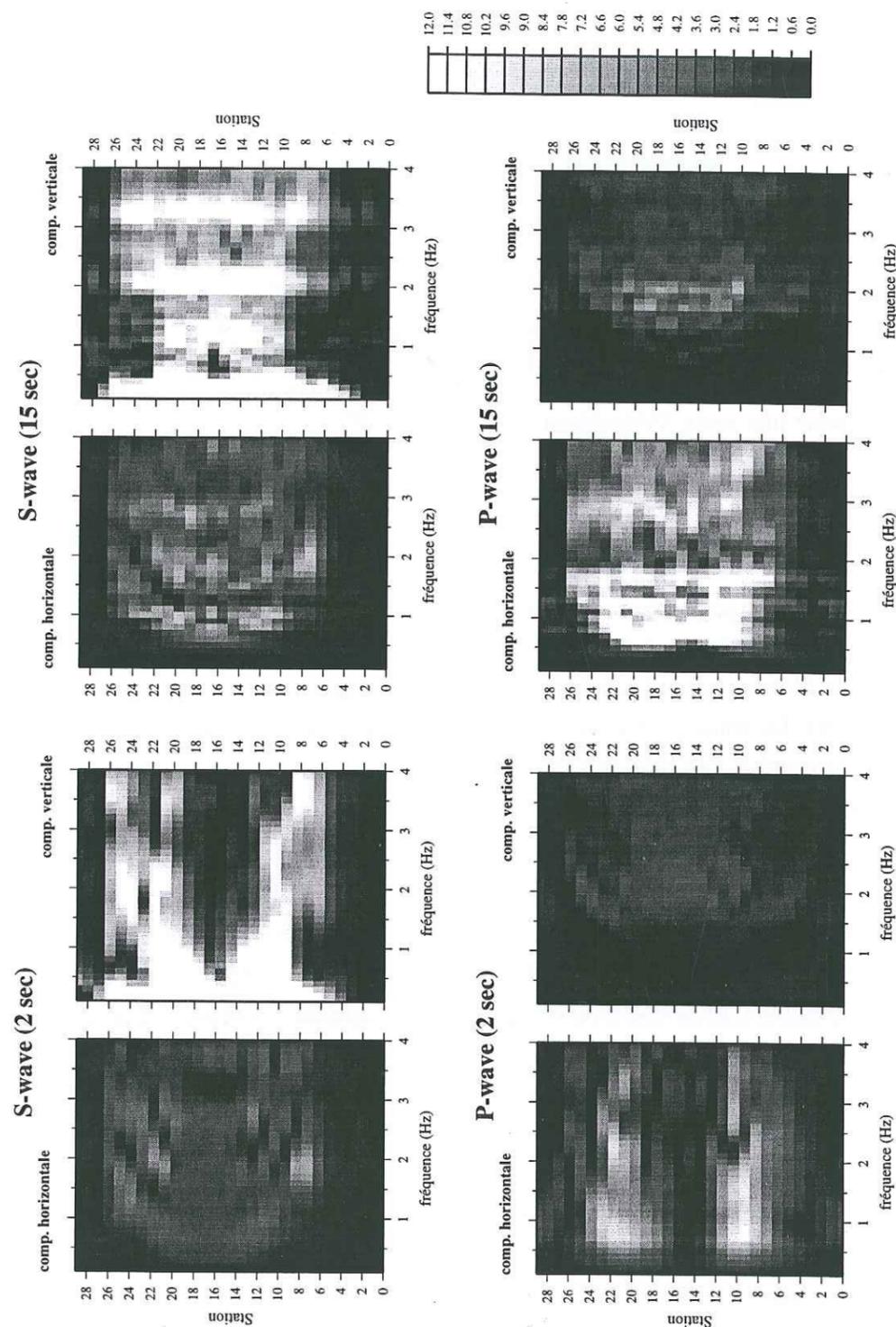


FIG. 3.7 – Rapports spectraux calculés avec la méthode TSRT pour les signaux montrés dans la figure 3.6 avec la station 3 comme station de référence et interpolés à travers la vallée. Les signaux d'une longueur de 2 s et 15 s ont été utilisés pour le calcul.

Spectral ratios calculated using TSRT for the signals shown in figure 3.6. Reference station: no. 3. The amplifications are interpolated over the whole valley. Signal durations of 2 s and 15 s are used for the calculations of spectral ratios.

sont les suivantes (pour la composante horizontale en cas d'une onde SV incidente, pour la composante verticale en cas d'une onde P incidente):

- Les amplifications les plus fortes se trouvent toujours à basse fréquence, notamment à la fréquence fondamentale du bassin et au centre de la vallée entre les stations 11 et 20 où les couches les moins rigides sont les plus épaisses.
- Les amplifications obtenues sur des signaux d'une durée de 15 s se retrouvent sur toute la largeur de la vallée, et sont sensiblement plus fortes à basse fréquence par rapport aux amplifications obtenues sur des signaux plus courts (2 s).
- Pour une onde P incidente les amplifications commencent à plus haute fréquence que pour une onde SV incidente.

Ces observations peuvent être expliquées de façon suivante. Les effets de site ont trois causes principales: (1) les forts contrastes des paramètres physiques entre le socle et les deux couches meubles, (2) l'épaisseur importante des couches peu consolidées, qui est suffisamment grande pour que des ondes de surface se développent, pour focaliser les ondes diffractées dans ces couches et pour contribuer à une amplification à basse fréquence et (3) la variation latérale de l'épaisseur qui introduit d'importantes phénomènes de diffractions. En conséquence, ce sont essentiellement les ondes converties et diffractées, ainsi que l'apparition des ondes de surface qui contribuent aux amplifications, de manière plus importante que l'onde directe, tout en restant focalisées à l'intérieur du bassin. Ces effets provoquent également l'amplification de la composante verticale pour une onde P incidente, même si les amplifications commencent à plus haute fréquence par rapport au cas d'une onde S incidente. Un comportement similaire a été remarqué sur les rapports spectraux estimés expérimentalement au site de Volvi en comparant les amplifications sur les composantes horizontales avec ceux de la composante verticale (Fig. 2.3).

Par ailleurs, les petites variations latérales (à petite échelle) d'épaisseur de chaque couche ne jouent qu'un rôle mineur en ce qui concerne les variations de l'amplification, surtout tant que la variations des pentes restent faibles, même si la variation latérale des amplifications suite aux différents blocs (séparée par des failles) est très importante. Les pentes raides sur les bords de la vallée sont associées aux failles qui jouent le rôle de diffracteurs principaux et focalisent pratiquement toute l'énergie à l'intérieur du bassin.

Nous avons également calculé les rapports spectraux pour le deuxième modèle (Fig. 3.8). Le comportement général des amplifications reste très similaire. La variation entre les amplifications obtenues à partir des deux modèles est mineure et aucun des deux modèles ne paraît plus justifié que l'autre. Ceci souligne que les amplifications ne sont pas très sensibles à des faibles variations de profondeurs des couches et des pentes d'interfaces. En conséquence, c'est plutôt l'ensemble de la géométrie et les contrastes des paramètres

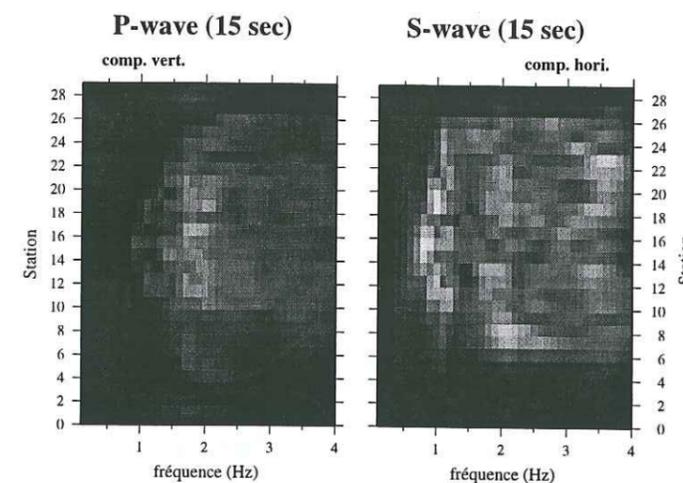


FIG. 3.8 - *Rapports spectraux (méthode TSRT) de la composante verticale pour une onde P incidente et horizontale pour une onde SV incidente calculés avec le deuxième modèle du bassin. La station de référence est la station no. 3 et la durée des signaux est de 15 s à partir du début du signal.*

*Spectral ratios (TSRT) for the vertical (using an incident P wave) and the horizontal components (using an incident SV wave) with the second model of the basin structure. The reference station is station no. 3, the used signal duration is 15 sec.*

physiques qui contrôlent les amplifications dans le bassin, au moins à basse fréquence.

#### COMPARAISON ENTRE LES AMPLIFICATIONS NUMÉRIQUES ET EXPÉRIMENTALES

Nous avons comparé les amplifications obtenues à partir des sismogrammes synthétiques avec la méthode TSRT pour les deux modèles (pour la composante horizontale en cas d'une onde SV incidente et pour la composante verticale en cas d'une onde P incidente) avec les "meilleures estimations" des données réelles présentées dans le chapitre précédent (Fig. 3.9). Le comportement général entre les amplifications estimées avec les données réelles et celles estimées numériquement pour une onde incidente SV est très semblable. Néanmoins, au centre de la vallée, les estimations sont sous-estimées pour des fréquences supérieures à 1 Hz (stations RTES et RFAR).

L'influence importante des failles limitant les bords du bassin sédimentaire est très nette avec les amplifications plus fortes aux stations RGRE, RTES, RFAR et RTOW, alors que les stations RROA et RCHU ne montrent pas d'amplification. La conformité des fréquences à partir desquelles les amplifications importantes apparaissent (à la station RTES vers 0.7 Hz par exemple) est très cohérente entre les données numériques suite à une onde SV incidente et les estimations expérimentales. Dans le détail, des pics et creux d'amplification à des fréquences particulières sont bien visibles dans les données

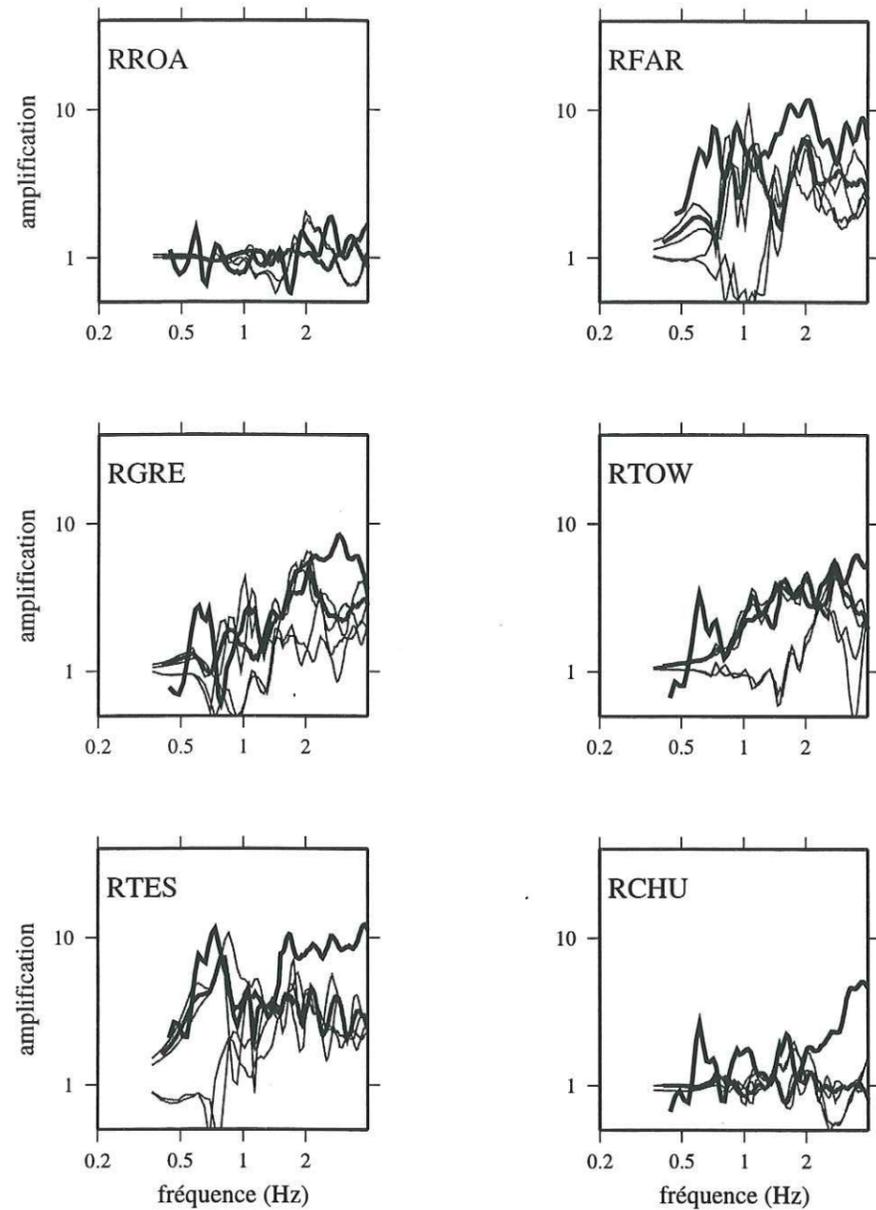


FIG. 3.9 – Comparaison des “meilleures estimations” obtenus à partir des données réelles avec les estimations TSRT numériques. Les données numériques sont calculées pour les deux modèles présentés (Fig. 3.3 et Fig. 3.4) en utilisant les signaux d’une durée de 15 s. Traits noirs fins: rapports spectraux des quatre modélisations numériques (onde incidente P et SV, modèle 1 et 2); trait gris épais: moyenne des deux réponses numériques d’une onde SV incidente; trait gras noir: données réelles.

Comparison of the best-estimates (obtained from real data) with the estimations obtained by numerical modeling using both model structures and vertically incident SV and P waves of 15 s duration. Thin black lines: spectral ratios of the four cases of numerical modeling (P and SV wave, model 1 and 2); thick grey line: mean values of the numerical modeling of the horizontal components for a vertically incident SV wave; thick black line: best-estimates of real data.

numériques, mais n’apparaissent pas aussi clairement dans les données réelles, malgré un lissage identique pour les deux types de données.

A la station RFAR, les amplifications estimées numériquement sous-estiment l’effet de site par rapport aux résultats des données réelles, malgré le fait qu’elle a déjà été déplacé pour la modélisation numérique vers l’intérieur du bassin (de station 22 à 21), pour qu’elle soit située dans l’unité centrale, la plus profonde, du bassin. Il est possible que la faille proche de cette station influe localement de manière destructive sur les signaux. Néanmoins, de même, les amplifications sont sous-estimées à la station RTES au centre de la vallée. Il est probable que les couches très superficielles à faible vitesse, avec des contrastes d’impédance plus importants contribuent en réalité significativement aux amplifications observées. Mais inversement, l’atténuation qui n’est pas prise en compte influe aussi sur les amplifications avec des effets inverses.

Les amplifications autour de 4 Hz (commençant vers 2 Hz) à la station RCHU ne sont pas modélisées avec ces modèles bidimensionnels où la couche très superficielle n’est pas prise en compte (voir modélisation 1D), ce qui renforce l’explication que cette anomalie est due à un effet local du site d’une couche fine et superficielle.

La modélisation FD directe nous a donc permis de souligner la complexité du site ainsi que l’importance de la focalisation de l’énergie à l’intérieur du bassin sédimentaire. Ces modélisations ont bien montrées que c’est essentiellement l’interaction des différents types d’ondes (diffraction à l’intérieur du bassin et ondes de surface) qui provoquent les amplifications les plus importantes. Les modélisations par FD directe donnent des résultats qui sont qualitativement très cohérents avec les observations des données réelles, même si quantitativement les estimations d’amplification sont trop basses à l’intérieur du bassin en comparaison avec les observations réelles.

### 3.2.2 Méthode hybride: DW-FD

#### Présentation de la méthode

##### THÉORIE DE BASE

La méthode hybride utilisée dans ce paragraphe pour le calcul des déplacements à la surface est une méthode à deux dimensions dans laquelle deux méthodes différentes sont combinées pour mieux approcher le modèle de la réalité (Zahradník, 1995b; Zahradník et Moczo, 1996). L’effet de la source ainsi que les effets de propagation dans la croûte sont inclus dans le calcul. Ainsi, le champ d’onde incident à la structure du proche sous-sol est plus réaliste qu’une onde plane d’incidence verticale. Les contributions de la fonction source ainsi que du transfert dans le milieu plus profond sont calculées par la méthode des nombres d’onde discrets (DW) (Bouchon, 1981), la réponse du milieu superficiel, décrivant

les effets de site, est quant à elle calculée par la méthode des différences finies (FD).

Dans la méthode DW on tient compte de stratification horizontale plane de la croûte. Les paramètres mécaniques varient seulement d'une couche à l'autre, respectivement homogène (modèle 1D). La source est modélisée par une source ponctuelle (un ondelet de Ricker), avec une radiation tridimensionnelle selon le mécanisme au foyer (strike: direction de la faille par rapport au Nord géographique, dip: pendage de la faille et slip: direction du glissement sur la faille) étant considérée dans le calcul par les facteurs de radiation différents pour l'onde P et SV. Ceci permet d'inclure dans le calcul l'influence géométrique de l'orientation du plan de faille et de la direction de son glissement. De cette manière, la fonction source et la partie du trajet dans le milieu plus profond sont modélisées de façon plus réaliste. On peut imaginer des fonctions de source encore plus réaliste (modèles composites, etc.), mais cela n'a pas été considéré dans cette étude, la taille des séismes considérées étant très faible.

Les effets de site provoqués par le proche sous-sol sont modélisés par la méthode FD comme c'est expliqué dans le paragraphe précédent. La seule différence est l'excitation de la maille du calcul FD. L'excitation n'est plus effectuée par une onde plane, mais par les déplacements calculés antérieurement par la méthode DW près des bords du modèle 2D du proche sous-sol, le long des trames montrées en gras sur la figure 3.10. Des déplacements calculés dans les trois directions pour le modèle de la croûte plus profonde, uniquement les déplacements dans le plan de la propagation FD sont utilisés pour l'excitation. Les déplacements dans la direction perpendiculaire au plan de propagation FD, ne sont pas pris en compte dans le calcul.

Outre une comparaison avec des données réelles, les modélisations par cette méthode hybride permettent d'étudier la variabilité entre une modélisation simple (modélisation FD directe) et une modélisation plus réaliste, plus complexe (modélisation DW-FD). Ceci est intéressant dans la mesure où beaucoup de codes de calcul très simplifiés existent et sont souvent utilisés pour la modélisation des effets de site, les erreurs provenant de la simplification du modèle étant généralement ignorées ou considérées comme négligables.

#### MISE EN ŒUVRE DE LA MÉTHODE

Dans la pratique, les deux étapes de la modélisation (DW et FD) se font complètement indépendamment par deux codes numériques séparés. L'étape DW est calculée avec le programme AXITRA (Coutant, 1989). Pour cela, chaque couche est déterminée par sa profondeur, les vitesses des ondes P et S, la densité ainsi que les facteurs de qualité des ondes P et S. L'atténuation le long du trajet dans le milieu plus profond est donc incluse dans la modélisation. Les coordonnées de la source et les paramètres du mécanisme au foyer (strike, dip et slip) sont également à définir, ainsi que les coordonnées des points

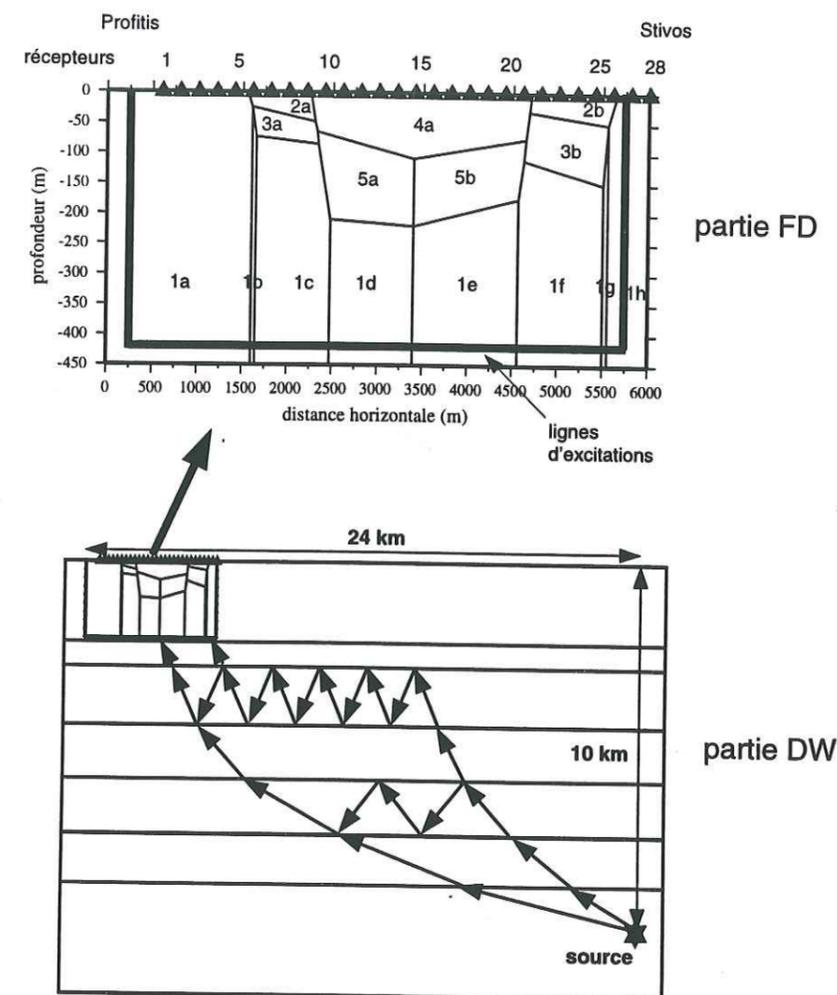


FIG. 3.10 - Schéma décrivant la méthode hybride DW-FD

*Descriptive scheme of the hybrid method combining discrete-wavenumber and finite-difference modeling techniques.*

d'excitation le long de la trame (comme récepteurs) près du bord du modèle du proche sous-sol pour la modélisation FD. La profondeur de la source doit être supérieure à celle de la trame d'excitation dans la partie FD. Le pas d'échantillonnage en temps  $\Delta t$  doit être choisi suffisamment petit, pour assurer une bonne résolution à la modélisation FD (équation 3.3). Les déplacements sont calculés pour les trois composantes x, y et z, mais seuls les deux déplacements selon le plan x-z sont utilisés pour l'excitation de la maille de calcul FD. Pour la partie FD, on applique les règles d'utilisation du programme FD direct.

#### Application à l'EURO-SEISTEST

##### LES MODÈLES CALCULÉS

Le modèle de croûte utilisé pour la modélisation du bassin de Volvi par la méthode hybride DW-FD est similaire à celui utilisé pour les localisations des événements locaux. Les vitesses  $v_P$  de l'onde P et  $v_S$  de l'onde S, ainsi que les densités  $\rho$  et les facteurs de qualité  $Q_P$  et  $Q_S$  sont donnés dans le tableau 3.3. Pour le calcul de la réponse du proche sous-sol les deux modèles présentés dans le paragraphe précédent ont été utilisés (Fig. 3.3 et Fig. 3.4). Dans une première partie nous avons choisi une source ponctuelle, dont la

profondeur m	$v_P$ m/s	$v_S$ m/s	$\rho$ kg/m <sup>3</sup>	$Q_P$	$Q_S$
0.	4000.	2299.	2500.	200.	100.
2000.	5700.	3276.	2840.	200.	100.
3000.	5750.	3305.	2850.	200.	100.
4000.	5800.	3333.	2860.	200.	100.
5000.	5850.	3362.	2870.	200.	100.
6000.	5900.	3391.	2880.	200.	100.
7000.	5950.	3420.	2890.	200.	100.
8000.	6000.	3448.	2900.	200.	100.
9000.	6050.	3477.	2910.	200.	100.
10000.	6100.	3505.	2920.	200.	100.
32000.	7900.	4540.	3280.	200.	100.

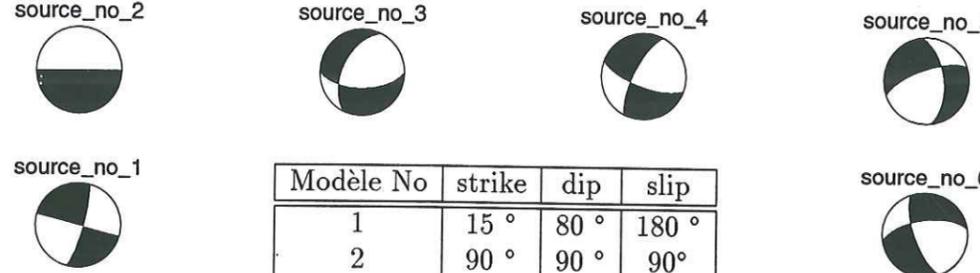
TAB. 3.3 – Modèle de croûte utilisé pour la partie plus profonde des modélisations DW-FD (Hatzfeld et al., 1986/87)

*Crustal model used for the discrete wavenumber modeling in the deeper part of our models.*

fonction temporelle était un Ricker (période 0.17 sec), localisée à 10 km de profondeur et à une distance de 24 km de l'origine du plan de propagation du modèle FD (Fig. 3.10). Différentes orientations du plan de faille de la source (strike, dip, slip) ont été modélisées pour tester leurs influences sur les amplifications du site (Tab. 3.4). La raison de cette étude de sensibilité est que les mécanismes au foyer des séismes enregistrés n'ont pas pu être déterminés. Dans une seconde partie, nous avons fait varier la localisation de la source pour un seul mécanisme au foyer, choisi au hasard (mécanisme no. 3) (distance épacentrale à 3 km et à 12 km de l'origine du modèle et à une profondeur de 10 km).

#### LES DÉPLACEMENTS NUMÉRIQUES DANS LE DOMAINE TEMPOREL

Les déplacements à la surface pour les composantes horizontales et verticales sont montrés sur la figure 3.11. Ils sont calculés pour deux mécanismes au foyer et le deuxième modèle de la structure du sous-sol.



Modèle No	strike	dip	slip
1	15 °	80 °	180 °
2	90 °	90 °	90 °
3	90 °	60 °	-45 °
4	110 °	70 °	-20 °
5	250 °	70 °	-35 °
6	160 °	70 °	-30 °

TAB. 3.4 – Caractéristiques des différents mécanismes aux foyers utilisés dans des modélisations différentes. Le strike est donné par rapport au système des coordonnées x-y-z de la modélisation.

*Characteristics of the source mechanisms used for the modeling. The strike is given in the coordinates x-y-z of the modeling system.*

La comparaison des déplacements montre que selon le mécanisme au foyer, ils peuvent être très variables, surtout en ce qui concerne les contributions respectives des ondes P et S. Comme pour les modélisations précédentes, on observe des ondes diffractées sur les bords du bassin avec des amplitudes importantes qui se propagent de façon très nette à travers la vallée. Cependant, contrairement à la modélisation par la méthode FD directe, l'allure générale de ces ondes n'est plus symétrique. Les ondes se propageant de Stivos vers Profitis ont des amplitudes beaucoup plus fortes que les ondes diffractées dans le sens inverse, bien que ces deuxièmes soient aussi bien visibles. L'influence de direction de propagation du champ d'onde incident sur l'ampleur des diffractions des ondes est donc importante, avec de plus fortes diffractions dans la direction de propagation. La contribution des différents types d'onde sur les déplacements à la surface dépend de la composition du champ d'onde incident. Celui-ci dépend des facteurs de radiation selon le mécanisme au foyer et la localisation de la source. La contribution des différents types d'onde sur chaque composante est donc variable, provoque proche à la surface les interactions importantes entre les différents types d'onde et les amplitudes des déplacements à la surface sont en conséquence du même ordre de grandeur sur les deux composantes (verticale et horizontale).

Une comparaison des sismogrammes synthétiques, calculés avec la méthode DW-FD, avec des données réelles est possible uniquement si un séisme est localisé sur le plan de propagation x-z de la modélisation FD du site (Fig. 3.12) et dont le mécanisme au foyer est connu. Malheureusement, aucun des séismes enregistrés ne satisfait cette condition.

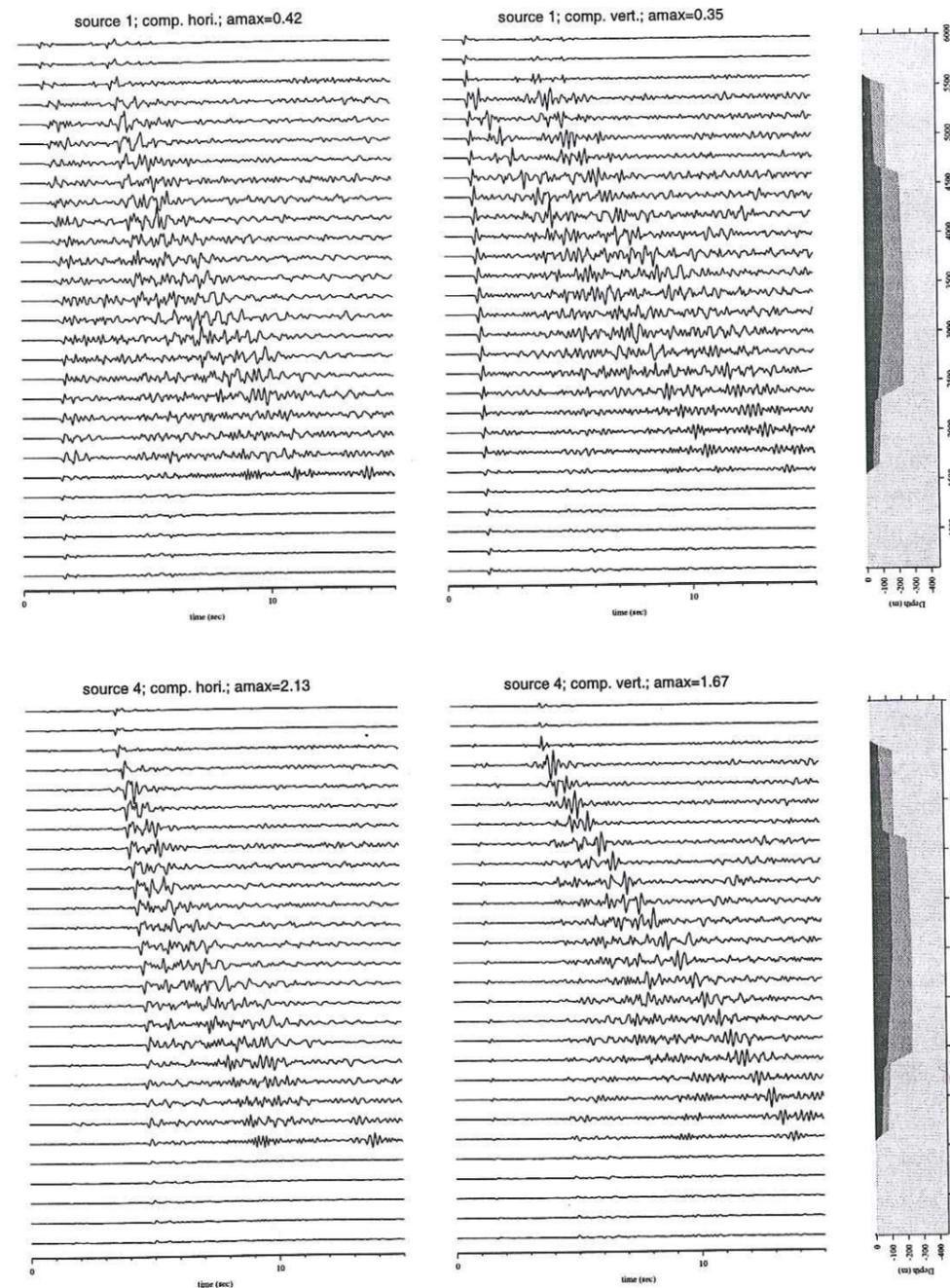


FIG. 3.11 – Déplacements horizontaux et verticaux calculés avec la méthode DW-FD pour deux sources différentes (source no. 1 et 4 Tab. 3.4) du Stivos (haut) à Profitis (bas). Distance épacentrale de la source: 24 km; profondeur de la source: 10 km. Les traces sont normalisées par rapport au maximum de toutes les traces par composante et par événement.

Horizontal and vertical displacements calculated with the hybrid-method for two sources (no. 1 and 4 in Tab. 3.4) from Stivos (above) to Profitis (below). Epicentral distance is 24 km; source depth is 10 km. The displacements are normalized to the maximum amplitude of all traces for one component and each event. The Maximum value is given at the top of each figure.

Une projection des enregistrements réels sur ce plan x-z entraîne des approximations et des erreurs supplémentaires; nous avons donc renoncé à cette comparaison et nous nous sommes limités à une comparaison dans le domaine fréquentiel, compte tenu aussi du fait que l'étude de sensibilité des amplifications observées par des données réelles n'a révélé aucune dépendance systématique par rapport à l'azimut ou à la distance epicentrale.

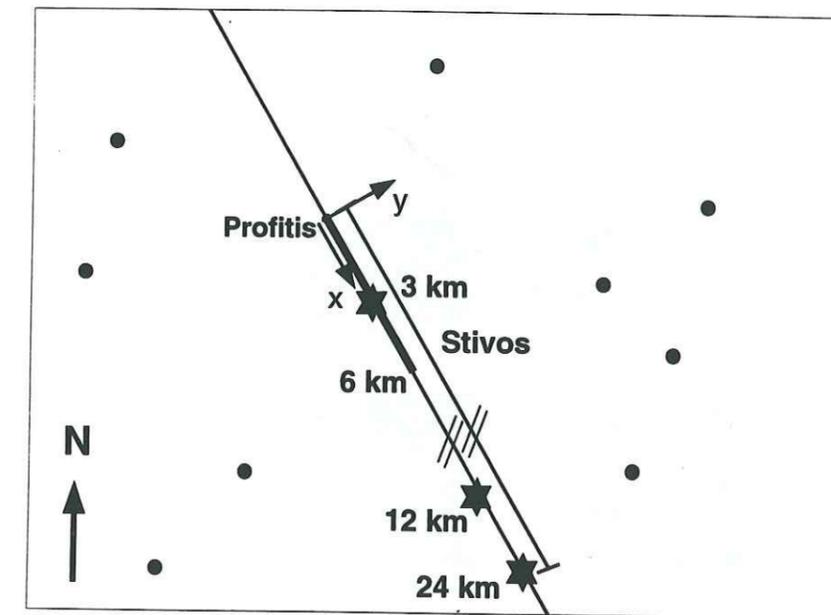


FIG. 3.12 – Schéma de l'orientation du plan de propagation FD (trait épais) par rapport au Nord géographique. Etoile: séisme imaginaire, utilisé pour la modélisation, points noirs: localisations des séismes réels.

Scheme of the orientation of the cross-section of propagation with respect to the geographic north. Star: imaginative earthquake used for the modeling, black circles: localisations of recorded earthquakes.

### LES AMPLIFICATIONS ESTIMÉES NUMÉRIQUEMENT

Comme pour la modélisation FD directe, nous avons calculé les amplifications à partir des déplacements numériques avec la méthode TSRT en utilisant la station 3 comme station de référence. La durée des signaux utilisée pour le calcul des rapports spectraux est 15 s et le lissage est identique à celui utilisé pour le traitement des données réelles (lissage logarithmique sur une bande de fréquence variable selon la fréquence centrale) est appliqué. La figure 3.13 montre les amplifications obtenues pour les deux modèles et le mécanisme au foyer no. 3 (Tab. 3.4). Ces résultats montrent des amplifications légèrement différentes pour les deux modèles du sous-sol, surtout dans la partie où les deux modèles diffèrent beaucoup (entre les station 20 et 25). Tenant compte de l'incertitude sur

les modèles (erreurs au cours de l'acquisition et du traitement des données géophysiques, erreurs dans l'interprétation des données géophysiques, approximation du modèle géophysique pour un modèle approprié au calcul DW-FD ou FD), l'importance des différences des amplifications est difficile à juger.

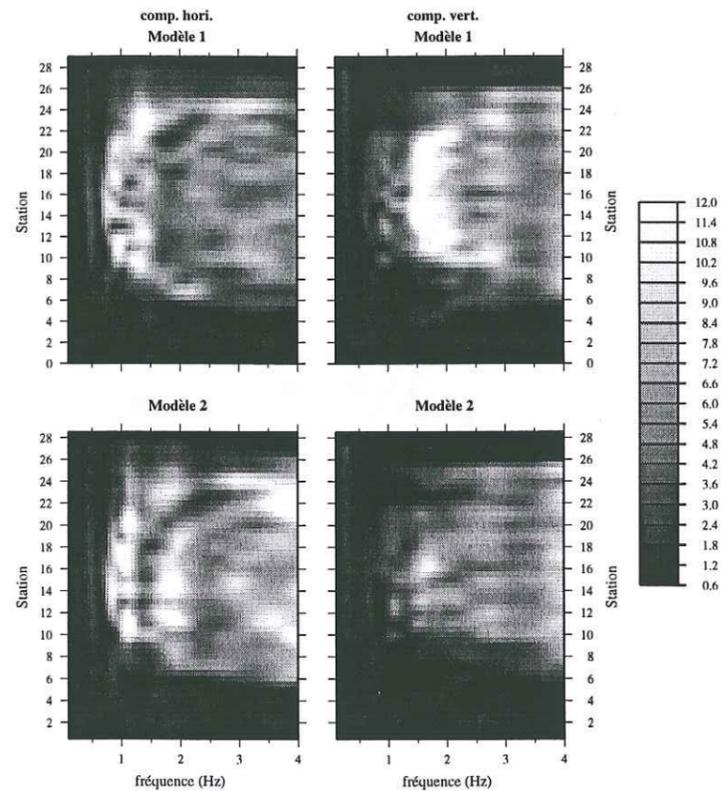


FIG. 3.13 – Rapports spectraux obtenus avec la méthode TSRT pour les composantes verticale et horizontale pour le mécanisme au foyer no. 3 (Tab. 3.4) et les deux modèles différents du proche sous-sol (Fig. 3.3 et Fig. 3.4). Station de référence: no. 3.

Spectral ratios (TSRT) of the vertical and horizontal components for the source mechanism no. 3 and both models of the basin structure. Reference station is station no. 3.

Pour la même localisation hypocentrale et le même modèle du sous-sol, mais avec six mécanismes aux foyers différents, nous avons également calculé les amplifications de la même manière que précédemment (Fig. 3.14).

On remarque les points suivants:

- Les amplifications à travers la vallée changent selon les mécanismes au foyer.
- Les fréquences amplifiées les plus basses se trouvent dans la partie centrale de la vallée entre les stations 11 et 22.

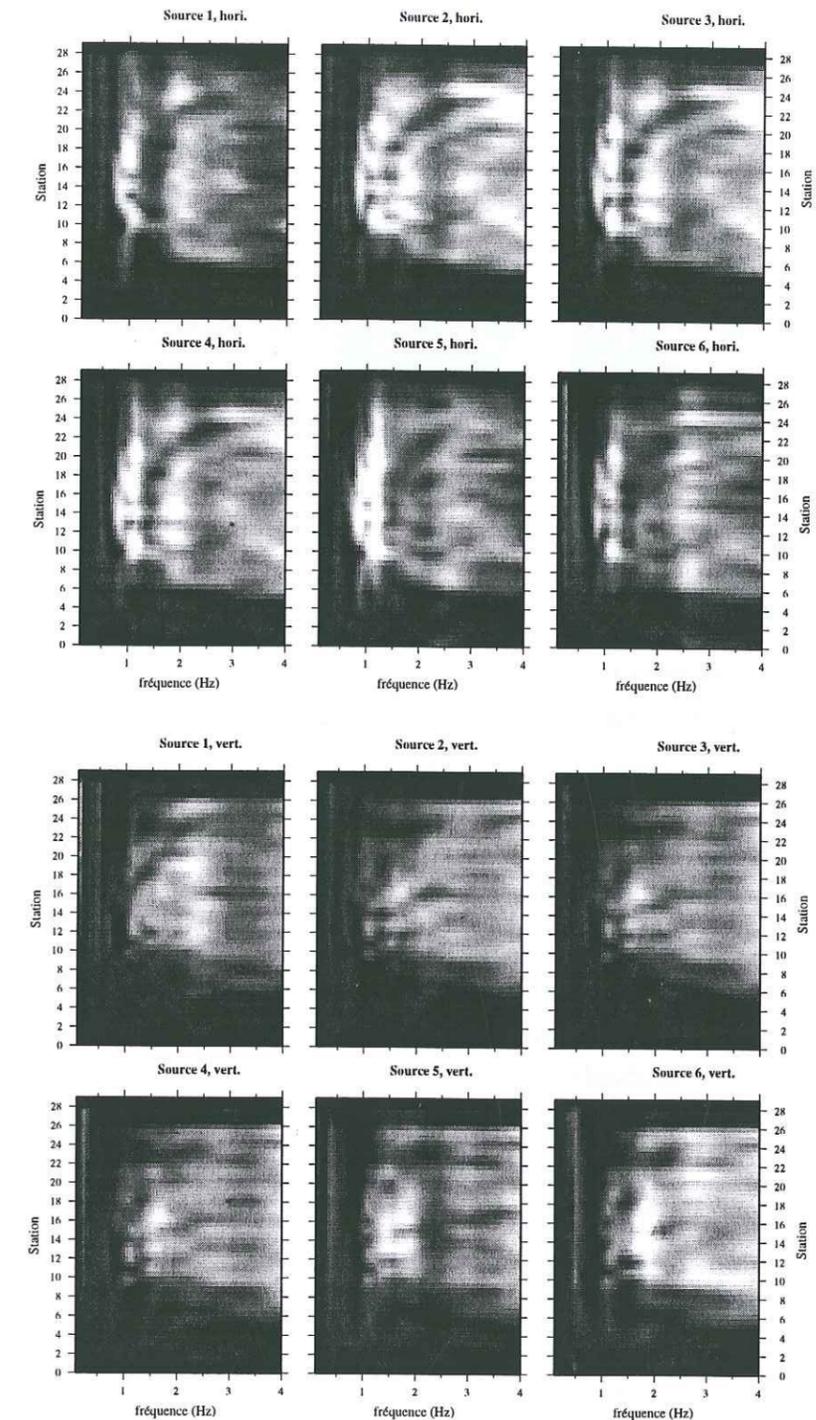


FIG. 3.14 – Rapports spectraux obtenus avec la méthode TSRT pour les composantes verticale et horizontale pour six mécanismes au foyer différents (Tab. 3.4) et le deuxième modèle du proche sous-sol. La station de référence est la station no. 3. La durée utilisée pour le calcul des rapports spectraux est de 15 s.

Spectral ratios (TSRT) for the vertical and horizontal components for six different source mechanisms and the second model of the basin structure. Reference station: no. 3. The signal durations used is 15 sec.

- Les très basses fréquences sont plus amplifiées sur la composante horizontale que sur la composante verticale.
- Les amplifications varient selon le mécanisme au foyer, c'est à dire selon la composition du champ d'onde incident (proportions différentes d'ondes P et SV).
- Les amplifications sur la composante verticale sont du même ordre de grandeur que sur la composante horizontale, mais à plus haute fréquence.

Ces caractéristiques d'amplification soulignent la forte interaction entre les différents types d'onde, influant tant sur la composante horizontale que sur la composante verticale. Ainsi, même si la contribution de la source devrait être éliminée par le calcul des rapports spectraux (une des hypothèses de base de la méthode TSRT), elle peut néanmoins influencer les estimations d'amplification par la composition du champ d'onde incident variable selon le mécanisme au foyer. L'écart-type calculé pour les rapports spectraux d'une composante et les six mécanismes au foyer est plus faible (presque la moitié) que celui calculé pour les rapports spectraux des différentes séismes observées expérimentalement.

Nous avons recherché sans succès une possible corrélation entre les facteurs de radiation et les motifs d'amplification calculés à travers la vallée. Les interactions entre les différents types d'onde sont probablement trop prédominantes dans les amplifications rendant difficile une séparation selon le type d'onde incidente.

Dans une deuxième partie, nous avons rapproché la source en profondeur vers la structure du proche sous-sol, en la localisant à des distances de 12 km et de 3 km de l'origine du modèle et à 10 km de profondeur.

Les amplifications estimées avec la méthode TSRT (Fig. 3.15) montrent des différences assez remarquables, avec d'abord une diminution des amplifications en déplaçant la source à une distance épacentrale de 12 km, et ensuite une réaugmentation en rapprochant la source sous la structure à 3 km de l'origine du modèle. Ces variations sont très probablement dues à la variation des facteurs de radiation selon la localisation du séisme par rapport au site. Il est possible que les fortes amplifications près de Stivos pour la source à 3 km de l'origine du modèle sont partiellement un effet de diffraction particulière à cause des couches qui plongent vers l'extérieur du modèle ou par les failles sur le bord du bassin qui provoquent des ondes diffractées avec de fortes amplitudes. Néanmoins, une mauvaise application de la méthode TSRT, semble aussi contribuer significativement à ces amplifications. En effet, la méthode TSRT est basée sur la faible distance entre la station de référence et la station examinée par rapport à la localisation de la source. Cette hypothèse n'est pas vérifiée dans le cas d'une source à 3 km de l'origine du modèle. En conséquence, la fonction source et la propagation dans la croûte ne sont pas similaires

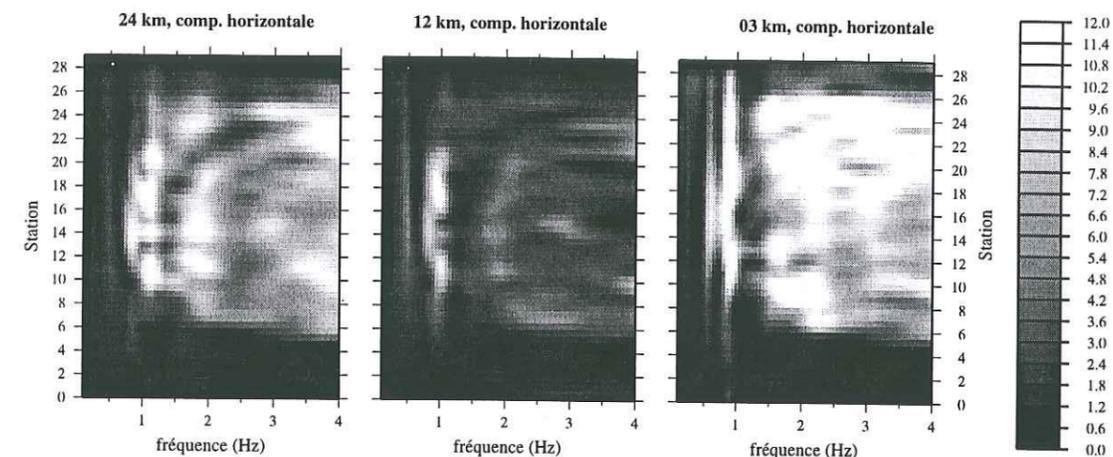


FIG. 3.15 - Amplifications estimées avec la méthode TSRT à partir des synthétiques de la composante horizontale à travers la vallée pour trois localisations différentes de la source. Le mécanisme au foyer est le no. 3 (Tab. 3.4).

Spectral ratios (TSRT) of the horizontal component for three different source locations, the source mechanism is source no. 3 (Tab. 3.4).

à toutes les stations suite à la variation importante des facteurs de radiation entre les stations d'un côté du bassin vers l'autre et les fortes amplifications peuvent être liées à un site de référence qui ne satisfait pas les hypothèses de base.

#### COMPARAISON AVEC LES ESTIMATIONS EXPÉRIMENTALES

Nous avons également comparé les estimations des amplifications par la méthode TSRT pour des données synthétiques avec les "meilleures estimations" des données réelles. Ces amplifications montrent un très bon accord, le meilleur accord parmi les modélisations numériques effectuées (Fig. 3.16). Surtout aux stations où les amplifications étaient pas estimées de façon satisfaisante avec la méthode FD directe (RTES et RFAR), les amplifications sont estimées relativement proche aux observations réelles. Malgré cette bonne corrélation entre les données réelles et les données numériques, quelques caractères des amplifications restent en désaccord, comme la fréquence fondamentale à la station RGRÉ et les amplifications à basse fréquence à la station RFAR. Les variations d'amplification en fonction des mécanismes au foyers sont inférieures aux écart-types calculés pour les données réelles (Fig. 2.5).

Ensuite, les pics à certaines fréquences sont beaucoup plus prononcés sur les synthétiques par rapport aux observations. Les contrastes entre les couches à l'intérieur du bassin sont éventuellement prises en compte de façon trop forte dans la modélisation pour

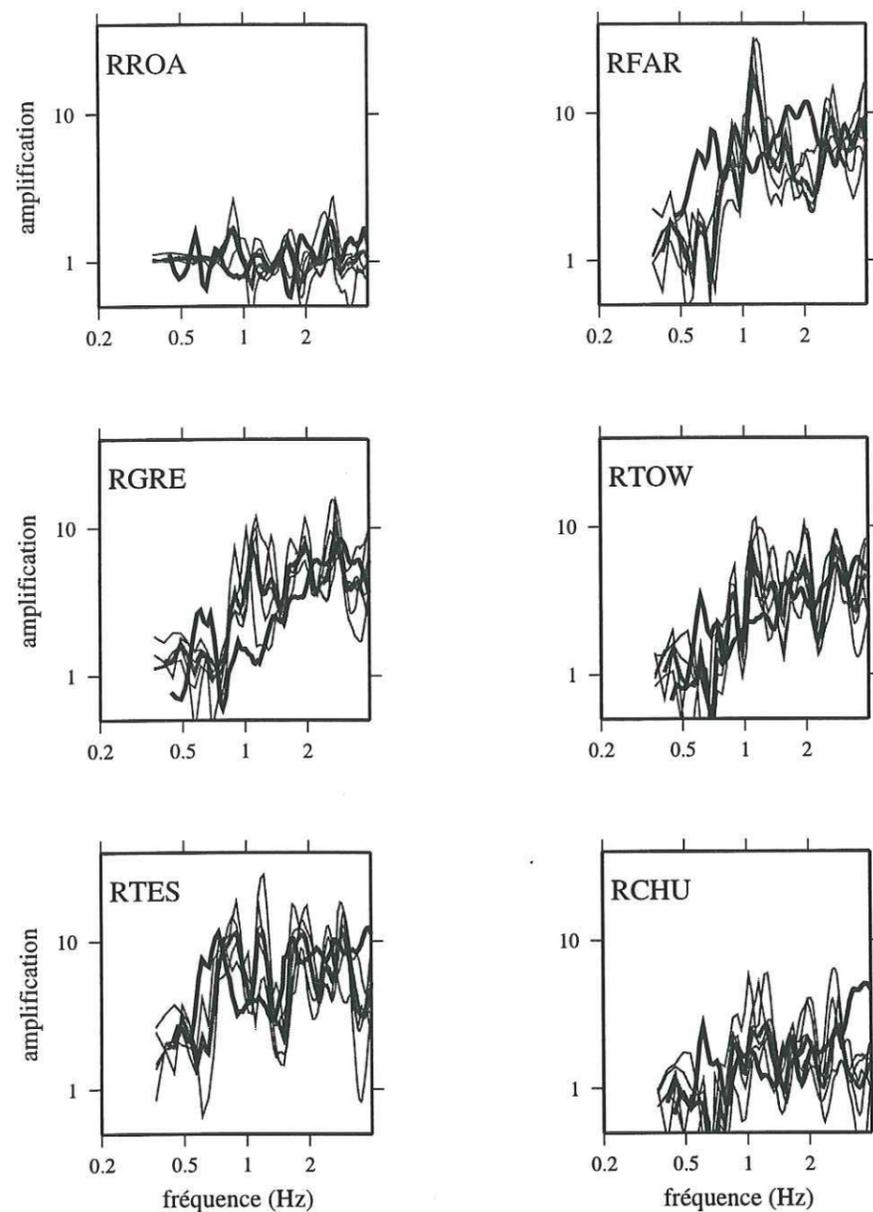


FIG. 3.16 – Comparaison des “meilleures estimations” des données réelles avec des rapports spectraux obtenus avec la méthode TSRT pour des données numériques (modélisation DW-FD; composante horizontale). Les données numériques sont calculées avec le deuxième modèle (Fig. 3.4) et pour six mécanismes au foyer différents (Tab. 3.4). Une durée de 15 s des signaux est utilisée. Traits fins: rapports spectraux des six modélisations numériques (source no. 1 à 6); trait noir épais: “meilleures estimations”; trait gris épais: moyennes des données numériques.

Comparison of the best-estimates (thick black line) with the TSRT estimates (thick grey line) from the six different source mechanisms calculated with the second model of the basin structure. The used signal duration is 15 s. Thin lines: spectral ratios of the six different source mechanisms.

des interfaces qui en réalité sont caractérisées par une zone de transition sur une distance verticale plus étendue. D'autres explications peuvent être la non prise en compte de couches très superficielles du site dans la modélisation et l'amortissement qui n'est pas prise en compte dans la modélisation numérique. Des conversions et réflexions dans ces couches pourraient entraîner une interférence destructive et rendre moins nets les pics d'amplification à certaines fréquences estimées à partir des enregistrements réels.

En comparant les pics et les creux dans des rapports spectraux obtenus par la modélisation DW-FD avec ceux de la modélisation FD directe pour le même modèle (en utilisant le même lissage pour tous les traitements), les différences apparaissent remarquables. En conséquence, même si des comparaisons entre résultats numériques et expérimentaux pour des sites d'une géométrie simple du sous-sol ont été satisfaisantes (Field et al., 1990; Lermo et Chávez-Garíá, 1993), une comparaison de données réelles acquises sur un site d'une géologie complexe avec des données numériques, calculées avec des méthodes simples (modélisation FD directe par exemple), est à faire avec une grande prudence pour éviter une mauvaise interprétation des fréquences propres du proche sous-sol.

En conclusion, la méthode DW-FD semble plus adaptée à la réalité, même sans connaissance des mécanismes au foyer réelles ou des localisations précises des événements, soulignant l'importance d'un champ d'onde incident plus complexe pour les amplifications. Les modélisations avec des méthodes trop simplifiées, comme la méthode FD directe, risquent donc de mal-estimer les effets réels, même si une bonne connaissance du sous-sol est disponible.

### La méthode h/v-RT appliquée aux données numériques

Finalement, nous avons effectué une comparaison entre les rapports spectraux calculés avec les méthodes TSRT et h/v-RT, cette comparaison n'ayant pas encore été réalisée. La méthode h/v-RT appliquée aux données réelles a seulement montré la fréquence fondamentale au site (Fig. 2.9), les modes de résonance supérieurs n'ont pas pu mis en évidence, ainsi que le niveau d'amplification sur toute la bande de fréquences étudiées. Comme cette méthode donne de très bonnes estimations à quelques autres sites (Lermo et Chávez-García, 1993; Chávez-García et al., 1997), nous avons testé son comportement avec une modélisation numérique au site de Volvi qui est relativement complexe, pour mieux comprendre la façon dont le fonctionnement de cette méthode est lié à la complexité de la géologie locale.

Sur la figure 3.14 nous remarquons que des amplifications significatives qui apparaissent sur la composante verticale sont du même ordre de grandeur que celles sur la composante horizontale, commençant uniquement à plus haute fréquence. Ceci remet déjà en question l'utilisation de la méthode h/v-RT pour une estimation des amplifica-

tions dans un milieu complexe.

Néanmoins, une comparaison des estimations numériques avec les deux méthodes nous a intéressé pour étudier la similarité de forme des deux types de rapports spectraux, c'est-à-dire les fréquences pour lesquelles les pics et creux apparaissent dans les rapports spectraux. Une ressemblance dans la forme des signaux peut être observée dans la figure 2.9 sur des données réelles (sans tenir compte du niveau absolu d'amplification), et on peut se demander si cette similarité se reproduit sur des données numériques calculées avec un modèle complexe. Si c'est le cas, ce phénomène peut être considéré déterministe et la méthode h/v-RT pourrait permettre de distinguer les fréquences propres du site, même pour des fréquences supérieures à la fréquence fondamentale, le problème des niveaux d'amplification restant toujours à résoudre. La figure 3.17 montre la comparaison entre les résultats des méthodes TSRT et h/v-RT pour différentes stations en utilisant les données numériques de six mécanismes au foyer différents (la durée des signaux prise en compte est de 15 s à partir du début du signal, le lissage choisi étant plus forte que dans les calculs des données réelles, pour mieux souligner les pics les plus importants). On remarque que, indépendamment de la méthode, les pics et creux des rapports spectraux sont généralement situés à la même fréquence, même si les niveaux d'amplification sont assez différents. Aux stations qui ne sont pas ou peu affectées par des amplifications (RROA, RGRE, RCHU), les niveaux d'amplification sont très similaires, mais dès que les amplifications deviennent plus fortes (au centre du graben, aux stations RTES et RFAR), les rapports spectraux h/v-RT sous-estiment notablement le niveau d'amplification. Cependant, les différences d'amplitude à la fréquence fondamentale entre les deux méthodes pour des différents mécanismes au foyer sont trop importantes à chaque station pour que la méthode h/v-RT puisse être considérée fiable point de vue du niveau d'amplification.

Si on fait l'hypothèse - semble-t'il assez justifié - que les fortes amplifications de la composante verticale sont effectivement dues à la complexité du site, ceci explique que la méthode h/v-RT apparaisse adaptée plutôt aux sites de géométrie simple présentant un faible niveau d'amplification, car la composante verticale n'est pas (ou seulement très peu) affectée par des amplifications. Nous avons également essayé d'estimer les rapports spectraux h/v-RT avec des signaux d'une durée très courte à partir de l'arrivée de l'onde S directe, pour éviter les contributions des ondes diffractées et de surface sur les estimations. Néanmoins, même avec des signaux d'une durée de 2 s, les résultats de la méthode h/v-RT restent très similaires (avec une moins bonne résolution en basse fréquence), soulignant que les ondes diffractées sont très vite présentes, probablement aussi bien provoquées par l'onde P que l'onde S, et en conséquence, l'onde S directe est déjà contaminée par des ondes diffractées et des ondes de surface.

Ces résultats montrent que la ressemblance des rapports spectraux TSRT et h/v-RT est une caractéristique du site. Les rapports spectraux calculés avec la méthode h/v-RT

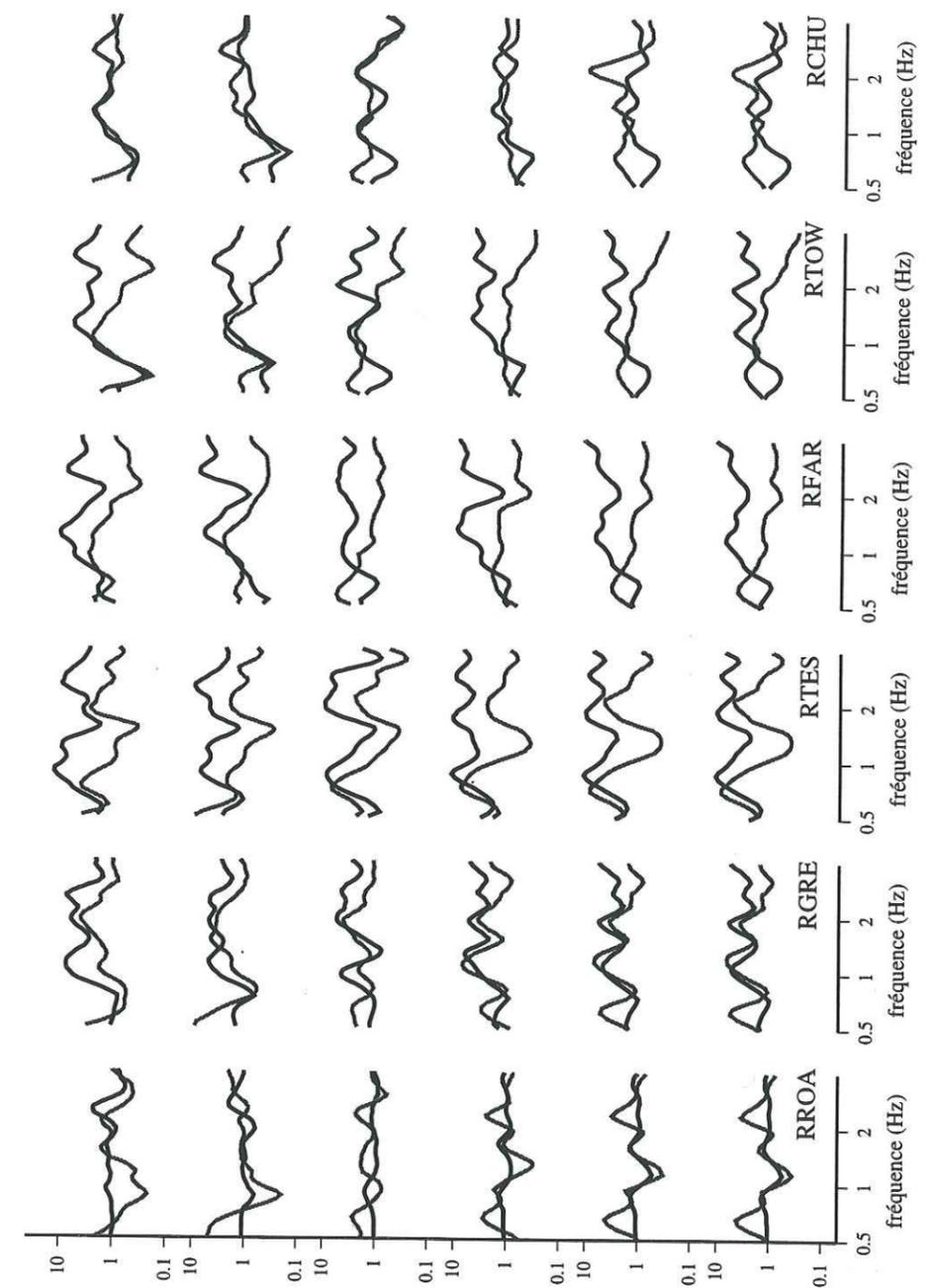


FIG. 3.17 - Rapports spectraux calculés avec la méthode TSRT (trait noir) et la méthode h/v-RT pour les six mécanismes au foyer différents aux six stations à travers la vallée.

Spectral ratios calculated with the TSRT method (black) and the h/v-RT method (grey) for the six different source mechanisms at six different stations across the basin.

peuvent donner des indications sur les fréquences susceptibles d'être amplifiées, mais une interprétation quantitative des amplifications reste délicate, voir fausse.

### 3.3 Conclusion

Les modélisations numériques 1D et 2D du bassin de Volvi ont confirmé et éclairé les caractéristiques de l'amplification dans le bassin, tout en restant tout-à-fait cohérentes avec les résultats acquis par les données expérimentales dans le chapitre 2. Les amplifications sont focalisées à l'intérieur du bassin, et très peu de l'énergie est rayonnée vers l'extérieur. La géométrie du bassin avec des failles majeures sur les bordures est fondamentale pour la focalisation, ainsi que le fort contraste des paramètres physiques des formations. La contribution aux amplifications des ondes diffractées et des ondes de surface est primordiale.

En ce qui concerne les estimations d'amplification par différentes méthodes numériques, il apparaît que la méthode hybride apporte les meilleurs résultats par rapport aux amplifications estimées sur les données réelles. Similaire aux résultats de Fä et Suhadolc (1994), les estimations acquises par la méthode FD directe ont tendance à sous-estimer les amplifications, surtout dans les zones où les plus fortes amplifications se localisent (au centre du graben). La modélisation par une onde plane incidente est probablement trop simpliste. La méthode hybride DW-FD montre quant à elle, que les facteurs de radiation variables en fonction du mécanisme au foyer par rapport à la localisation des stations étudiées influent également sur les amplifications. Nous suggérons que ce mécanisme est responsable, parmi d'autres, des variations visibles sur les rapports spectraux calculés sur les données expérimentales, mais devient négligeable par le calcul des moyennes, rendant les moyennes des rapports spectraux très stables à cause d'un effet de site important.

Par ailleurs, les fréquences amplifiées au site, visibles par des pics bien prononcés dans les rapports spectraux synthétiques, sont significativement différentes dans le cas de l'incidence d'une onde plane ou d'un champ d'onde plus complexe. Les rapports spectraux obtenus par des modélisations simplifiées surtout en présence d'une structure complexe doivent donc toujours être interprétés avec beaucoup de prudence.

La complexité de la structure étudiée se retrouve naturellement dans les amplifications estimées. Ainsi, la composante verticale est inévitablement affectée par des amplifications du même ordre de grandeur que la composante horizontale, même si elles sont obtenues à des fréquences légèrement plus élevées. Ceci montre que le niveau d'amplification ne peut pas être estimé de façon fiable avec la méthode h/v-RT. Cette méthode doit être remise en question, même pour la plus basse fréquence propre du site en ce qui concerne le niveau d'amplification. Néanmoins, les rapports spectraux h/v-RT à partir de données numériques acquises par la méthode DW-FD montrent une certaine ressemblance dans

leur forme avec ceux obtenus avec la méthode TSRT. La similarité dans la forme des rapports spectraux est une caractéristique liée au site. La méthode h/v-RT pourrait ainsi fournir des informations sur les fréquences plus élevées que la fréquence fondamentale qui sont prédestinées à être amplifiées. Cette observation doit être prise en compte avec modération, à cause de l'absence d'une explication théorique de la méthode. Des tests supplémentaires sont donc nécessaires pour vérifier cette hypothèse, de préférence sur des sites pour lesquels une bonne connaissance géotechnique du proche sous-sol est disponible.

## Chapitre 4

# Études sur la variabilité spatiale

### 4.1 Introduction à la variabilité spatiale et à la cohérence

La variabilité spatiale des signaux d'un endroit à l'autre peut avoir des implications importantes dans le domaine de l'ingénierie, en particulier pour de grands ouvrages (cf. ponts de grande portée, usines nucléaires ou chimiques d'une grande extension, barrages, immeuble très étendu ...). Une grande structure est plus exposée à la variabilité spatiale du mouvement du sol, surtout si les différents points d'appuis sont éloignés, ou encore installés sur différents types de sol. Les conséquences pour la sûreté d'une structure ne sont pas les mêmes si les mouvements du sol aux points d'appuis de la structure sont comparables ou très différents. Pour estimer si une construction de grande dimension pourra résister à un mouvement incident, il n'est pas seulement important de connaître les variations des amplifications du site, comme on les a examinées dans les chapitres précédents, mais également la variabilité spatiale du mouvement incident d'un endroit à l'autre. Il est donc nécessaire de connaître les directions de propagation préférentielles du champ d'onde aux alentours de la structure examinée, notamment l'éventuelle présence des effets de focalisation ou de fortes diffractions (Fig 4.1). Pour cette raison, ce chapitre est consacré à l'étude de la variabilité spatiale des formes d'onde en fonction de la propagation du champ d'onde.

Dans les deux chapitres précédents, nous avons vu que les amplifications peuvent être très importantes, et varier très rapidement d'un point à l'autre en fonction de la géologie du proche sous-sol. Dans l'étude de la cohérence, nous n'allons plus considérer des points indépendants, mais on va étudier la similarité entre signaux enregistrés à des points différents en fonction de la fréquence et de la distance qui les sépare.

La variation des formes d'ondes dépend des changements d'amplification, mais elle peut être aussi uniquement associée à un déphasage en temps entre les différentes phases qui se propagent avec des vitesses différentes. Les effets de la source et de la propagation

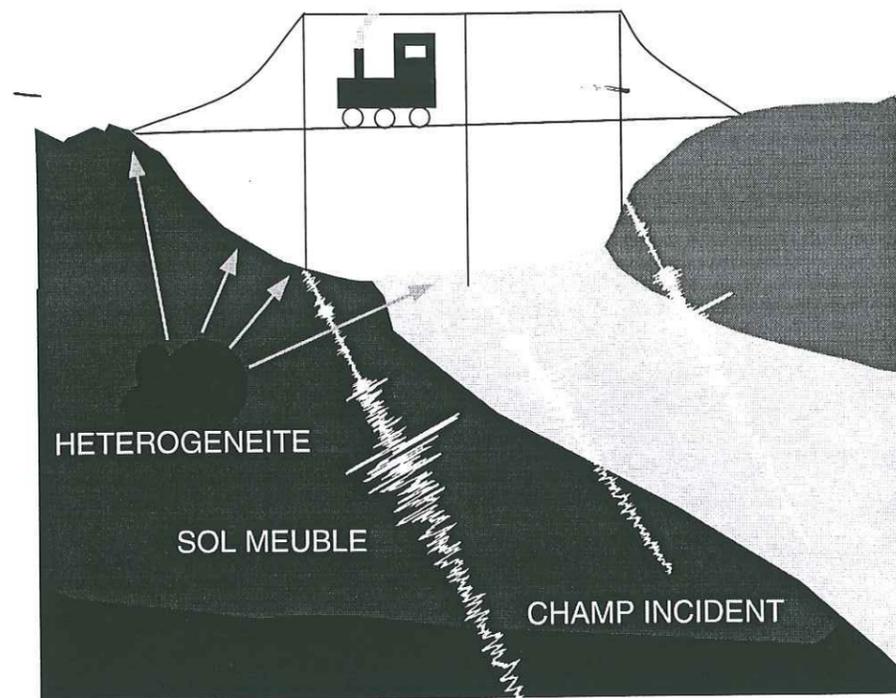


FIG. 4.1 – Schéma explicatif de l'importance de la cohérence spatiale en fonction du champ d'onde incident sur une grande structure.

*Descriptive scheme of the significance of the spatial coherence for a large structure due to an incident wave field.*

peuvent également contribuer d'une manière différente à la variabilité de la forme d'onde. Enfin, les contributions stochastiques peuvent être significatives sur la forme du signal.

L'estimation de la cohérence permet d'étudier la variabilité spatiale des mouvements du sol. Elle met en évidence les différences de forme des spectres pour deux signaux (Abrahamson et al., 1991). Deux signaux de forme identique, mais d'amplitude différente donnent une cohérence maximale de 1. En conséquence, l'étude de la cohérence est un bon moyen complémentaire, par rapport aux études précédentes, pour toute évaluation de l'aléa et du risque sismiques. Elle ne peut pas remplacer les estimations d'amplification à un site, mais elle peut mettre en évidence la corrélation entre les mouvements du sol à des points différents.

Plusieurs études, expérimentales (Menke et al., 1991; Oliveira et al., 1991; Harichandran, 1991; Hough et Field, 1996), numériques (Zerva, 1994; Abrahamson, 1992) et théoriques (Der Kiureghian, 1996) ont été effectuées sur la variabilité spatiale par la cohérence entre des signaux enregistrés à deux sites différents. Les études expérimentales exigent des enregistrements simultanés à plusieurs stations d'espacement très variable. Ceci ne demande pas seulement un grand nombre de stations disponibles, mais aussi une gestion

du réseau assez coûteuse. Malgré ces difficultés, des études ont été effectuées aussi bien sur des sites présentant une géologie simple, comme Imperial valley (Californie) (Somerville et al., 1991) ou SMART-I (Lotung, Taiwan) (Abrahamson et al., 1987; Abrahamson et al., 1991) que sur des sites présentant une géologie complexe, comme Coalinga (Californie) (Somerville et al., 1991). Néanmoins, une comparaison entre les résultats obtenus à des sites différents est délicate, la gamme de distances entre stations dans les différentes expériences variant de quelques mètres (Abrahamson et al., 1991) jusqu'à un kilomètre (Harichandran, 1991). Schneider et al. (1992) comparent la cohérence obtenue à plusieurs sites classés comme sites rocheux avec celle obtenue aux sites avec des sols meubles, pour des distances entre stations inférieures à 100 m. Ils concluent que la cohérence aux sites rocheux est plus variable et en moyenne plus faible que celle obtenue aux sites sur des sols meubles. L'influence du proche sous-sol sur la variabilité spatiale est donc un phénomène important par lequel les signaux peuvent être fortement modifiés.

En fonction de la complexité de la géologie autour du site et de la couverture spatiale du réseau (et surtout des auteurs), les fonctions établies expérimentalement pour la cohérence spatiale peuvent être très variables (Bard, 1995).

La cohérence théorique peut toujours être approximée par une fonction qui dépend de la fréquence et de la distance entre stations, on trouve des études utilisant la distance projetée (Oliveira et al., 1991; Harichandran, 1991; Riepl et al., 1996) aussi bien que la distance réelle (Menke et al., 1990; Somerville et al., 1991). La décroissance de la cohérence en fonction de ces deux paramètres (distance et fréquence) peut souvent être modélisée par une fonction exponentielle généralement assez simple (Luco et Wong, 1986; Menke et al., 1991; Nadim et al., 1991), mais peut également être décrite par une fonction plus complexe. Les exemples suivants peuvent donner une impression de la variabilité des formulations proposées au travers de la littérature pour la cohérence  $C(f, \Delta x)$  en fonction de la distance entre les points d'observation  $\Delta x$  et la fréquence  $f$ .

Abrahamson et al., 1991:

$$\frac{1}{\tanh(C(f, \Delta x))} = (2.54 - 0.0012\Delta x) \cdot (\exp(-0.115 - 0.00084\Delta x)f + \frac{1}{3}f^{-0.878}) + 0.35$$

Somerville et al., 1991:

$$C(f, \Delta x) = \exp((a - bf^2)\Delta x) \quad \text{avec des constantes } a \text{ et } b.$$

Menke et al., 1991:

$$C(f, \Delta x) = \exp^{-\alpha f \Delta x} \quad \text{avec une constante } \alpha.$$

Oliveira et al., 1991:

$C(f, \Delta x) = \exp^{-\beta_1 d_L - \beta_2 d_T} \exp^{-(\alpha_1 \sqrt{d_L} + \alpha_2 \sqrt{d_T})f}$  avec les distances projetées dans la direction longitudinal  $d_L$  et transversal  $d_T$ , et les constantes  $\beta_1$ ,  $\beta_2$ ,  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$ .

A très courte distance et aux basses fréquences, la cohérence converge vers 1, pendant qu'à très grande distance et pour les hautes fréquences, elle devrait théoriquement converger vers 0. En raison d'une certaine corrélation du bruit de fond toujours présente (Abrahamson et Bolt, 1987), elle se stabilise en réalité toujours à une valeur minimale supérieure à 0 dont la valeur dépend du site (Menke et al., 1991; Oliveira et al., 1991).

Des problèmes de traitement des signaux existent également. La variabilité spatiale peut montrer des variations importantes en fonction du choix des paramètres de calcul (p.ex. lissage des spectres, durées des signaux), même si ces calculs sont appliqués sur les mêmes enregistrements (Riepl et al., 1996). En conséquence, il est souvent délicat de comparer des résultats obtenus sur des sites différents.

Les données enregistrées à l'EURO-SEISTEST offrent l'avantage d'une très grande gamme de distances entre stations. Dans un premier temps nous avons étudié la variabilité spatiale au travers de la vallée de Volvi en utilisant des enregistrements des mouvements faibles de la campagne de l'été 1994. Dans un second temps, nous avons complété notre étude par des calculs avec des données enregistrées par le réseau permanent accélérométrique (Chapitre 1.3), provenant de séismes de magnitudes plus élevées.

## 4.2 La cohérence spatiale au travers de la vallée de Volvi estimée à partir des mouvements faibles

ARTICLE SOUS PRESSE DANS JOURNAL OF SEISMOLOGY (1997) SOUS LE TITRE  
"SPATIAL COHERENCE OF SEISMIC WAVE FIELDS ACROSS AN ALLUVIAL VALLEY  
(WEAK MOTION)"

J. RIEPL, C. SOUSA OLIVEIRA AND P.-Y. BARD

### 4.2.1 Résumé

La décroissance de la cohérence spatiale même sur des courtes distances peut être très importante. Elle est donc à considérer pour des applications dans le domaine de l'ingénierie. Elle dépend de paramètres différents, dont les influences ne sont pas encore bien comprises.

Nous avons effectué une analyse fine de la variabilité spatiale de la cohérence, calculée entre deux signaux du même séisme enregistrés à différentes stations, basée sur une formulation très simple: une fonction exponentielle qui tient compte de la distance entre deux stations et de la fréquence. Nous avons utilisé des enregistrements de séismes de

faible magnitude sur l'ensemble des stations à trois composantes installées autour du site test pendant l'été 1994 (chapitre 1), dont les distances entre stations varient entre 8 m et 5488 m. Ceci nous a offert une possibilité unique d'étudier la décroissance de la cohérence sur une très large gamme de distances. Nous avons testé l'influence de la longueur de la fenêtre des signaux utilisés, des phases contenues dans la fenêtre choisie ainsi que de l'énergie commune entre les signaux examinés. Nous montrons qu'au site test, la décroissance de la cohérence spatiale est marquée par une distance "critique" qui sépare deux domaines de distances entre stations avec des comportements différents: une pour des distances inférieures à 100 m, l'autre pour des distances supérieures à 100 m. Pour les courtes distances, la cohérence est une simple loi de puissance dépendant de la fréquence et de la distance entre stations, tandis qu'elle est plus fortement influencée par la distance que la fréquence à plus grande distance.

Nous expliquons ces comportements par l'influence différente des contributions de la source, de la propagation et du site dans les deux domaines. Pour des distances inférieures à 100 m, les contributions de la source et de la propagation sont assez cohérentes et sont du même ordre de grandeur que les effets de site. En conséquence, la cohérence déduite des signaux est plus variable en utilisant des séismes différents, des durées des signaux différentes ou différents contenus fréquentiels pour le calcul. En revanche, pour des distances plus grandes les contributions locales du site contribuent de façon la plus significative sur la cohérence des signaux, les autres influences ne sont en comparaison plus cohérentes. En conséquence, la cohérence est plus faible, car les contributions sont en générale moins cohérentes, mais plus stable indépendamment du contenu et de la durée des signaux choisis pour le calcul de la cohérence.

Finalement, nous montrons que la cohérence calculée à partir des enregistrements du bruit de fond révèle des caractéristiques proches de celles obtenues à partir des enregistrements de la Coda ou d'enregistrements de plus longue durée. Nous en concluons que les enregistrements du bruit de fond peuvent être utiles pour une estimation préliminaire de la variabilité spatiale du site en fonction de la distance et de la fréquence, pour des distances supérieures à 100 m.

### 4.2.2 Abstract

The loss of coherence of seismic waves, even over small distances, can become significant and consequently important for engineering applications. This coherence loss depends on several parameters (frequency, inter-station distance), but their dependencies are not well understood yet. We show the results of a detailed analysis of the spatial variability of the coherence between two signals. This analysis is based on a simple model which is an exponential function of inter-station distance and frequency. Data from a temporary

network of 36 weak-motion instruments installed at the EURO-SEISTEST site, north-east of Thessaloniki (Greece), is used in this work. The data offers the unique possibility to study the loss of coherence over a wide range of distances, as the inter-station distances are between 8 m and 5488 m. We test the influence on the coherence of the length of the time-window of the signals, of the type of the waves present in the time-window and of the common energy of the signals. We also show that, at least at this particular site, the loss of coherence with distance is probably marked by a 'cross over' distance, distinguishing two different ranges: one for inter-station distances up to 100 m and the other above 100 m. Finally, we find that the coherence determined from noise recordings behaves in a rather similar way to the one determined from coda-waves and more stationary (longer) signals. Therefore, noise can be useful for a rough, but quick estimation of the loss of coherence, at least for inter-station distances larger than 100 m.

### 4.2.3 Introduction

Ground motion induced by seismic events, explosions or ambient noise of large amplitude can change significantly over short distances not only in terms of shape of motion but also in amplitude and frequency content. Especially for large structures (i. e. bridges, extended power plants, dams, life lines ...), the spatially variable contributions at different supports of the structure or the spatially extended input at continuous points along its foundation, can have important implications for its structural safety. Therefore, a better understanding of the spatial variability of ground motion needs to be reached, leading later on to procedures that can be directly applied in engineering practice. Variations of ground motion over points separated in space are considered to be dependent on frequency and on inter-station distance. Various formulae taking those effects into account are proposed based on existing data sets (Nadim et al., 1991; Harichandran, 1991; Abrahamson et al., 1991; Loh, 1991), but several obstacles still make the understanding and interpretation of spatial variations of ground motion complex. Firstly, it is difficult to separate different contributions to the signal at each station (i.e. scattering and multi-scattering in the vicinity of the station, attenuation along the ray-path, source directivity, ...). Secondly, it is difficult to compare results from different data-sets, because of the different experimental set-ups (different coverage of inter-station distances), site conditions, source mechanisms and data processing.

The large variations in results are illustrated for example by Schneider et al. (1992), who shows that the coherence is higher and more stable at soft sites, than at rock sites.

There is no doubt that the coherence depends on inter-station distance and frequency, but several, different functional relationships derived from different data sets can describe in a satisfactory way the coherence (an overview is given by Bard, 1995).

Der Kiureghian (1996) states that different contributions to the spatial variability of ground motion have to be distinguished in the signal:

- the incoherence effect due to scattering of waves by local heterogeneities;
- the wave-passage effect due to time-delays in the arrival-times of various phases;
- the site-response effect due to different soil conditions at the selected sites.

Abrahamson (1992) suggests a model for the spatial variability of ground motion using a combination of deterministic and stochastic contributions, in which the random (stochastic) component influences only on the loss of coherence and the site-response effects. Using the lagged coherency, he shows that a random (stochastic) component influences only the loss of coherence and the site-response effects. Using his model, significant changes in waveforms can be obtained only by phase changes (stochastic and deterministic contributions) with a constant amplitude of the Fourier spectra. Therefore, the wave passage effect can contribute to the loss of coherence over distance, and has to be taken into account.

Zerva and Zhang (1997) show, that the consideration of only the phase is not sufficient to account entirely for the spatial variability. They first determine a common component within signals from nearby stations between real data and analytical motions, and analyze then the variations of amplitudes and phases around this common component.

From most of the previous studies, we can conclude that deterministic models are probably too simple, because stochastic contributions can become significant. Furthermore, the procedure for calculating the coherence (time-window length, phases of the signals, ...) can strongly influence the results of the spatial variability (Riepl et al. 1996). Due to all these various situations, comparing results from different studies becomes difficult.

We use the simplest possible empirical relation for coherence as a function of frequency and inter-station distance to analyze similar contributions of the ground motion at different points. We avoid the alignment of particular phases in the signals, to simulate a real engineering approach.

The main advantage of the EURO-SEISTEST data set, which is used in this study, is the wide range of inter-station distances covering almost continuously distances varying from 8 m up to 5488 m. Four events are simultaneously recorded by more than 36 three-component stations. The application of the chosen functional relation to different earthquakes characterized by varying epicentral distances (ranging from 11.5 km to almost 123 km) allows a new understanding of the behavior of the spatial variability with important implications for practical applications. We show, for the first time, a clear difference in the behavior of coherence for short and large inter-station distances, and consider this behavior in the development of a new model function.

## 4.2.4 Méthode

The coherence is calculated in the following way (Fig. 4.2). The same absolute time-window is chosen for all records. No time-shift due to the time-delay of the propagating wave field (alignment of phases) is taken into account between records from different stations. This is done to account for the most realistic case of an incoming and propagating wave field. Especially for civil engineering studies, an alignment of different phase arrivals cannot be justified, because the input motion has to be known and used on a real (=absolute) time-scale. Therefore, even if it would be justified from a purely physical point of view, we discard this data processing, because furthermore, the alignment is not anymore justified when using longer time-windows including different wave types propagating with different phase velocities.

After applying a 10 % cosine-tapered window, the amplitude spectrum is calculated by a Fast Fourier Transform algorithm, followed by smoothing in the spectral domain. Because smoothing strongly influences on the coherence (Schneider et al., 1992, Harichandran, 1991) we carried out several tests to find the optimum trade-off between smoothing and loss of information, and finally, chose to use a triangular window with a band-width of 3 % of the maximum frequency (corresponding to 8 data points). Finally, the coherence  $C_{ij}(f)$  is calculated separately for each station pair  $i$  and  $j$ :

$$C_{ij}(f) = \sqrt{\frac{(\overline{S_i(f) \cdot S_j^*(f)})^2}{\overline{S_i(f) \cdot S_i^*(f)} \cdot \overline{S_j(f) \cdot S_j^*(f)}}} \quad (4.1)$$

with the cross-spectrum  $\overline{S_i(f) \cdot S_j^*(f)}$  and the auto-spectra  $\overline{S_i(f) \cdot S_i^*(f)}$  and  $\overline{S_j(f) \cdot S_j^*(f)}$  (over-bars indicate that the spectra are smoothed).

As shown in different studies (Oliveira et al., 1991; Loh, 1991; Menke et al., 1991; Nadim et al., 1991), the loss of coherence observed in real data can mostly be modeled by an exponential function of inter-station distance  $\Delta x$  between station  $i$  and  $j$ , and frequency  $f$ , but also more complex functional forms are proposed (Abrahamson et al., 1991; Harichandran, 1991).

We start with a simple exponential formula, including as few parameters as possible. As inter-station distance the geographic inter-station distance  $\Delta x$  is used, and not a projected one along the propagation direction of the incoming wave field. This last approach, suggested by Oliveira et al. (1991), is not valid for the available data set as several tests show.

One example of the coherence as a function of both inter-station distance and frequency in a three-dimensional representation is shown in Fig. 4.3. Even though presenting some fluctuations it reveals remarkable features:

(a) the variations along the frequency axis are less pronounced than those along the inter-station distance axis, meaning a minor dependence of frequency;

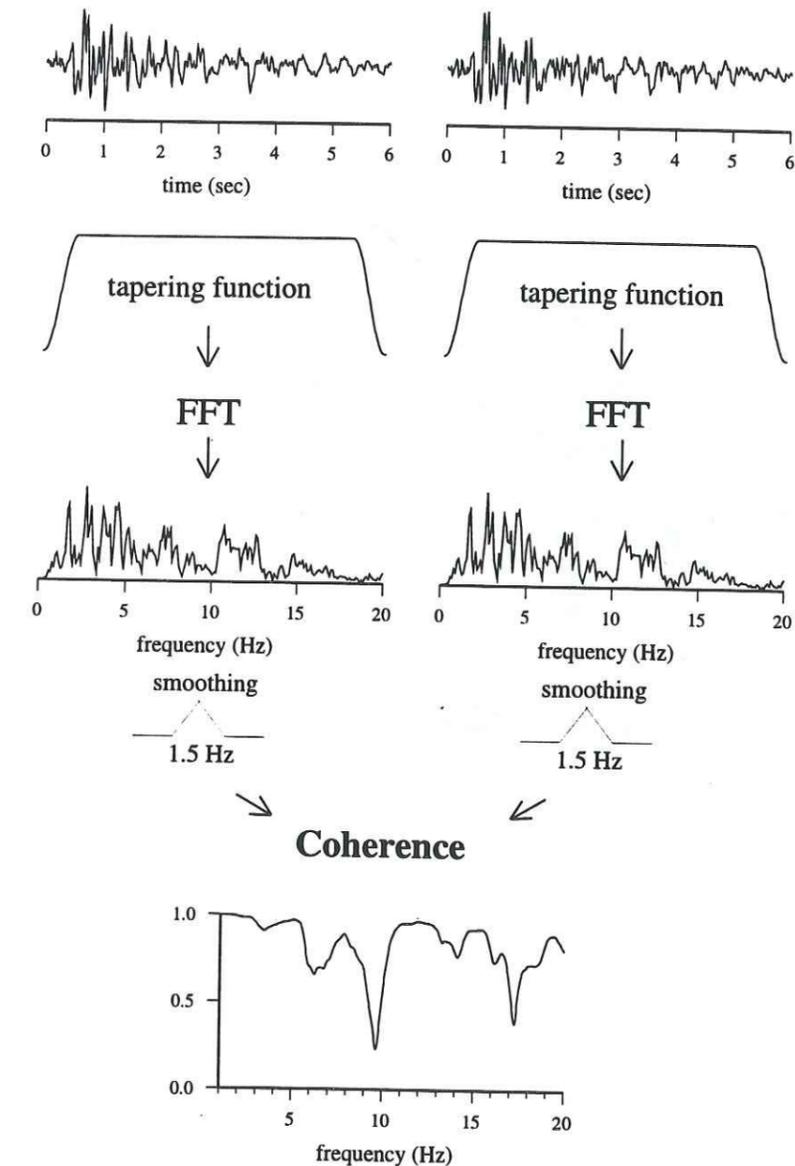


FIG. 4.2 - Flow-chart to compute spatial coherence.

- (b) for short distances the coherence shows a rather uniform behavior until a 'cross over' value (about 100 m of inter-station distance);  
 (c) the coherence decreases continuously with distance for inter-station distances above that 'cross over' value.

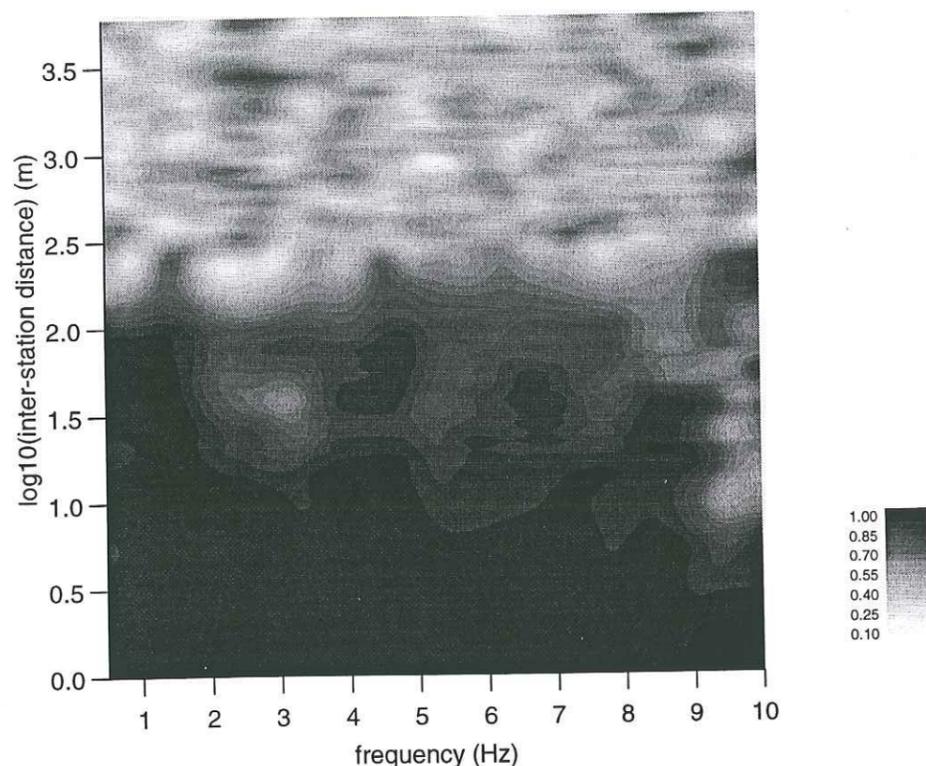


FIG. 4.3 – Coherence as a function of frequency and inter-station distance (event 1; E-W component; 5 sec window length; S-wave window).

Due to the present 'cross over' distance at about 100 m, we use two different models, one for the short inter-station distances, and one for inter-station distances larger than the 'cross over' distance.

For short inter-station distances, we follow the empirical formula for the loss of coherence  $C(f, \Delta x)$  similar to a one-parameter model proposed by Menke et al. (1991):

$$C(f, \Delta x) = 10^{-\alpha \cdot f \cdot \Delta x} \quad (4.2)$$

with  $\alpha$ : constant positive value,  $f$ : frequency, and  $\Delta x$ : inter-station distance. This is a one-parameter model for which  $\alpha$  is obtained by an averaging process through  $f$  and  $\Delta x$ . For a given inter-station distance  $\Delta x$ ,  $\log(\alpha)$  is determined as an average over a given frequency range (normally between 0.5 Hz and 10.0 Hz) on a logarithmic scale according

to:

$$\log(\alpha(\Delta x)) = \log\left(-\frac{\log(C(f, \Delta x))}{f \cdot \Delta x}\right) \quad (4.3)$$

For distances lower than the 'cross over' distance the  $\alpha$ -value is considered to be constant,

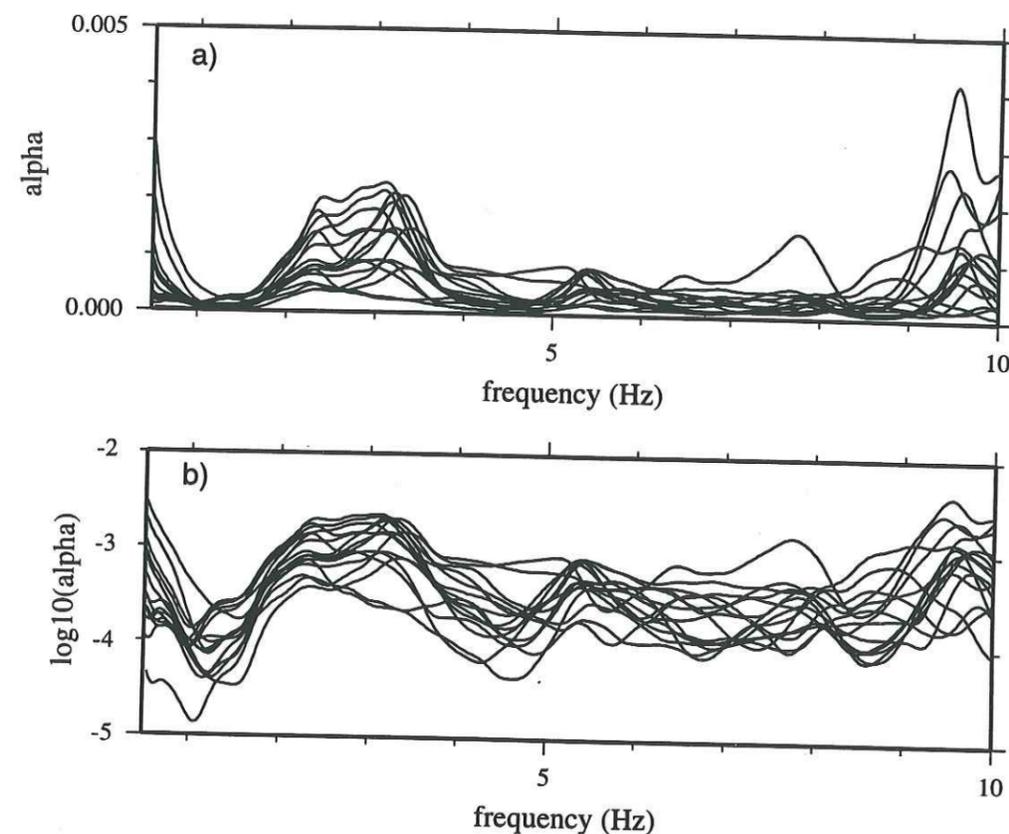


FIG. 4.4 – Frequency dependence of a)  $\alpha$  and b)  $\log(\alpha)$  for the short distance range. Each curve corresponds to one inter-station distance (CIES stations only; event 1; E-W component; 5 sec window length; S-wave window).

and therefore  $\alpha(\Delta x)$  is averaged over this distance range (Fig. 4.4). We calculate the average-value of  $\alpha$  on a logarithmic scale (Fig. 4.4b) to encounter the variations over the frequency range in a more uniform way than using a linear scale (Fig. 4.4a). This also allows us to minimize the weight of anomalous high  $\alpha$ -values (Riepl et al., 1996).

For large inter-station distances (100 to 5488 m),  $\log(\alpha(\Delta x))$  can not anymore be considered to be constant, but is a function of inter-station distance  $\Delta x$ . Consequently, we adapted the empirical formula (eq. (2)) of the loss of coherence to a new, two parameter-model:

$$C(f, \Delta x) = 10^{\alpha_{b,c}(\Delta x) \cdot f \cdot \Delta x} \quad (4.4)$$

with  $\log(\alpha_{b,c}(\Delta x)) = c + b \cdot \log(\Delta x)$ . The  $c$ - and  $b$ -values (generally negative values) are determined by a regression analysis over the  $\log(\alpha)$  values of all inter-station distances  $\Delta x$  larger than the 'cross over' distance. The  $c$ -value measures the general level of the coherence over the distances. A lower  $c$ -value indicates that the coherence becomes better over all distances. The  $b$ -value indicates the loss of coherence with distance, and therefore a lower  $b$ -value means that the loss of coherence is less important with increasing inter-station distance  $\Delta x$ .

The  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  indicates the coherence of the model.

Fig. 4.5 presents the theoretical model for coherence taking into account both, the short and the large inter-station distances. The 'cross over' concept is represented by the transition in the plots, changing the behavior of the loss of coherence at a inter-station distance of 100 m.

We apply two different techniques for averaging out the frequency at a given inter-station distance  $\Delta x$ . The first one uses an arithmetic average throughout the frequency window under study. The second technique averages only over frequency points within the complete frequency range (0.0 - 50.0 Hz) for which the value of the inter-spectrum is higher than a given threshold value. It accounts only for the common energy in both signals (see later). 30% and 50% thresholds of the maximum value of the inter-spectrum are used.

#### 4.2.5 Données et situation géologique

All data used in this work were recorded at the EURO-SEISTEST test-site installed north-east of Thessaloniki (Greece) (Fig. 4.6). The test-site is located in the center of an approximately east-west trending alluvial valley (Volvi-valley). It is part of the Mygdonian Graben region, tectonically well known as a region under continental extension. Inside the valley, deposits consist mainly of quaternary sandy clays and gravels. Several different surficial layers are distinguished by geophysical surveys, with a total thickness of about 250 m in the center of the valley (Jongmans et al., 1997). Unweathered bedrock is present beneath these surficial layers. The northern and southern borders consist of Mesozoic granites, which are considered as hard rock. The boundary between granite and Quaternary deposits are faulted contacts. The major fault at the southern edge of the valley generated the 1978 Thessaloniki earthquake ( $M=6.5$ ) resulting in surface ruptures at several locations (Mercier et al., 1983).

During a 3 months period in summer 1994, a temporary network of 36 seismological weak-motion instruments was installed on the test-site, covering inter-station distances from 8 m to 5488 m. To our knowledge, this wide range of distances has never been covered in one single experiment. Among the stations, 22 three-component stations (RefTek acquisition systems, 0.05 Hz or 2.0 Hz velocity transducers, 100 Hz sampling rate) were

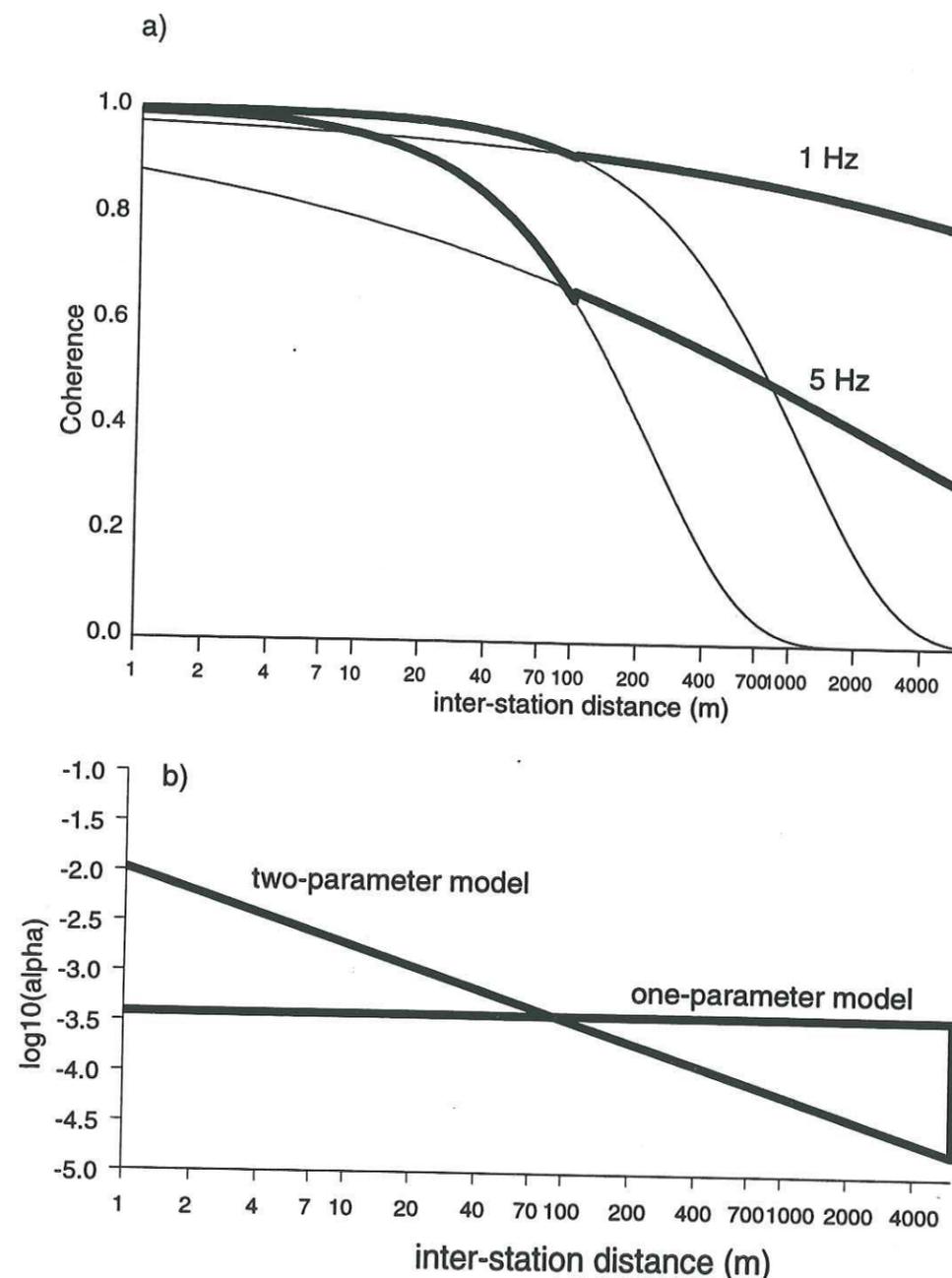


FIG. 4.5 - Theoretical coherence model: a) coherence as a function of inter-station distance at 1 Hz and at 5 Hz; b) corresponding dependence of  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$

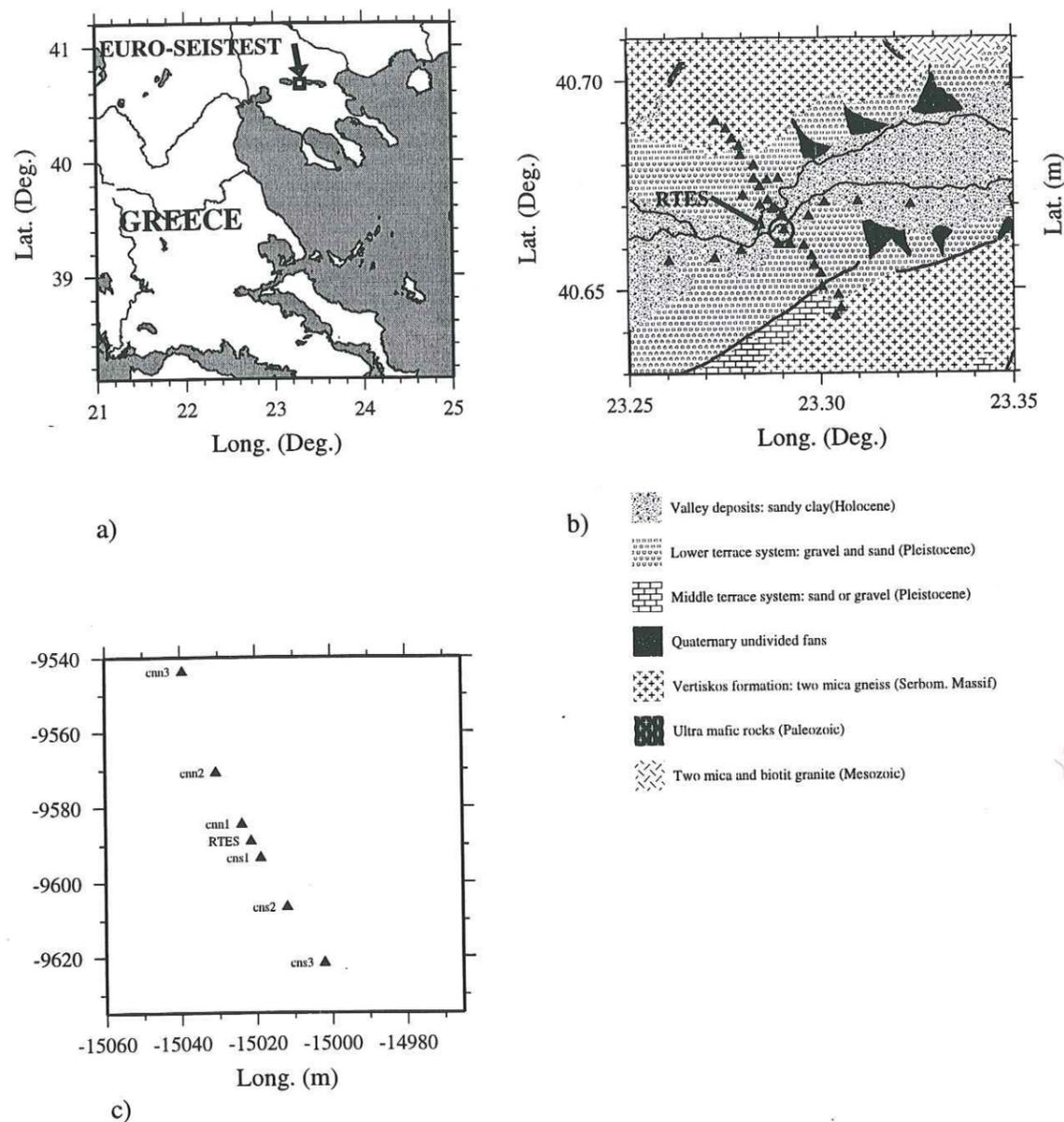


FIG. 4.6 – a) Map of northern Greece: the location of the EURO-SEISTEST (arrow) near Volvi; b) Geological map after Kockel and Mollat (1977), superimposed are locations of RefTek and Lennartz -stations, the circle indicates the location of the dense array (CIES); c) location of the dense array (CIES stations) in the center of the Volvi valley.

recording across the 5.5 km large valley with inter-station distances ranging from 32 m to 5488 m (Fig. 4.6b). 8 Lennartz three-component stations (1.0 Hz velocity-transducers, 125 Hz sampling rate) were placed along a profile perpendicular to the first one, spanning distances of 578 m to 4270 m (Fig. 4.6b). A dense array of 6 three-component stations (CIES-acquisition systems connected to 0.2 Hz velocity transducers, 100 Hz sampling rate) was installed along the same line as the RefTek stations but in the center of the valley with inter-station distances ranging from 8 m to 86 m (Fig. 4.6c). All stations were connected either to GPS or DCF receivers, to obtain a correct absolute time scale at each recording station.

Four different weak motion events (peak ground acceleration (PGA) of the order of some tenth of  $nm/sec^2$ ) were recorded mostly at all the above mentioned stations, their characteristics are given in Tab. 4.1. Typical record sections for the three different instrument types are represented in Fig. 4.7, as well as the geological profile across the valley along the line of the RefTek stations.

Date	Hour	Long. (°)	Lat. (°)	$M_L$	Epi. dist. (km)	Depth (km)
24/06/94	05:48	23.18	40.73	2.1	11.55	12
25/06/94	17:37	23.51	40.61	2.5	18.71	6
14/07/94	11:18	24.03	39.84	3.5	107.66	1
03/08/94	03:52	22.95	41.74	3.1	122.76	0

TAB. 4.1 – Characteristics of the four seismic events recorded at the CIES, RefTek and Lennartz stations

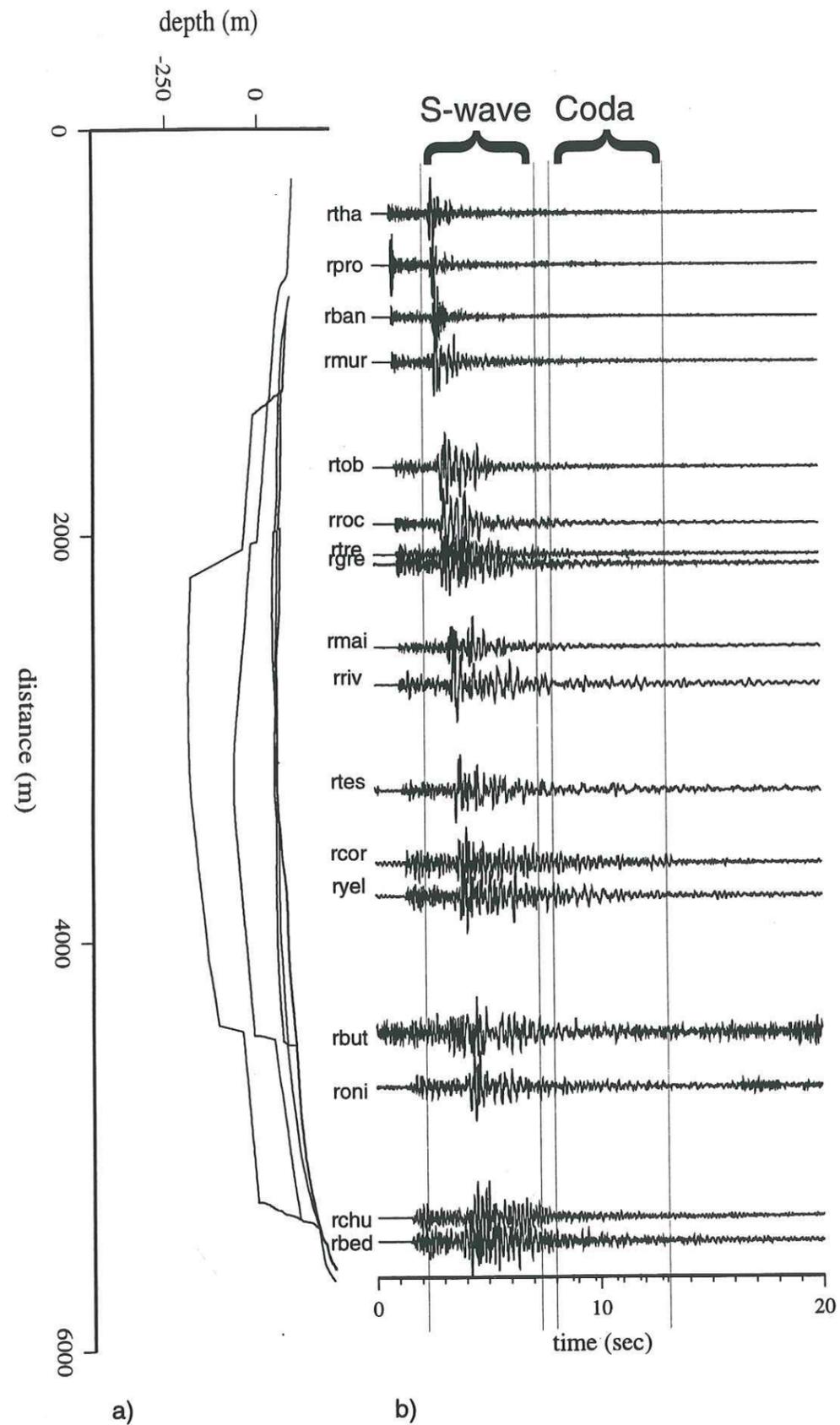
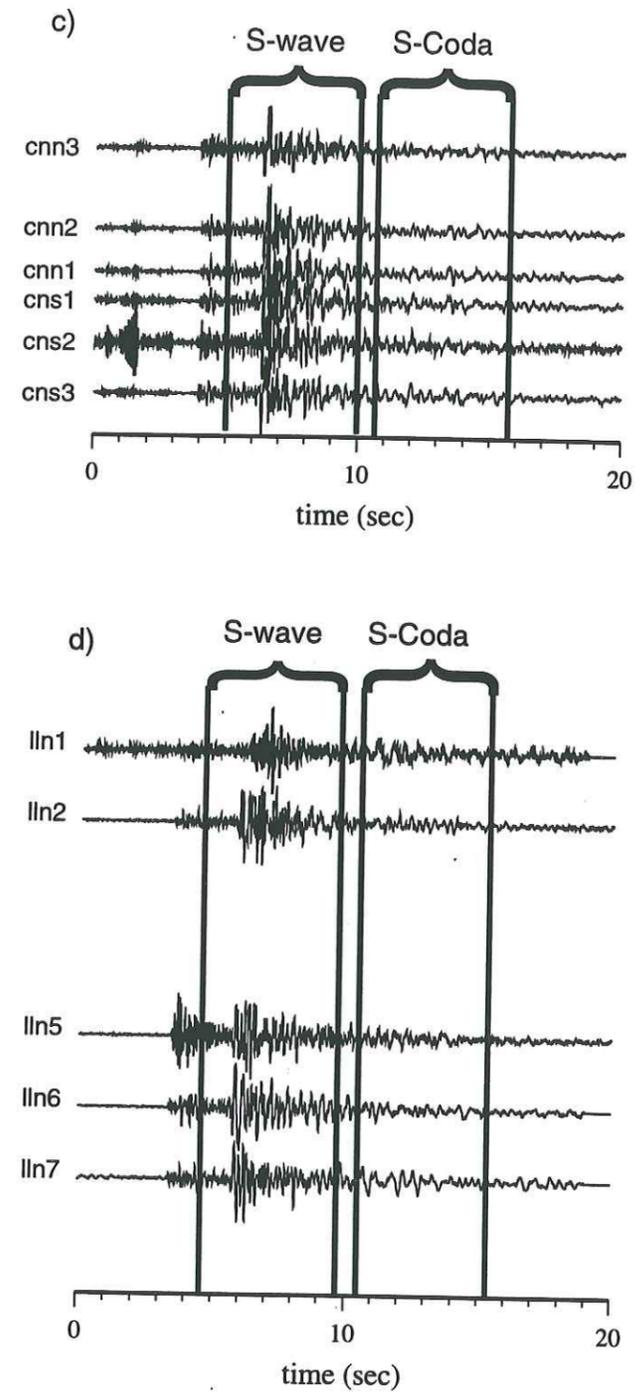


FIG. 4.7 - a) cross-section along the Volvi valley obtained by a geophysical survey (Jongmans, 1997); b) record sections of event 1 for RefTek stations; the traces are normalized to the maximum of each trace; N-S component;



Continuation de Fig. 4.7: c) record sections of event 1 for CIES stations; N-S component; d) record sections of event 1 for Lennartz stations; N-S component.

### 4.2.6 Observations sur la cohérence

#### Généralités

Typical coherence functions for six station pairs with various inter-station distances are presented in Fig. 4.8. In contrast to Menke et al. (1990), who averaged  $\log(\alpha)$  over a frequency range of 5.0 - 25.0 Hz, we limit the used frequency range between 0.5 - 10.0 Hz in which most of the energy of our data is concentrated. Including higher frequencies in the calculation of the mean of  $\log(\alpha)$  would add a completely random component to it.

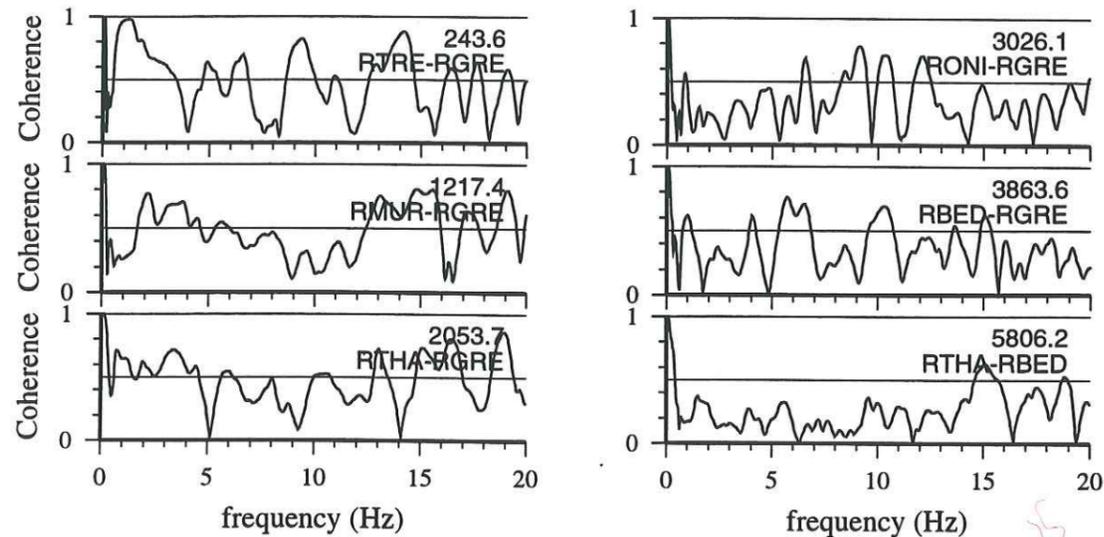


FIG. 4.8 - Coherence functions for a 5 sec S-wave window (event 1) for six station pairs; the corresponding inter-station distances (in m) and names of the stations are indicated in each plot. Station locations can be found in Fig. 6a).

The calculation of the coherence is strongly influenced by the choice of the length of the time-window, as well as the wave types contained in the selected window. Comparisons are carried out using different windows to understand in more detail how they influence the dependence of the coherence on distance. Signals from both horizontal components are included without any distinction, because no difference between the two horizontal components is found. Records from the vertical component are not included in our study, because it shows a high variability for frequencies higher than 2.0 to 3.0 Hz.

#### Influence du type des ondes

Firstly, we compare the coherence calculated for different phases (direct S-wave, coda and noise) using the same length of the time-window (5.0 sec). Fig. 4.9 shows the  $\log(\alpha)$

vs.  $\log(\Delta x)$  plots of the horizontal components for two different events (events 1 and 3) overlaid by the theoretical model according to Eq. 4.

The scatter in our data using the direct S-wave signal (Fig. 4.9 a and d), is higher over the whole range of inter-station distances in comparison with noise or coda-wave signals (Fig. 4.9 b, c, e and f). For large inter-station distances the loss of coherence appears rather independent to the different wave phases under study, because the behavior is quite similar. However, the loss of coherence over distance is less important for the S-wave phase than for the coda phase or noise recordings. The  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plots are very similar for noise and coda-wave signals, and the fit between real data and the theoretical two-parameter model is more satisfactory over the whole distance-range than using signals from the direct S-wave.

The differences between two events (event 1 and 3) are mainly limited to the small inter-station distances, while at large inter-station distances no important differences can be seen.

Some of the stations are installed on hard rock, others on soft soils, and they should contribute in a different way to the spatial coherence. The fit according to our theoretical model indicates no difference between different soil types, apart from one exception: using the S-wave contribution of the first event, some higher coherence is obtained by inter-station combinations of rock-site stations at the northern border of the valley (Fig. 4.9a, arrow). These results cannot be reproduced using other, more distant events, other wave types or longer time-windows (see later). It is probably due to an unusual interference effect leading to an unusual high coherence. Local site effects are present beneath the stations which are installed at soft soil in the center of the valley (Riepl et al., 1997), but the coherence does not show a different behavior between rock-site stations and stations installed on soft soil.

Data from stations installed perpendicular to the valley axis are also merged with data from stations installed parallel to the valley axis. No difference in the behavior of the coherence due to the different orientation of the inter-station distances with respect to the incoming wave field is evident. This demonstrates that, at least in our case, the coherence is dependent on the geographical inter-station distance and not on the one projected along the propagation axis of the wave field.

#### Influence de la durée du signal

As shown in a previous work (Riepl et al., 1996), the window length used for the calculation influences significantly the coherence and hence the  $\log(\alpha)$  determination, as well as the loss of coherence over distance. Depending on the window-length of the considered signals, as well as on the wave types included in the windows, the assumption of stationarity will be more or less justified, because a seismic signal cannot always be

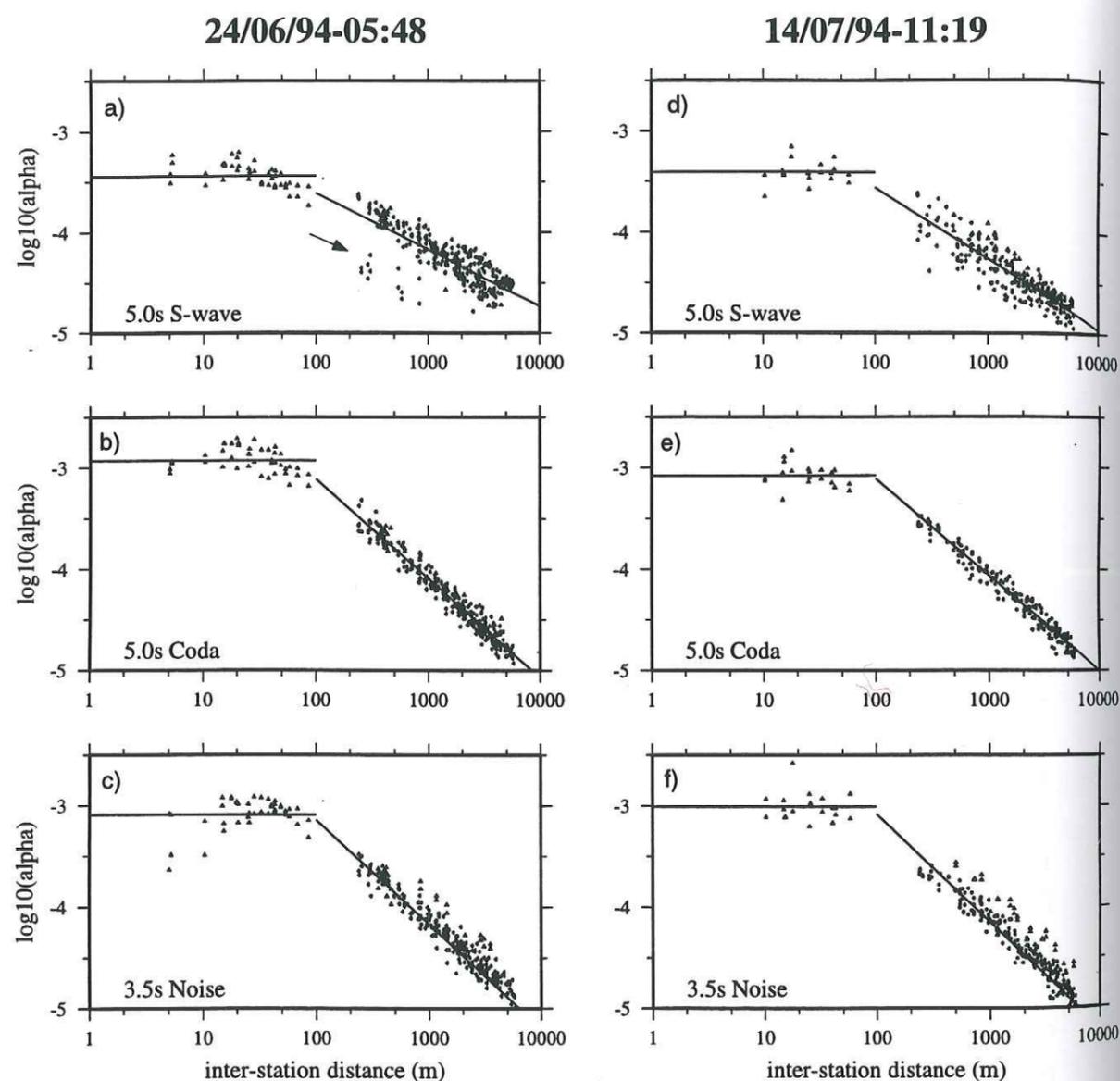


FIG. 4.9 - Influence of the window content (S-wave; coda-wave; noise) on the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot (5 s window-length; event 1 and 3). The arrow in Fig. 8a) indicates data points calculated using recordings from stations installed on hard rock sites.

considered to be stationary over time (Zerva, 1994). To evaluate the variations of our model caused by the use of different window lengths, we analyze the coherence from two events (events 1 and 3) using three different time-window lengths of signals for which the main energy is given by the direct S-wave (Fig. 4.10).

Considering the whole distance range we obtain a better fit of the two-parameter model with real data using longer signals, shown by a rather linear behavior in the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot and only a small scatter of the data (Fig. 4.10 c and e). The important deviation of the  $\log(\alpha)$ -values from the two-parameter model at short inter-station distances using short time-windows (Fig. 4.10 a and d) can be explained as follows: the coherence is better than proposed by the two parameter model and is more stable over short distances. Here, the energetic part of direct S-wave is of short duration, and leads to high coherence at small inter-station distances. In this distance range, the short signals at different stations are probably very stable, but only for a short moment (the beginning of the S-wave part). For larger inter-station distances and longer time durations, the wave phases in the considered time-windows are more variable due to different wave types in the considered absolute time-window. This result shows, that for short time durations and short inter-station distances the coherence can be significantly higher than estimated using longer time durations. From the engineering viewpoint, this behavior (a high coherence between two points even of short time duration) can have important implications for the safety of the structure.

Furthermore, the overall coherence decreases with increasing window length (increasing c-value for longer time-windows). However, the influence of the window length on the loss of coherence over inter-station distance is minor (less variable b-value).

Differences between the examined events are minor in comparison to the variations caused by different window length. Data from different events processed in the same way (same window length, similar wave types within the window) are coinciding quite well at least for inter-station distances larger than the 'cross over' distance.

#### Influence du contenu fréquentiel

Finally, we examine the influence of the frequency bandwidth used to average  $\log(\alpha)$ . There are several alternative ways to proceed for calculating the mean-value of  $\log(\alpha)$  for a station pair:

- (i) Define an ad hoc interval of interest over which the mean value of  $\log(\alpha)$  is calculated, such as 0.5-10.0 Hz or 0.5-20.0 Hz. In this case, no constraints are attributed to specific contributions by source or site effects.
- (ii) Use the concept of common energy within the compared signals and consider only frequencies for which the inter-spectrum has a higher value than a pre-defined threshold (30% or 50% of the maximum value of the inter-spectrum).

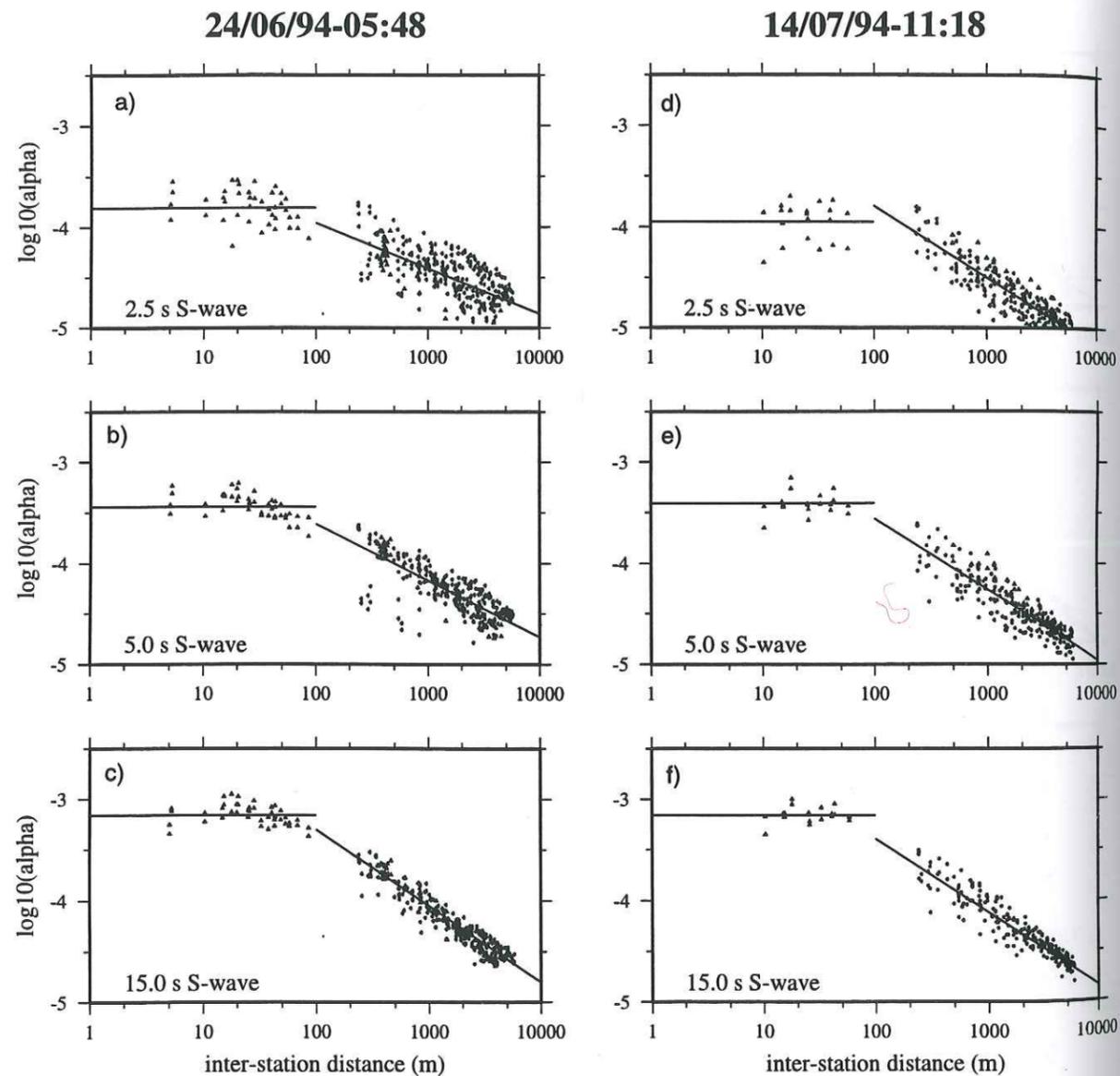


FIG. 4.10 - Influence of the time-window length on the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot; the used window length is indicated in each plot (direct S-wave signal).

Fig. 4.11 shows the normalized inter-spectra for the six station pairs for which the coherence is shown in Fig. 4.8. Peaks in Fig. 4.11 correspond to the frequencies where energy is simultaneously present at both stations, probably due to specific source or site effects. The frequencies for which the coherence is measured are 'a priori' unknown and therefore it is possible that frequencies of specific interest, such as eigenfrequencies of a structure, are excluded from the study.

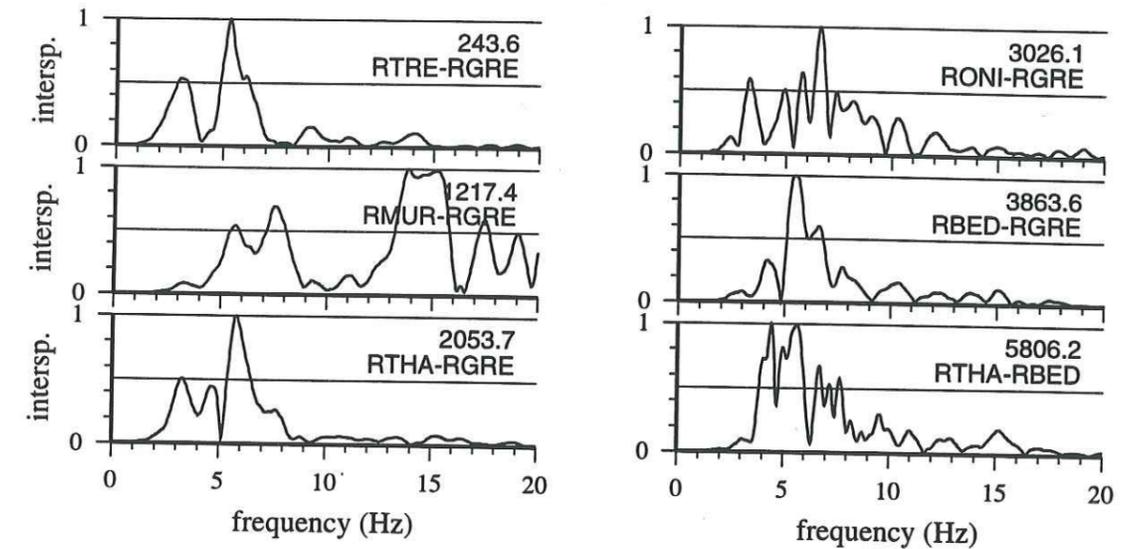


FIG. 4.11 - Normalized inter-spectra corresponding to the coherence functions shown in Fig. 4.8

The choice of the method mainly depends on the question addressed in the study. Fig. 4.12 shows the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plots determined using four different frequency-ranges (two different ranges per method) used to calculate the presented  $\log(\alpha)$ -values.

When a fixed frequency range is used (Fig. 4.12 a and b, no threshold), the coherence is quite well modeled by a linear decrease with distance. On the other hand, application of a threshold induces a rather large scatter (Fig. 4.12 c and d) around the linear model. However, the model parameters ( $\alpha$ -,  $b$ - and  $c$ -value) are very similar in both cases.

For the first case (summing over a fixed frequency range (Fig. 4.12 a and b), we obtain a more linear fit when higher frequencies are included (0.5-20.0 Hz instead of 0.5-10.0 Hz), and at short inter-station distances the coherence is more stable excluding frequencies higher than 10.0 Hz. However, one can question whether it is realistic to include high frequencies for which the coherence is in general low.

The threshold method for the calculation of the  $\alpha$ -values produces, in general, a larger

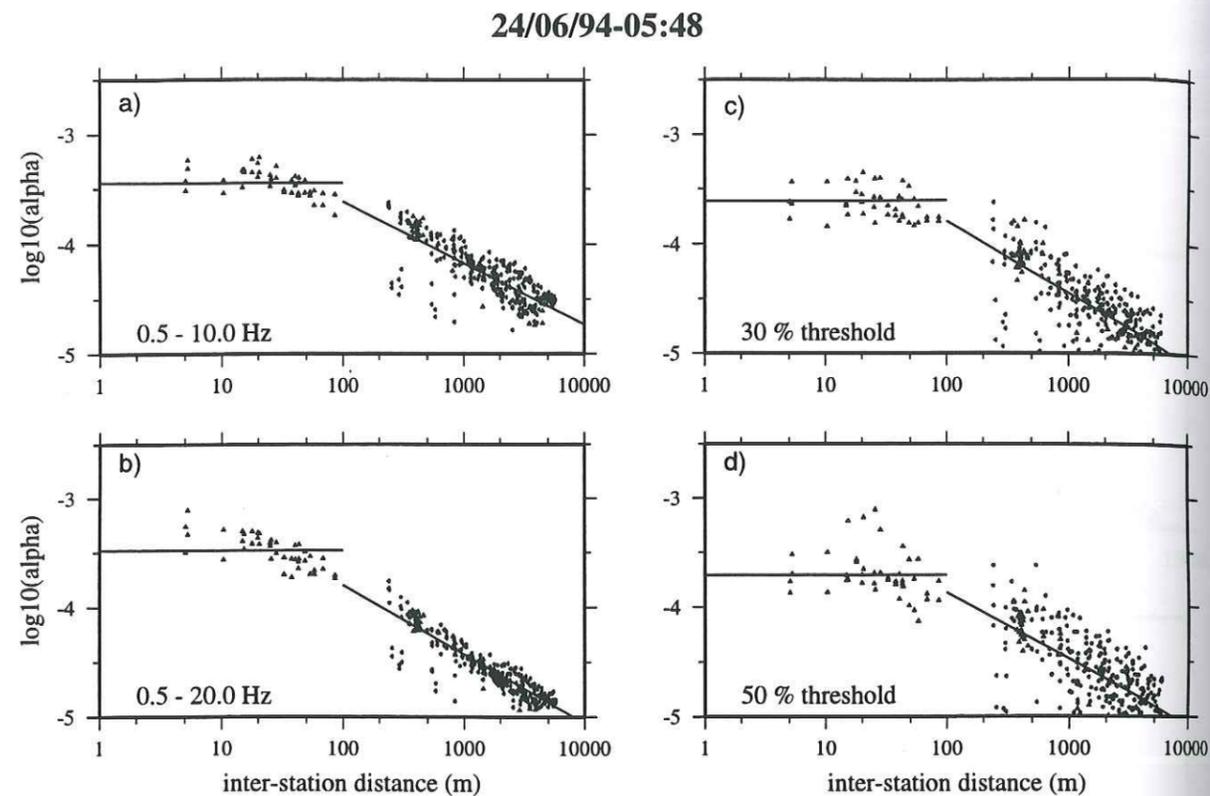


FIG. 4.12 - Influence of the common energy on the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot by averaging over different frequency ranges: a) 0.5 to 10 Hz; b) 0.5 to 20 Hz; c) threshold-method - 30% of the maximum value of the inter-spectrum; d) threshold-method - 50% of the maximum value of the inter-spectrum. Signals of the direct S-wave from event 1 were used.

scatter in the  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot, probably because a different number of frequencies is taken into account in each calculation of the  $\log(\alpha)$ -value (depending on the common energy between two signals). At small inter-station distances ( $< 100$  m) the  $\log(\alpha)$ -values are rather stable as the coherence does not change significantly with distance. For large inter-station distances, the loss of coherence shows a high scatter when the threshold criterion of common energy is used. This is probably because only a low number of frequencies is included in the calculation of the  $\log(\alpha)$ -value.

Despite these variations due to different frequency ranges, the calculations lead to similar  $\alpha$ -, c- and b-values in all four cases (Fig. 4.12 a-d), which reduces the importance of scatter of the data due to the applied methods.

Event	no. 1	no. 2	no. 3	no. 4	all events
	24/06/94	25/06/94	14/07/94	03/08/94	
c	- 2.49	-1.42	-2.16	-1.65	-1.97
b	-0.56	- 0.85	- 0.70	- 0.83	- 0.74
$\alpha_{const}$	- 3.44	- 3.41	- 3.41	- 3.39	-3.42

TAB. 4.2 - Parameters for the developed coherence model

#### 4.2.7 Discussion et conclusion

We show that the coherence is significantly influenced by the details of the analysis, such as the window-length, the wave types included in the window or the frequency range which is considered. Analyses and interpretation of the coherence, especially for engineering applications, should include not only signals from different events, but also different wave phases and different time-windows, to avoid a precipitate interpretation. We demonstrate that the loss of coherence with distance can be separated in two classes. This new result could only be obtained because of the uniquely large range of inter-station distances covered in the field experiment.

A one-parameter model is applied on inter-station distances smaller than a clearly identified 'cross over' distance of about 100 m. For larger distances, it is necessary to use a two-parameter model.

Table 4.2 presents the parameters of the theoretical models according to Eq. (3) and (4) for the two distance ranges, considering every event separately as well as all four events together. The overall behavior of the coherence is very similar for the four events, especially for the large range of inter-station distances. Therefore, the direction of the incoming wave field, as well as special characteristics of the earthquakes (epicentral distance, magnitude) are not significant for the loss of coherence at least for regional events (Fig. 4.13). The proposed theoretical model fits rather well the weak motion data used, even if the 'cross over' distance is not always clearly pronounced depending on the time window chosen for the analysis (window-length and window content).

For large inter-station distances, the two-parameter model is valid independently of the selected time-window: the loss of coherence calculated from noise recordings leads to results similar to those using the S-wave window or its coda.

At short inter-station distances, the coherence is more sensitive to the choice of the time-window (S-wave, coda wave or noise) than at large distances. However, in the short distance range, the choice of the time-window never yields a coherence which is higher than the one-parameter model or lower than the two-parameter model.

We interpret the difference between the two distance ranges in the following way. For inter-station distances larger than the 'cross-over' distance, the similarity of the coherence shown by various signal contributions (S-wave, coda or noise) is due to a predominant

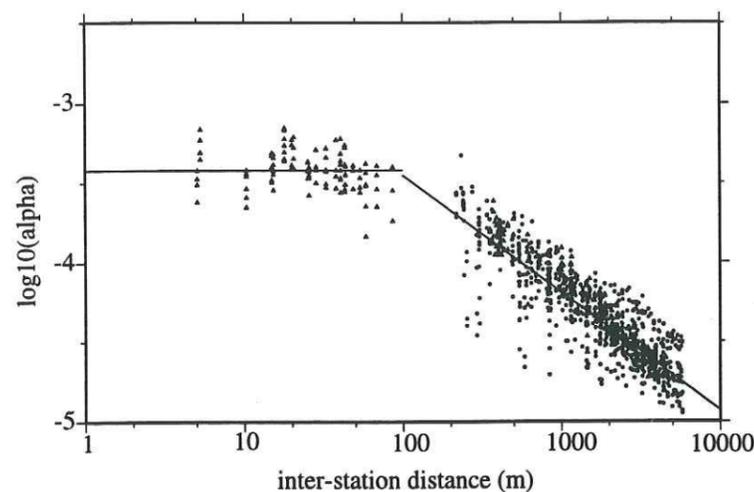


FIG. 4.13 -  $\log(\alpha)$  vs.  $\log(\Delta x)$  plot for all four events (5 sec window including the direct S-wave).

influence of site effects, which is independent of the source and path effects of the wave field. Similarities in the signals due to source and path effects are either covered by more energetic site effects and multi-scattering around the stations, or destroyed due to wave propagation and stochastic contributions to the signal. As Abrahamson shows (1992), the wave passage effect can contribute to the loss of coherence, but different superpositions of reflected and refracted waves at different sites can also contribute to an important loss of coherence over larger distances.

The site contributions are not completely random, but are rather an intrinsic property of the site itself. Lachet and Bard (1994) or Duval (1994) show that noise can be sufficient to excite fundamental or higher eigenfrequencies of the near subsurface structure and therefore can be used to analyze the site conditions of a station. Assuming that the loss of coherence at larger inter-station distances is mainly controlled by the near subsurface around the stations, noise recordings can be useful to study influences of the local site conditions on the signals, including contributions due to scattering. Furthermore, these considerations explain the similar behavior for large inter-station distances using different signal contributions. These results also offer a cheap and quick tool to study the coherence loss over distance for engineering applications: the study can be carried out using ambient noise-recordings.

However, at short inter-station distances, the site effects become minor and similarities within the signals arising from source or path contributions are at least of the same order

than the local site effects, provoking significant variations due to different wave types. So, the coherence falls between the one parameter model for which  $\log(\alpha)$  is independent of the inter-station distance (constant  $\log(\alpha)$  value) and the two-parameter model. At this distance range, a general application of noise recordings to study the coherence is not justified and more detailed studies have to be carried out.

In future work, the concept of the 'cross over' distance will be verified using strong motion records obtained at the Volvi test-site. Preliminary analyses indicate that for inter-station distances larger than the 'cross over' distance, the two-parameter model is valid for larger events (PGA of  $30 \text{ cm/s}^2$ ) (no data is available for the short distance range). Precise and more detailed analysis is nevertheless necessary to confirm the extension from weak to moderate and strong ground motion concerning the loss of coherence with distance. Applications of the present models to other arrays and comparisons with results from other sites should also be included in future work.

### Remerciements

The authors would like to acknowledge all individuals that participated in data gathering in the field around Volvi. This work was partially supported by the EC Environment Research Program me (contract: EV.5V-CT.93-0281, ENV4-CT96-0255, Climatology and Natural Hazards). Comments of two anonymous reviewers improved the manuscript.

### Références

- Abrahamson, N. A., J. F. Schneider, and J. C. Stepp., 1991, Empirical spatial coherency functions for application to soil-structure interaction analyses, *Earthquake Spectra* 7, 1-27.
- Abrahamson, N. A., 1992, Generation of spatially incoherent strong motion time histories. In: Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering, Madrid, Spain 19-24 July 1992, 845-850.
- Bard P.-Y., 1995, Seismic input motion for large structures. In: 18<sup>ième</sup> Séminaire Régional Européen de Génie Parasismique, 4-8 Septembre 1995, Ecole Centrale de Lyon, 201-225.
- Der Kiureghian, A., 1996, A Coherency Model for Spatially Varying Ground Motions, *Earthq. Engng. Struct. Dyn.*, 25, 99-111.
- Duval, A. M., 1994, Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale, Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Harichandran, R. S., 1991, Estimating the spatial variation of earthquake ground motion from dense array recordings, *Structural Safety*, 10, 219-233.
- Jongmans, D., K. Pitilakis, D. Demanet, D. Raptakis, C. Horrent, G. Tsokas, K. Lontsetidis and J. Riepl, 1997, EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Graben and Validation of the Basin Response to One Earthquake and One Shot, accepted in *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Kockel, F., and H. Mollat, 1977, Geologische Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete, 1:100000 (Nord Griechenland), *GeoCenter, Stuttgart*.
- Lachet, C., and P.-Y. Bard, 1994, Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, *J. Phys. Earth*, 42, 377-397.

- Loh, C.-H., 1991, Spatial variability of seismic waves and its engineering application, *Structural Safety*, **10**, 95-111.
- Menke, W., A. L. Lerner-Lam, B. Dubendorff, and J. Pacheco, 1990, Polarization and coherence of 5 to 30 Hz seismic wave fields at a hard-rock site and their relevance to velocity heterogeneities in the crust, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **80**, 430-449.
- Menke, W., A. L. Lerner-Lam, and R. Mithal, 1991, Spatial coherence of 5-25 Hz seismic wave-fields at a hard rock site, *Structural Safety*, **10**, 163-179.
- Mercier, J.-L., E. Carey-Gailhardis, N. Mouyaris, K. Simeakis, T. Roundoyannis, and C. Anghelidhis, 1983, Structural analysis of the recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquake (northern Greece), *Tectonics*, **2**, 577-600.
- Nadim, F., E. H. Vanmarcke, O. T. Gudmestad, and S. Hetland, 1991, Influence of spatial variation of earthquake motion on response of gravity base platforms, *Structural Safety*, **10**, 113-128.
- Oliveira, C. S., H. Hao, and J. Penzien, 1991, Ground motion modeling for multiple-input structural analysis, *Structural Safety*, **10**, 79-93.
- Riepl, J., C. S. Oliveira, and P.-Y. Bard, 1996, Analyse expérimentale de la cohérence spatiale, In: 4<sup>ème</sup> Colloque National de l'Association Française du Génie Parasismique, 10-12 Avril 1996, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France, 102-111.
- Riepl, J., P.-Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou, S. Nechtschein, 1997, Detailed Evaluation of Site Response Estimation Methods Across and Along the Sedimentary Valley of Volvi (EURO-SEISTEST), accepted in *Bull. Seis. Soc. Am.*
- Schneider, J. F., J. C. Stepp, N. A. Abrahamson, 1992, The spatial variation of earthquake ground motion and effects of local site conditions, In: Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering, Madrid, Spain 19-24 July 1992, 967-972.
- Somerville, P. G., J. P. McLaren, and M. K. Sen, 1991, The influence of site conditions on the spatial incoherence of ground motions, *Structural Safety*, **10**, 1-13.
- Zerva, A., 1994, On the spatial variation of seismic ground motions and its effects on lifelines, *Engng. Struct.*, **16**, 534-546.
- Zerva, A., and O. Zhang, 1997, Correlation patterns in characteristics of spatially variable seismic ground motions, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* **26**, 19-39.

### 4.3 La cohérence spatiale déduite des mouvements forts

Les résultats acquis dans le paragraphe précédent peuvent avoir des implications importantes pour tout évaluation de l'aléa et du risque sismiques. Il est donc nécessaire de savoir si une extrapolation de ces résultats, obtenus sur des séismes de faible magnitude (inférieure à  $M_L = 3.5$ ), est possible dans le cas de mouvements forts. Cette vérification apparaît encore plus importante si les effets de site deviennent non-linéaire pour les séismes forts, comme montré à quelques sites pendant des grands séismes (Beresnev et Wen, 1996). En raison du manque d'enregistrements disponibles et non saturés dans la zone epicentrale, les études concernant l'extrapolation des résultats des séismes de faible magnitude à ceux d'une magnitude très élevée sont rares, et en conséquence une éventuelle non-linéarité pour des séismes forts est délicate à estimer.

Comme cité dans le chapitre 1, un réseau accélérométrique permanent de 10 stations est installé à l'EURO-SEISTEST depuis l'automne 1994. Plusieurs séismes ont été enregistrés par ce réseau depuis son fonctionnement dont deux, qui ont déclenché l'ensemble des sept stations à la surface libre avec des mouvements suffisamment forts pour que les enregistrements sortent nettement du bruit numérique du système d'acquisition.

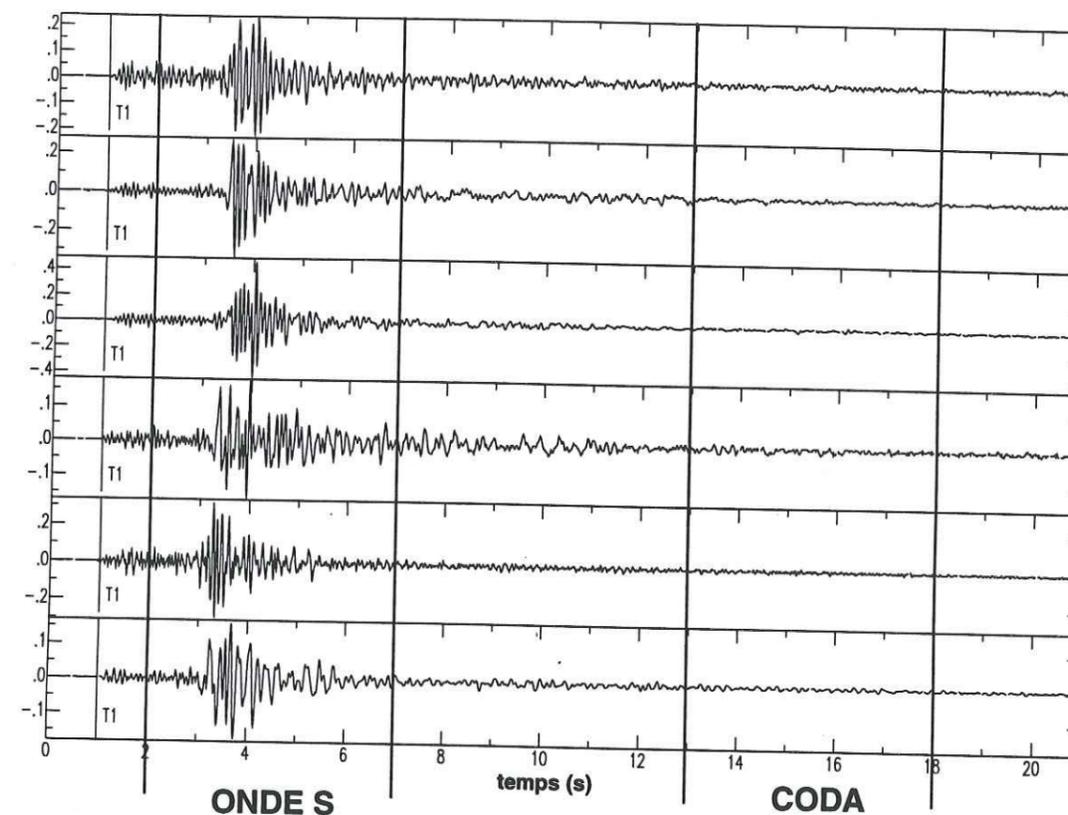


FIG. 4.14 – Enregistrements du séisme du 23 Sep. 1994 sur la composante N-S par le réseau accélérométrique. Les traces sont alignées par rapport à l'arrivée de l'onde P directe; la fenêtre utilisée pour l'étude de l'onde S est superposée.

Recordings of the N-S component from the accelerometric network of the event the 23 Sep. 1994. The traces are aligned according to the P-wave onset due to the lack of the synchronised absolute time. The windows used for the analysis of the coherence are shown in the figure.

Nous avons utilisé ces deux séismes pour tester le comportement de la cohérence spatiale, sachant qu'ils ne peuvent pas encore être considérés comme des séismes forts, et que les résultats seront à interpréter de façon préliminaire. La validité du modèle de la cohérence spatiale établi dans le paragraphe précédent peut être testée seulement pour de grandes distances entre stations, le réseau ne couvrant que des distances entre stations supérieures à 100 m. La vérification de la distance "critique" n'est donc pas possible avec ces données.

Les caractéristiques des deux séismes utilisés sont données dans le tableau 4.3. La

Date	Heure (heure:min sec)	Latitude (Deg)	Longitude (Deg.)	profondeur (km)	Magnitude ( $M_L$ )
23 Sep. 1994	11:37 30.86	40.606N	23.433E	7.5	4.6
04 Avril 1995	17:10 10.31	40.545N	23.625E	8.6	4.6

TAB. 4.3 – Caractéristiques des séismes enregistrés par le réseau accélérométrique permanent selon le catalogue de l'Observatoire de Thessalonique.

Characteristics for the events recorded by the accelerometric network obtained from the Observatory of Thessaloniki.

localisation des stations du réseau accélérométrique permanent n'a pas été effectuée par mesure géodésique, mais les stations sont installées à des sites déjà occupés pendant l'expérience temporaire de l'été 1994 (sites des stations connectées aux capteurs CMG40). Nous avons utilisé les localisations des sites correspondants (annexe D) pour l'étude de la cohérence spatiale. Les horloges internes des stations n'étaient pas correctement synchronisées entre elles, rendant l'étude en temps absolu impossible. Nous avons donc aligné les enregistrements par rapport à l'arrivée de l'onde P directe, et calculé la cohérence pour des fenêtres des signaux choisies par rapport à cet alignement pour tous les signaux. D'abord nous avons choisi une fenêtre d'une durée de 5 s commençant peu avant l'arrivée de l'onde S, puis une seconde de la même durée choisie dans la Coda. Un exemple des données avec le choix des fenêtres utilisées pour cette étude est montré sur la figure 4.14.

Le traitement des données a été accompli de la même manière que pour les études précédentes. La cohérence est calculée d'après la formule 4.1. Un exemple de la cohérence calculée pour la gamme de distances disponibles est présenté sur la figure 4.15. Le comportement général est similaire à celui observé sur la figure 4.3. La cohérence est du même ordre de grandeur que pour les études des mouvements plus faibles, c'est-à-dire inférieure à 0.6. Les valeurs  $\log_{10}(\alpha)$  sont déduites de la cohérence d'après la formule 4.4 en tenant uniquement compte des fréquences entre 0.5 et 10.0 Hz. Les moyennes des valeurs  $\log_{10}(\alpha)$ , calculées par paire des stations pour chaque séisme sur une fenêtre de l'onde S ou de la Coda et sur les trois composantes (N-S, E-W et verticale), sont représentées sur la figure 4.16. Nous avons également représenté pour l'onde S directe les résultats des séismes de plus faible magnitude (Fig. 4.13).

La comparaison de ces résultats montre que la cohérence reste généralement très homogène, même pour des niveaux de sollicitations différents. Les valeurs de  $\log_{10}(\alpha)$ , obtenues pour des distances entre stations supérieures à 100 m, sont toujours dépendantes de façon linéaire de la distance entre stations  $\Delta x$  avec des faibles variations par rapport aux résultats montrés auparavant (Fig. 4.13). Pour les mêmes paramètres de calcul (durée des signaux de 5 s, contribution de l'onde S directe) on remarque un très bon accord entre les valeurs de  $\log_{10}(\alpha)$  pour les séismes d'une magnitude différente.

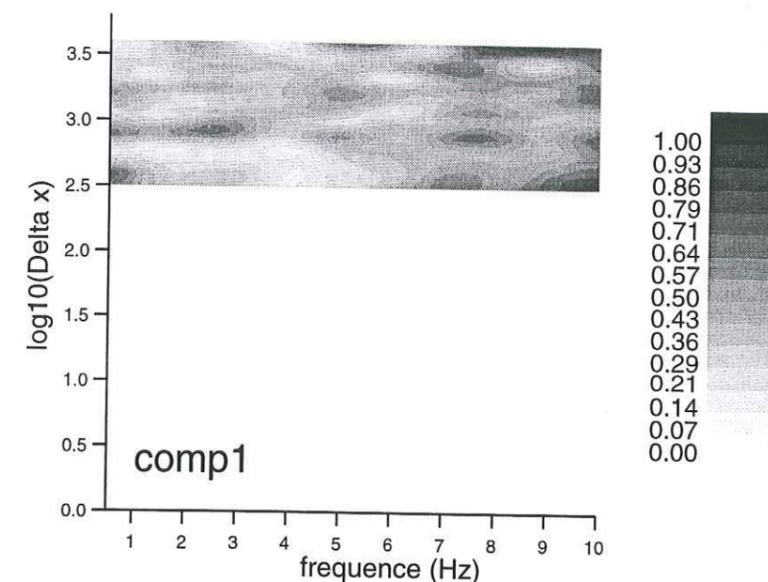


FIG. 4.15 – Interpolation de la cohérence calculée sur la fenêtre de l'onde S directe pour la gamme de distance couverte par ce réseau.

Interpolation of the coherence calculated over the S-wave window for the available distance range using data from the accelerometric network.

La régression linéaire des valeurs de  $\log_{10}(\alpha)$  calculée pour les ondes S et la Coda de chaque séisme donne néanmoins des valeurs de b et c décalées par rapports aux mouvements faibles (Tab. 4.4). L'augmentation de la valeur c signifie que la cohérence est ici globalement plus faible que pour les séismes de faible magnitude; la diminution de la valeur b exprime que la perte de la cohérence est moins forte lorsque la distance entre stations augmente.

Date	Contribution du signal	b	c
94 Sep. 23	Onde S directe	$-1.07 \pm 0.22$	$-1.01 \pm 0.07$
94 Sep. 23	Coda	$-1.03 \pm 0.13$	$-0.97 \pm 0.04$
95 Avril 04	Onde S directe	$-0.94 \pm 0.14$	$-1.01 \pm 0.04$
95 Avril 04	Coda	$-0.94 \pm 0.10$	$-0.99 \pm 0.03$

TAB. 4.4 – Valeur de b et c déduite des enregistrements indiqués dans le tableau 4.3 par le réseau accélérométrique.

b- and c-values obtained from the strong motion recordings indicated in table 4.3, recorded by the permanent accelerometric network.

Ces séismes à peine plus fortes montrent donc une cohérence un peu plus faible, mais en même temps plus stable à travers les distances entre 610 m et 3712 m. Vu que malgré les changements de la régression linéaire les valeurs  $\log_{10}(\alpha)$  superposent de façon

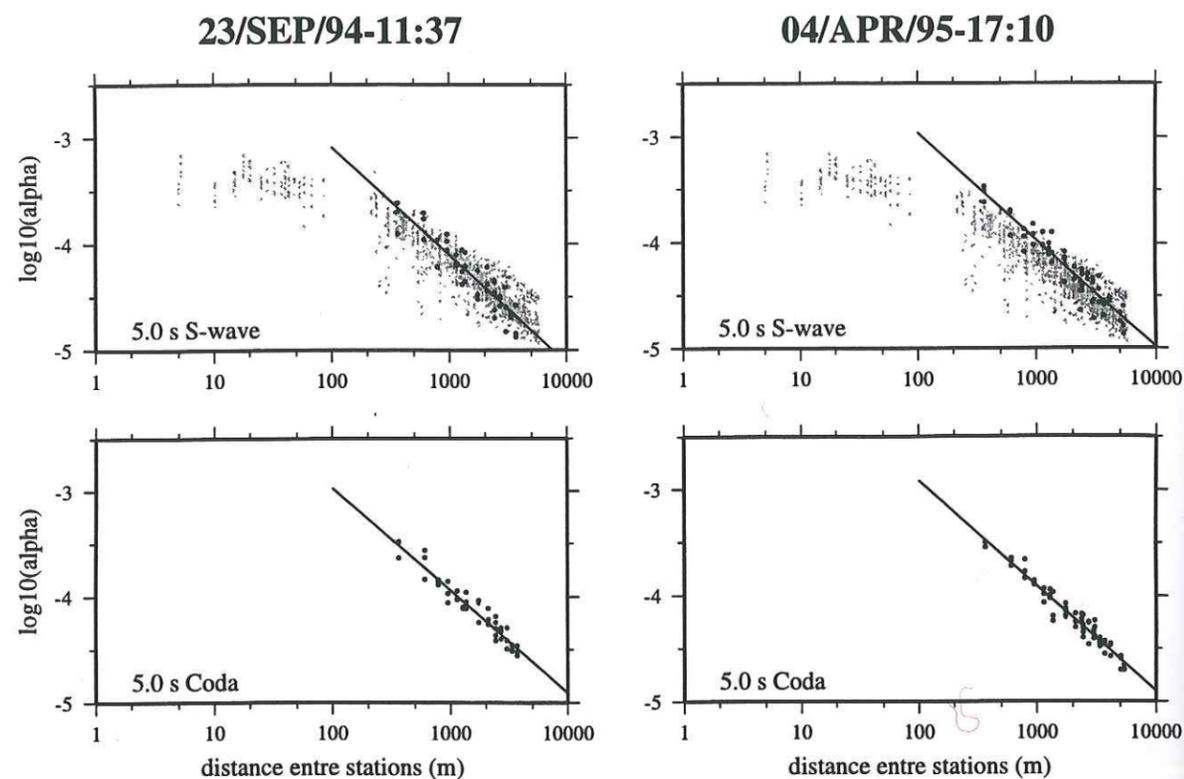


FIG. 4.16 – Valeurs de  $\log_{10}(\alpha)$  calculées pour les deux séismes et deux fenêtrages différents. Pour les fenêtrages des ondes S les résultats des données des mouvements faibles sont superposés.

$\log_{10}(\alpha)$  values calculated for the two earthquakes (Tab 4.3) and the two different time windows (S-wave and Coda). For the S-wave window, the results from the weak-motion data are superimposed.

assez satisfaisante et à cause du fenêtrage différent dans les traitements des données ici et précédemment (ici temps relatif aligné par rapport à l'arrivée de l'onde P directe; précédemment: temps absolu), ce changement des valeurs b et c du modèle de la cohérence ne peut pas être considéré suffisamment significatif pour une interprétation différente du phénomène physique.

Dans le futur, il apparaît primordial de vérifier la présence d'une distance "critique" à d'autres sites et sur d'autres séismes, notamment pour des séismes d'une magnitude plus élevée. En raison de la faible gamme de distances entre stations et des magnitudes des séismes toujours relativement faibles, les résultats présentés ici nécessitent encore d'être validés pour d'autres cas. Ces résultats permettent uniquement de valider notre modèle qualitativement pour des distances entre stations supérieures à 100 m.

## Deuxième Partie

## Modélisation 3D

## Chapitre 5

# Modélisation 3D par la méthode Aki-Larner

### 5.1 Introduction

Des méthodes numériques permettant le calcul de la réponse d'un milieu bi- ou tridimensionnel suite à un mouvement incident ont été proposées durant ces dernières années grâce aux nouvelles possibilités informatiques. Elles ont permis des études sur des modèles bidimensionnels: développement de nouvelles méthodes numériques (Kohketsu, 1987; Rial, 1989; Paolucci et al., 1992; Sánchez-Sesma et Luzón, 1995; Bouchon et al., 1996), études paramétriques (Bard et Bouchon, 1980a et 1980b), ou modélisations comparatives suite à des observations réelles (Wong et Jennings, 1975; Pedersen et al., 1994b; Bouchon et Barker, 1996). L'extension des méthodes bidimensionnelles aux cas tridimensionnels est limitée par les moyens numériques actuels. Cependant les modélisations dans un milieu 2.5D (modélisation d'une structure 2D pour des mouvements d'incidence avec azimuth variable) (Pedersen et al., 1994a; Zhang et Papageorgiou, 1996) ont permis des études de cas très réalistes, et ont montré des effets "tridimensionnels" souvent importants, avec parfois des variations non systématiques selon la direction du mouvement incident.

Finalement quelques modélisations 3D ont été effectuées, les premières études se sont focalisées sur l'étude des effets d'une topographie sur un demi-espace (Clouteau, 1990; Sánchez-Sesma et Luzón, 1995; Bouchon et al., 1996), car ce sont les cas les moins exigeant en mémoire vive des ordinateurs. Ces calculs ont mis en évidence l'importance de la géométrie tridimensionnelle, avec des amplifications significatives du mouvement du sol au sommet d'une colline et des "déamplifications" à la base. Ils ont aussi établi l'importance des irrégularités comme diffracteurs. Quelques calculs sur des géométries plus complexes ont été effectués, mais les modélisations avec une couche sur un demi-espace avec une surface plane (Horike et al., 1990; Ohori et al., 1992) restent limitées aux basses fréquences. Les modélisations par différences finies (FD) d'une géométrie plus complexe sont possibles, mais uniquement avec des super-ordinateurs parallèles en restant limitées

à très basse fréquence (Olsen et al., 1995; Olsen et Archuleta, 1996; Bao et al., 1997). Elles restent en conséquence des cas exemplaires. Ces modélisations montrent que dans des bassins sédimentaires profonds, le bassin de Los Angeles ou le bassin de San Fernando par exemple, les amplifications peuvent atteindre des valeurs supérieures à 5 aux basses fréquences ( $\leq 1\text{Hz}$ ). Les amplifications maximales sont localisées dans les parties les plus profondes du bassin ou dans les régions où la pente de l'interface entre le bassin et le substratum est la plus forte. Néanmoins, l'atténuation, importante dans des sols mous, n'est pas prise en compte dans ces calculs FD. La comparaison avec des modélisations unidimensionnelles montre des différences significatives, et souligne l'importance de modélisations plus complexes pour inclure le mieux possible les effets réalistes.

Des observations ont à plusieurs reprises souligné l'importance des effets 3D lors des séismes. Malgré cela, les études paramétriques pour évaluer en détail les mécanismes d'amplifications restent toujours rares, compte tenu de la longueur de temps de calcul pour un cas exemplaire. Pour cette raison, nous avons d'abord développé un code numérique de calcul des mouvements dans un milieu tridimensionnel, en cherchant à coupler robustesse et simplicité dans l'objectif de temps de calcul. Nous avons ensuite effectué une étude paramétrique pour mieux comprendre les phénomènes d'amplification. Enfin, sur un exemple de structure plus réaliste, l'influence d'une géométrie plus complexe est étudiée. Nous avons choisi la méthode d'Aki-Larner, qui considère une couche sur un demi-espace. L'interface entre les deux milieux et la surface libre peuvent être choisies irrégulières. Cette méthode assez robuste, ne permet pas d'effectuer des calculs à hautes fréquences, mais les limitations de la méthode elle-même sont bien connues. Elle nous paraît donc bien adaptée pour notre étude.

## 5.2 Théorie de la méthode Aki-Larner

### 5.2.1 Généralités

La méthode Aki-Larner (Aki et Larner, 1970) est développée afin de calculer la réponse impulsionnelle d'un milieu tridimensionnel soumis à une onde incidente plane. Nous considérons ici uniquement le cas d'une onde plane incidente, car un champ d'onde quelconque peut être décrit comme une superposition de différentes ondes planes.

Dans un espace à trois dimensions, il est nécessaire de considérer le champ d'onde complet, car chaque type d'onde peut contribuer à une conversion dans un type d'onde différent lors d'une transmission ou une réflexion sur une irrégularité (interface ou surface libre). La séparation des ondes P-SV des ondes SH, comme dans les modélisations bidimensionnelles, n'est plus possible. Il est donc nécessaire de décrire le champ d'onde par des potentiels, dont peuvent être déduits les déplacements et les contraintes en chaque point du milieu.

Le déplacement en chaque point peut être calculé à partir des potentiels par:

$$\vec{u} = \text{grad}\Phi + \nabla \times \vec{\Psi} \quad (5.1)$$

Connaissant le vecteur normal  $\vec{n}$  à l'interface au point  $z(x,y)$ , il est possible d'obtenir les contraintes  $\vec{\tau}$  en ce point:

$$\vec{\tau} = (p_{ij})\vec{n} \quad (5.2)$$

$p_{ij}$  est à déterminer de façon suivante:

$p_{ij} = \delta_{ij}\lambda(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z}) + \mu(\frac{\partial u_i}{\partial j} + \frac{\partial u_j}{\partial i})$  avec  $i, j \in \{x, y, z\}$ . où  $\lambda$  et  $\mu$  sont les paramètres de Lamé.

Comme potentiels, nous avons choisi des formulations peu courantes, mais qui offrent l'avantage d'être valide pour le cas d'une onde SH incidente verticale, ce qui n'est pas toujours le cas avec d'autres formulations. Le potentiel vectoriel de l'onde S (qui tient compte des deux types d'ondes de cisaillement SV et SH) est le suivant:

$$\vec{\Psi} = (\Psi_a, \Psi_b, 0) \quad (5.3)$$

avec

$$\Psi_a = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (c(k_x, k_y)e^{igsz} + d(k_x, k_y)e^{-igsz})e^{ik_x x + ik_y y} e^{-i\omega t} dk_x dk_y \quad (5.4)$$

$$\Psi_b = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (e(k_x, k_y)e^{igsz} + f(k_x, k_y)e^{-igsz})e^{ik_x x + ik_y y} e^{-i\omega t} dk_x dk_y \quad (5.5)$$

Le potentiel scalaire de l'onde P,  $\Phi$  est de la forme suivante:

$$\Phi = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (a(k_x, k_y)e^{ig_P z} + b(k_x, k_y)e^{-ig_P z})e^{ik_x x + ik_y y} e^{-i\omega t} dk_x dk_y \quad (5.6)$$

Dans ces potentiels  $a, b, c, d, e, f$  sont les amplitudes de chaque partie du champ d'onde pour une paire de nombres d'onde horizontaux  $k_x$  et  $k_y$  donnée.  $g_P$  et  $g_S$  sont les nombres d'onde verticaux des ondes P et S. Les nombres d'onde sont variables selon le milieu.

Le calcul détaillé des déplacements et contraintes dans chaque direction de l'espace est donné dans l'annexe E.

Le terme de propagation temporelle  $e^{-i\omega t}$  n'est pas considéré dans la suite car il apparaît dans tous les termes et peut donc être simplifié.

### 5.2.2 Méthode Aki-Larner en 3D

Nous ne considérons ici qu'une structure bicouche, mais le principe de la méthode est applicable à un cas à  $n$  interfaces irrégulières. Dans la méthode Aki-Larner, seule

une couche superficielle sur un demi-espace est considérée. Les deux milieux (une couche superficielle correspondant au milieu 1 et le demi-espace correspondant au milieu 2) sont homogènes, isotropes et caractérisés par des paramètres physiques différents (vitesse  $v_P$  et  $v_S$  et densité  $\rho$ ). Les deux milieux sont séparés par une interface irrégulière  $z_2(x, y)$  et la limite supérieure de la couche est la surface libre  $z_1(x, y)$ , également irrégulière dans les trois dimensions.

La première hypothèse d'Aki et Larner est basée sur le théorème de représentation de Rayleigh: une diffraction peut être décrite comme une superposition d'ondes planes avec des nombres d'onde différents qui se propagent en s'éloignant du diffracteur. Aki et Larner proposent d'écrire la partie diffractée du champ d'onde comme une superposition d'ondes planes avec des nombres d'onde horizontaux variables. Le nombre d'onde vertical est déduit des nombres d'onde horizontaux pour chaque onde de façon à garder le nombre d'onde total du milieu constant. Le champ d'onde peut donc être calculé par une intégration sur tous les nombres d'onde horizontaux possibles (Fig. 5.1, Eqs. 5.4, 5.5 et 5.6). Les amplitudes de chaque onde diffractées sont a priori inconnues et sont à déterminer par la méthode Aki-Larner pour finalement pouvoir reconstituer le champ d'onde complet en n'importe quel point du modèle.

Dans un demi-espace, le champ d'onde est composé de l'onde incidente  $\vec{u}_0$  qui se propage vers le haut, et des ondes diffractées qui se propagent uniquement vers le bas. Dans leur approche, Aki et Larner ne permettent pas que des ondes diffractent vers le haut dans le demi-espace. L'onde incidente est:

$$\vec{u}_0 = (u_{x0}, u_{y0}, u_{z0}) \cdot e^{ik_{0x}x + ik_{0y}y - ig_0z}$$

où  $u_{j0}$  est l'amplitude selon la direction  $j$  ( $j \in \{x, y, z\}$ ) et  $k_{0x}$ ,  $k_{0y}$  et  $g_0$  sont les nombres d'onde horizontaux et vertical. Les composantes du déplacement  $\vec{u}_2 = (u_{x2}, u_{y2}, u_{z2})$  dans le demi-espace (milieu 2) au point  $z(x, y)$  sont les suivantes:

$$\begin{aligned} u_{j2}(x, y) = & u_{j0}(x, y) + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [A_{j2}(x, y, k_x, k_y) \cdot a_2(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{P2}z} + \\ & C_{j2}(x, y, k_x, k_y) \cdot c_2(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{S2}z} + \\ & D_{j2}(x, y, k_x, k_y) \cdot d_2(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{S2}z}] e^{ik_x x + ik_y y} dk_x dk_y \end{aligned} \quad (5.7)$$

avec  $j \in \{x, y, z\}$ . Les variables  $A, C, D$  proviennent des dérivées des potentiels dans le calcul des déplacements et contraintes du milieu. Connaissant la géométrie des interfaces, elles peuvent être calculées a priori (annexe E). Les amplitudes des ondes diffractées  $a_2, c_2, d_2$  sont les inconnues du système. L'indice 2 signifie l'indice du demi-espace.

Dans la couche superficielle les ondes transmises, diffractées ou réfléchies, se propagent aussi bien vers le haut que vers le bas (Fig. 5.1). Les composantes du déplacement ou de la contrainte au point  $z(x, y)$  dans la couche superficielle sont:

$$u_{j1}(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [A_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot a_1(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{P1}z} +$$

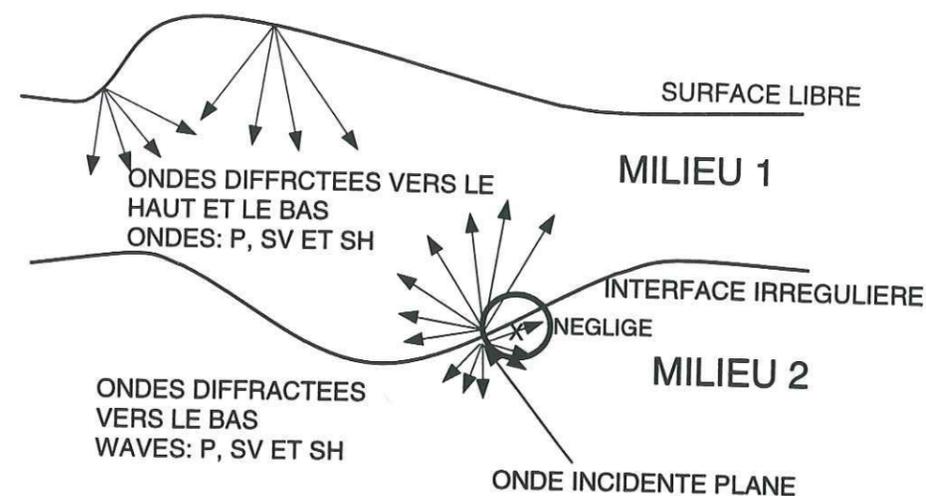


FIG. 5.1 – Schéma des ondes diffractées considérées dans le calcul selon la méthode d'Aki-Larner.

Scheme of the diffracted waves considered in the calculation using Aki-Larner's method.

$$\begin{aligned} & B_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot b_1(k_x, k_y) \cdot e^{-ig_{P1}z} + \\ & C_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot c_1(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{S1}z} + \\ & D_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot d_1(k_x, k_y) \cdot e^{ig_{S1}z} + \\ & E_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot e_1(k_x, k_y) \cdot e^{-ig_{S1}z} + \\ & F_{j1}(x, y, k_x, k_y) \cdot f_1(k_x, k_y) \cdot e^{-ig_{S1}z}] e^{ik_x x + ik_y y} dk_x dk_y \end{aligned} \quad (5.8)$$

Les variables  $A, B, C, D, E, F$  sont données dans l'annexe E. Aux amplitudes inconnues dans le demi-espace s'ajoutent les amplitudes des ondes diffractées  $a_1, b_1, c_1, d_1, e_1, f_1$ . Par souci de clarté, les dépendances de  $A, B, C, D, E, F$  ainsi que de  $a, b, c, d, e$  et  $f$  seront uniquement mentionnées dans la suite en cas de modification par rapport aux deux équations précédentes (eq. 5.8 et 5.7).

Pour déterminer les amplitudes inconnues des ondes diffractées, il faut appliquer les conditions aux limites qui contrôlent la propagation des ondes au travers des interfaces, ainsi que les réflexions et les diffractions. Les trois conditions aux limites à considérer sont les suivantes:

- la continuité des déplacements au travers de l'interface
- la continuité des contraintes au travers de l'interface
- l'annulation des contraintes à la surface.

Les conditions aux limites concernant l'interface à la profondeur  $z_2(x, y)$  (par la suite noté  $z_2$ ) et les déplacements et contraintes dans la direction  $j$  ( $j \in \{x, y, z\}$ ) mènent à

l'équation suivante:

$$u_{j0} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [ A_{j1} \cdot a_1 \cdot e^{ig_{P1}z_2} + B_{j1} \cdot b_1 \cdot e^{-ig_{P1}z_2} - A_{j2} \cdot a_2 \cdot e^{ig_{P2}z_2} + C_{j1} \cdot c_1 \cdot e^{ig_{S1}z_2} + D_{j1} \cdot d_1 \cdot e^{ig_{S1}z_2} - C_{j2} \cdot c_2 \cdot e^{ig_{S2}z_2} - D_{j2} \cdot d_2 \cdot e^{ig_{S2}z_2} + E_{j1} \cdot e_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_2} + F_{j1} \cdot f_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_2} ] e^{ik_x x + ik_y y} dk_x dk_y \quad (5.9)$$

En choisissant les valeurs  $A, B, C, D, E, F$  correspondant aux déplacements ou aux contraintes, on obtient 6 équations pour chaque point  $(x, y)$  du milieu.

La troisième condition aux limites qui s'applique à la surface libre  $z_1(x, y)$  (noté  $z_1$  par la suite) mène à l'équation suivante:

$$0 = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} [ A_{j1} \cdot a_1 \cdot e^{ig_{P1}z_1} + B_{j1} \cdot b_1 \cdot e^{-ig_{P1}z_1} + C_{j1} \cdot c_1 \cdot e^{ig_{S1}z_1} + D_{j1} \cdot d_1 \cdot e^{ig_{S1}z_1} + E_{j1} \cdot e_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_1} + F_{j1} \cdot f_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_1} ] e^{ik_x x + ik_y y} dk_x dk_y \quad (5.10)$$

Elle s'applique uniquement aux contraintes à la surface  $z_1(x, y)$ , et on obtient donc 3 équations pour chaque point  $(x, y)$  à la surface  $z_1(x, y)$ . Au total, on obtient neuf équations en chaque point avec comme inconnues les amplitudes  $a_1, b_1, c_1, d_1, e_1, f_1, a_2, c_2, d_2$  pour chaque paire de nombre d'onde  $k_x$  et  $k_y$ .

En introduisant une périodicité de l'irrégularité jusqu'à l'infini dans les deux directions horizontales de  $L_x$  le long de l'axe  $x$  et de  $L_y$  le long de l'axe  $y$  (Fig. 5.2), les deux relations suivantes doivent être validées pour les 9 équations précédentes (eq. 5.9 et 5.10) en chaque point  $(x, y)$ :

$$\begin{aligned} e^{ik_x x + ik_y y} &= e^{ik_x(x+L_x) + ik_y y} \\ e^{ik_x x + ik_y y} &= e^{ik_x x + ik_y(L_y + y)} \end{aligned} \quad (5.11)$$

Cette périodicité limite les nombres d'onde horizontaux en des nombres d'onde discrets. Dans les équations 5.11 seul les nombres d'onde horizontaux suivants sont admis:

$$\begin{aligned} k_{n_x} &= k_{0x} + 2\pi n_x / L_x \\ k_{n_y} &= k_{0y} + 2\pi n_y / L_y \end{aligned} \quad (5.12)$$

avec  $n_x$  et  $n_y$  nombres entiers variant de  $-\infty$  à  $\infty$ .

Cette périodicité transforme également les intégrales sur  $k_x$  et  $k_y$  dans les équations 5.9 et 5.10 en double sommes infinies sur  $n_x$  et  $n_y$  (avec  $k_{n_x}$  et  $k_{n_y}$ ):

$$u_{j0} = \sum_{n_y=-\infty}^{\infty} \sum_{n_x=-\infty}^{\infty} ( A_{j1} \cdot a_1 \cdot e^{ig_{P1}z_2} + B_{j1} \cdot b_1 \cdot e^{-ig_{P1}z_2} - A_{j2} \cdot a_2 \cdot e^{ig_{P2}z_2} +$$

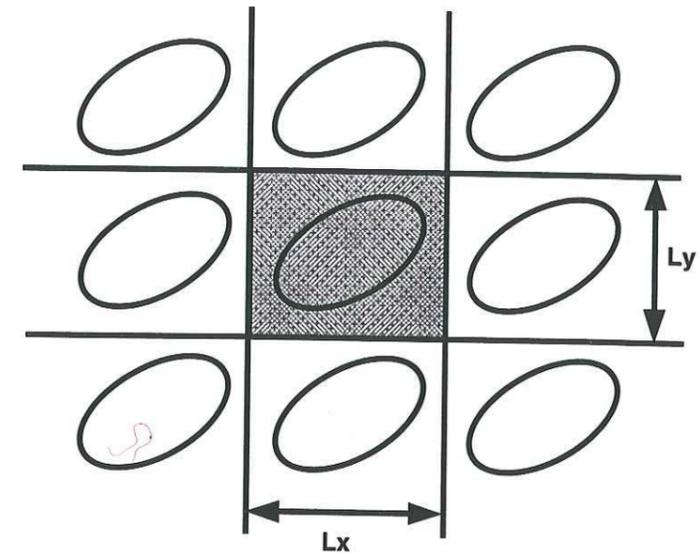


FIG. 5.2 - Schéma explicatif de l'introduction de la périodicité. L'irrégularité se répète jusqu'à l'infini, mais le calcul est effectué uniquement pour la partie grise.

Scheme of the periodicity of the irregularity repeated up to infinity in both horizontal directions, introduced in Aki-Larner's method. The calculation is carried out only over the grey shaded part.

$$\begin{aligned} &C_{j1} \cdot c_1 \cdot e^{ig_{S1}z_2} + D_{j1} \cdot d_1 \cdot e^{ig_{S1}z_2} - \\ &C_{j2} \cdot c_2 \cdot e^{ig_{S2}z_2} - D_{j2} \cdot d_2 \cdot e^{ig_{S2}z_2} + \\ &E_{j1} \cdot e_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_2} + F_{j1} \cdot f_1 \cdot e^{-ig_{S1}z_2} ) \\ &e^{i(k_{x0} + \frac{2\pi n_x}{L_x})} e^{i(k_{y0} + \frac{2\pi n_y}{L_y})} \Delta k_{n_x} \Delta k_{n_y} \end{aligned} \quad (5.13)$$

avec  $\Delta k_{n_x} = 2\pi / L_x$  et  $\Delta k_{n_y} = 2\pi / L_y$ .

Une périodicité équivalente s'applique aussi à l'équation 5.10. Ces équations sont ensuite multipliées par  $\frac{1}{L_x \cdot L_y} e^{-\frac{i2\pi n_x x}{L_x}} e^{-\frac{i2\pi n_y y}{L_y}}$  et intégrées selon les deux directions de l'espace de 0 à  $L_x$  et de 0 à  $L_y$ . Ceci aboutit à une transformation de Fourier spatiale par laquelle on passe de l'espace  $x-y$  à l'espace des nombres d'onde discrets  $k_x - k_y$  (les variables seront appelé  $\kappa_x$  et  $\kappa_y$ ):

$$\begin{aligned} u_{j0}(\kappa_x, \kappa_y) &= \sum_{n_y} \sum_{n_x} ( A'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot a_1(n_x, n_y) + \\ &B'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot b_1(n_x, n_y) - \\ &A'_{j2}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot a_2(n_x, n_y) + \\ &C'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot c_1(n_x, n_y) + \\ &D'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot d_1(n_x, n_y) - \\ &C'_{j2}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot c_2(n_x, n_y) - \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& D'_{j2}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot d_2(n_x, n_y) + \\
& E'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot e_1(n_x, n_y) + \\
& F'_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot f_1(n_x, n_y)) \Delta k_{n_x} \Delta k_{n_y} \\
0 = \sum_{n_y} \sum_{n_x} & ( A''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot a_1(n_x, n_y) + \\
& B''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot b_1(n_x, n_y) - \\
& C''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot c_1(n_x, n_y) + \\
& D''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot d_1(n_x, n_y) - \\
& E''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot e_1(n_x, n_y) + \\
& F''_{j1}(n_x, n_y, \kappa_x, \kappa_y) \cdot f_1(n_x, n_y)) \Delta k_{n_x} \Delta k_{n_y} \quad (5.14)
\end{aligned}$$

On rappelle que les paramètres  $A'$ ,  $B'$ ,  $C'$ ,  $D'$ ,  $E'$ ,  $F'$  sont les facteurs obtenus par le calcul des déplacements et des contraintes dans les directions  $x$ ,  $y$  ou  $z$  à l'interface  $z_2$ , multipliées par la partie exponentielle correspondante (voir cf. équation 5.9 et 5.10). Les paramètres  $A''$ ,  $B''$ ,  $C''$ ,  $D''$ ,  $E''$ ,  $F''$  sont des termes similaires, mais à la surface  $z_1$  et ceci uniquement pour les contraintes dans les trois directions  $x$ ,  $y$  et  $z$ .

Pour limiter le nombre des inconnues ( $9 \cdot (2 \cdot \infty + 1)(2 \cdot \infty + 1)$ ) en un nombre qu'il sera possible de traiter numériquement, une troncature des nombres d'ondes horizontaux considérés est introduite. Ceci peut être appliqué sans perte d'information, car le nombre d'onde maximal des ondes diffractées avec une amplitude négligable est directement lié aux ondes à vitesse de phase minimale, correspondant aux ondes de Rayleigh dans le milieu le plus lent. Une bonne estimation de cette vitesse est donnée par la vitesse des ondes de Rayleigh dans un milieu d'un demi-espace avec les paramètres physiques correspondants, qui est définie par  $v_{min} = c(\nu) \cdot v_S$ , avec  $v_S$ : vitesse de l'onde S,  $c(\nu)$  constante dépendant du coefficient de Poisson (une caractéristique du milieu). Le nombre d'onde maximal  $k_{max}$  à considérer est donc:

$$k_{max} \geq \frac{\omega}{v_{min}} = \frac{2\pi f}{v_{min}} \quad (5.15)$$

D'après l'équation 5.12 les valeurs maximales des nombres d'onde ( $n_{xmax}$  et  $n_{ymax}$ ) à considérées sont:

$$n_{max} \geq \frac{f \cdot L}{v_{min}} \quad (5.16)$$

On arrive ainsi à limiter le nombre d'équations (ainsi que des inconnues) à  $9 \cdot (2n_{xmax} + 1)(2n_{ymax} + 1)$ .

Les équations 5.14 peuvent ainsi être décrites par le système linéaire suivant:

$$\vec{A} \cdot \vec{x} = \vec{b} \quad (5.17)$$

où  $\vec{x}$  est le vecteur de toutes les amplitudes inconnues,  $\vec{b}$  est la partie gauche des équations 5.14 (le champ incident), et  $\vec{A}$  représente les facteurs  $A'$ ,  $B'$ ,  $C'$ ,  $D'$ ,  $E'$ ,  $F'$  (ainsi que les doubles primes) dont le calcul a été détaillé précédemment. Avec cette formulation, les amplitudes inconnues peuvent être résolues par une inversion (ou toute autre méthodes d'inversion du système linéaire) de la matrice  $\vec{A}$ .

Enfin, connaissant les amplitudes de chaque contribution au champ d'onde complet, celui-ci peut être reconstitué en n'importe quel point à l'aide des équations 5.8 ou 5.7.

### 5.2.3 Points faibles de la méthode

Les limitations de la méthode ont été très rigoureusement expliquées à plusieurs reprises (Larner, 1970; Bard et Bouchon, 1980a; Bard, 1983; Horike et al., 1990), et comme le but de notre étude n'est pas le développement d'une nouvelle méthode numérique, mais plutôt l'application d'une méthode existante aux modèles tridimensionnels, nous nous limitons à une courte explication théorique.

La formulation incomplète du champ d'onde dans un demi-espace entraîne des erreurs car les ondes diffractées vers le haut ne sont pas prises en compte. Cette erreur, appelée "Rayleigh-Ansatz-Error" est la principale limitation de la méthode qui exige donc des modèles avec de pentes relativement faibles. Géli (1985) conseille l'utilisation de pentes inférieures à  $40^\circ$ . De même, les angles d'incidence de l'onde plane doivent être choisis peu obliques, et des angles d'incidence inférieurs à  $30^\circ$  semblent acceptables avec des erreurs faibles (Géli, 1985). La fréquence maximale est elle aussi affectée par cette formulation incomplète du champ d'onde, car la longueur maximale du champ d'onde incident doit toujours être supérieure ou du même ordre de grandeur que l'extension verticale de l'irrégularité.

Ces limitations semblent au premier abord très restrictives, mais la pratique a montré que dans de nombreux cas les limites effectives sont au-delà des limites mentionnées précédemment. En tout cas, les erreurs résultantes (de quelques %) restent très faibles comparativement aux incertitudes sur la géométrie et les propriétés mécaniques réelles et pour une étude phénoménologique l'approche reste très intéressante. En particulier pour un contraste d'impédance très fort et un bassin sédimentaire "fermé", pour lequel l'énergie reste principalement concentrée dans la couche superficielle, la formulation incomplète du champ d'onde dans le demi-espace n'a pas de conséquences importantes pour la précision, même pour des pentes plus fortes ou des incidences plus obliques que  $30^\circ$ . Sánchez-Sesma et al. (1989) montrent que l'hypothèse de Rayleigh tient correctement compte des ondes qui se propagent vers le haut dans le demi-espace, car cette formulation inclue les ondes inhomogènes. Néanmoins, dans la pratique ceci exigerait dans le calcul un très grand nombre d'onde diffractées ( $k_{max} \gg 2\pi f/v_{min}$ ), ce qui n'est pas réalisable même avec les

moyens informatiques les plus performants.

Le deuxième inconvénient de la méthode provient de la périodicité de l'irrégularité dans les deux directions horizontales  $x$  et  $y$ . Elle peut provoquer des phases parasites dans le calcul car les irrégularités voisines peuvent apporter des contributions dues à des ondes réfléchies et diffractées au champ d'onde analysé. En utilisant des bords horizontaux étendus, on peut espacer les irrégularités voisines et les phases parasites arriveront plus tard. Elles seront donc plus faciles à détecter dans les sismogrammes synthétiques. Si on analyse la réponse de la structure dans le domaine fréquentiel, l'utilisation d'une fréquence complexe permet de diminuer l'effet des arrivées tardives et parasites, comme on le verra plus loin.

Finalement la dernière limitation est due à la troncature des nombres d'onde considérés dans le calcul. La vitesse minimale du modèle n'étant pas exactement connue (c'est en théorie la vitesse des ondes de Rayleigh), il est possible que quelques ondes diffractées avec des amplitudes non nulles ne soient pas incluses dans le calcul, si la troncature est faite trop tôt. Néanmoins, en choisissant un nombre maximal de nombres d'onde calculés très grand, cette dernière limitation ne provoque pas d'erreur, mais implique uniquement de restreindre le calcul aux basses fréquences.

#### 5.2.4 L'intérêt de la fréquence complexe

Comme déjà mentionné, la périodicité de l'irrégularité introduite dans la méthode d'Aki-Larner peut provoquer des arrivées parasites suite aux réflexions et diffractions sur les irrégularités voisines. Avec quelques précautions on arrive à détecter ces phases artificielles dans les sismogrammes synthétiques, en analysant les résultats dans le domaine temporel. Néanmoins, pour toute analyse dans le domaine fréquentiel, d'autres précautions sont nécessaires afin d'éviter toute interprétation erronée.

Aki et Larner (1970) ont développé une méthode brièvement expliquée ici, pour minimiser la contribution de ces phases parasites dans le domaine fréquentiel (une explication exhaustive est donnée par Bard, 1983).

L'utilisation d'une fréquence complexe peut diminuer l'effet de ces phases parasites. La fréquence complexe  $\omega = \omega_R + i\omega_I$  ( $\omega_R$ : partie réelle de la fréquence;  $\omega_I$ : partie imaginaire) permet de séparer dans le terme propagatif  $e^{i\omega t}$  deux termes:  $e^{i\omega t} = e^{i\omega_R t} \cdot e^{-\omega_I t}$ . Le premier correspond au terme habituel de la propagation, et le deuxième, choisi négatif, correspond à une atténuation artificielle de l'amplitude des phases provoquées par des sources aux moment  $\tau = 1/\omega_I$ .

Par ailleurs, Aki et Larner (1970) ainsi que Bard (1983), montrent que cette atténuation des phases parasites stabilise en plus le calcul numérique. En utilisant une fréquence complexe, le spectre de cette fréquence ne correspond plus à une valeur discrète, mais,

pour chaque fréquence, à un pic élargi. En superposant ces spectres pour plusieurs fréquences on constate que des singularités pour des fréquences particulières sont presque impossibles. Par conséquent, la possibilité de l'inversion de la matrice est assurée. En revanche cette méthode provoque une légère perte de résolution fréquentielle.

#### 5.2.5 Prise en compte de l'atténuation

L'atténuation anélastique des ondes lors de la propagation peut parfois être importante, en particulier pour des ondes qui se propagent dans des sols peu consolidés. Dans ces milieux, l'atténuation peut modifier significativement les formes d'onde ainsi que leurs amplitudes, et doit donc être considérée dans les calculs numériques.

L'atténuation anélastique est souvent décrite par le facteur  $Q$  (sans dimension) qui détermine la perte de l'énergie pendant un cycle  $2\pi f$  lorsqu'une onde se propage dans un milieu atténuant (Aki et Richards, 1980). Cette perte d'énergie se traduit par une diminution de l'amplitude  $u$  de l'onde selon:

$$\frac{1}{Q(f)} = -\frac{\Delta u}{\pi u}$$

En tenant compte de la théorie linéaire de la propagation des ondes, en exigeant en même temps la causalité des signaux, l'atténuation anélastique peut uniquement être décrite par une formulation dispersive (Futterman, 1962; Azimi et al., 1968; Stacey et al., 1975) pour une valeur de  $Q$  constante. Deux termes différents seront donc nécessaires pour rendre compte de l'atténuation: un terme qui décrit l'atténuation anélastique du milieu et un deuxième qui présente la dispersion afin de conserver le signal causal (5.18).

$$v(f) = \frac{v_0}{\underbrace{\left(1 - \frac{1}{\pi Q} \cdot \ln\left(\frac{f}{f_0}\right)\right)}_{\text{dispersion}} \underbrace{\left(1 + \frac{i}{2 \cdot Q}\right)}_{\text{atténuation}}} \quad (5.18)$$

avec  $v_0$  la vitesse de l'onde à la fréquence  $f_0$ , et le facteur d'atténuation  $Q$  à la fréquence  $f_0$ . La vitesse de propagation des ondes P et S dans chaque milieu sera donc modifiée à chaque fréquence selon la relation 5.18.

#### 5.2.6 Les exigences informatiques

Les problèmes majeurs du passage d'une modélisation 2D à une modélisation 3D sont la limitation des ordinateurs en mémoire vive et le temps de calcul. L'augmentation de mémoire nécessaire est plus qu'une simple puissance de 2 car les deux cas P-SV et SH ne peuvent plus être séparés (dans le cas P-SV en 2D un système linéaire de taille  $((2 \cdot n + 1) \cdot 6)^2$  est à résoudre). Pour une modélisation 3D, il faut résoudre un système linéaire de l'ordre  $((2 \cdot n + 1)(2 \cdot n + 1) \cdot 9)^2$ .

Avec les machines disponibles au LGIT (IBM RISC 6000, 512 Megaoctet de mémoire vive) le nombre maximal  $n_{max}$  est 14, c'est à dire 14 nombres d'onde diffractés dans chaque direction peuvent être calculés en cas du calcul en simple précision. Pour un calcul en double précision, le nombre maximal, pouvant être calculé est  $n_{max} = 8$ .

L'équation 5.16 a été implementée dans notre code numérique de la façon suivante:

$$n_{max} = \frac{f_{max} \cdot L_{max}}{v_S(1)} + f_S \quad (5.19)$$

$f_S$  est  $0.1 \cdot \frac{f_{max} \cdot L_{max}}{v_S(1)}$  pour les calculs présentés dans le chapitre 5.4 (en double precision) et 4 pour les calculs dans le chapitre 5.5 calculés en simple précision. Avec cette formule, les fréquences maximales pour chaque modélisation peuvent être déterminées. Nous présentons l'exemple suivant correspondant à un des calculs présenté par la suite pour le cas du calcul en double précision:

Péridocité	12 km
Vitesse minimale	700 m/s
frequence maximale	0.42 Hz

On observe donc que le calcul reste restreint aux basses fréquences et la fréquence maximale est contrôlée par la longueur de périodicité et la vitesse minimale. En conséquence, les réponses des grands bassins avec des faibles vitesses, qui sont essentiellement les endroits où les dommages les plus importants sont remarqués lors des séismes, sont encore pratiquement hors d'atteinte.

Le temps de calcul pour la modélisation est difficile à déterminer. D'une part, les machines disponibles travaillent avec une mémoire partagée, c'est à dire plusieurs calculs peuvent être effectués en même temps, et le nombre de calcul influe sur la vitesse de chaque calcul. D'autre part, le nombre des ondes diffractées, et donc la taille de la matrice à inverser dépend du modèle. Ainsi le temps de calcul par fréquence dépend fortement de la taille de la matrice à inverser. Comme ceci change d'un modèle à l'autre, le temps de calcul est extrêmement variable. Pour l'exemple donné ci-dessus, avec un pas d'échantillonnage de 0.01 Hz, il faut compter un minimum de 25 heures de calcul.

Une version parallèle du code Aki-Larner 3D a également été établie. Malheureusement, suite à un problème de mise au point d'une librairie concernant les routines matricielles adaptée aux machines parallèles, les avantages de la parallélisation n'ont pas pu être exploités au cours de cette thèse.

### 5.3 Tests numériques du code

Plusieurs tests ont été effectués pour vérifier le bon fonctionnement du code:

- des tests de transparence

- des comparaisons avec un programme 2D
- une comparaison avec les résultats d'un programme 3D par la méthode des éléments aux frontières avec une géométrie irrégulière de l'interface et une surface libre plane (Sánchez-Sesma et Luzón, 1995).

Un test de transparence signifie une modélisation pour une géométrie d'interface (ou/et de surface) irrégulière en utilisant les mêmes paramètres physiques dans toutes les couches et le demi-espace. On cherche à obtenir le champ d'onde incident à la surface non perturbé par les interfaces supposées être transparentes. Nous avons effectué ces tests dans le cas d'une surface plane. Dans tous les cas, nous avons obtenu des déplacements à la surface amplifiés avec un coefficient 2 (effet de la surface libre). La direction de propagation correspondait exactement à la direction du champ d'onde incident indépendamment de l'azimut, de la géométrie de l'interface, ainsi que du type d'onde incident. Le champ incident est donc correctement propagé au travers de l'interface jusqu'à la surface.

Nous avons comparé les résultats de nos modélisations avec ceux d'un programme existant 2D Aki-Larner (voir Chapitre 3). Nous avons choisi une géométrie 2D implantée dans l'espace 3D, c'est à dire que la géométrie ne varie que selon une direction horizontale. L'azimut de l'onde incidente est choisi perpendiculaire à l'axe de l'irrégularité. Les fonctions de transfert calculées pour des fréquences différentes avec le programme 2D et avec notre programme 3D se sont parfaitement superposées, indépendamment de la direction de la géométrie 2D pour les trois types d'ondes incidentes, et à des fréquences différentes.

#### 5.3.1 La réponse de la "Vallée - Croissant"

Sánchez-Sesma et Luzón (1995) ont développé un code numérique qui permet de calculer la réponse tridimensionnelle d'une couche sur un demi-espace (avec la surface libre plane) en utilisant la méthode des éléments aux frontières. Dans leur étude, ils calculent la réponse d'un bassin irrégulier, dit la "Vallée - Croissant", dont la géométrie est décrite par:

$$z(x, y) = f_h(b^2 - (x - a)^2 - y^2) \cdot \left[1 - \frac{2a(a - x)}{(x - a)^2 + y^2}\right] \quad (5.20)$$

pour  $a > \sqrt{x^2 + y^2}$  et  $b < \sqrt{(x - a)^2 + y^2}$ .  $f_h$  est un paramètre qui contrôle la profondeur,  $a$  et  $b$  sont les rayons de deux cercles qui se superposent (Fig. 5.3). Les valeurs suivantes ont été choisies:  $b = 0.7a$  et  $f_h = 0.4/a$ . Les paramètres physiques utilisés dans le calcul sont donnés dans le tableau 5.1.

Nous avons effectué le calcul jusqu'à 0.72 Hz, et les résultats présentés sont convolués avec un Ricker de  $T_{Ric} = 3.0s$ , correspondant au même Ricker que Sánchez-Sesma et Luzón

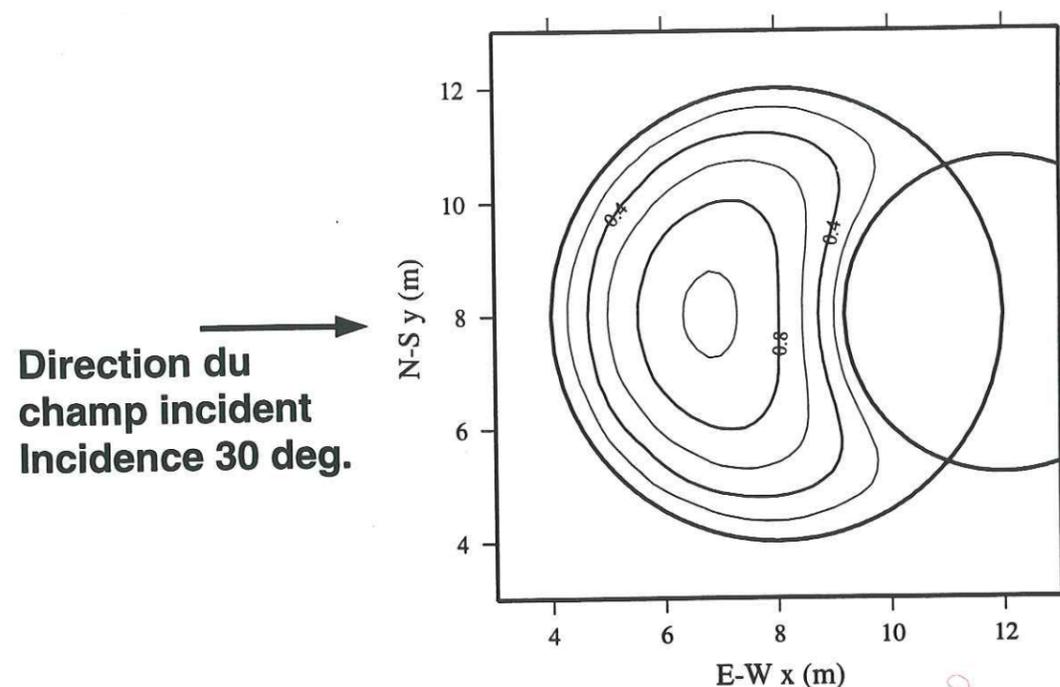


FIG. 5.3 – La géométrie de l'interface de la "Vallée - Croissant" utilisée pour le calcul comparatif. Les rayons des deux cercles sont 4 km et 2.8 km respectivement.

Geometry of the irregular interface of the so-called "moon-valley", using the same parameters than Sánchez-Sesma et Luzón (1995). The radii of the two circles are 4 km and 2.8 km.

(1995) ont utilisé. Nos résultats comparés avec les leurs sont présentés sur la figure 5.4. Les récepteurs sont plus espacés dans notre calcul (en raison de la place mémoire, car dans notre cas, la réponse du modèle est toujours calculée sur toute la surface exigeant un grand nombre de récepteurs disposés sur tout la grille) ce qui rend la comparaison un peu délicate, la représentation n'étant pas identique dans les deux cas.

Généralement on remarque que les différentes phases arrivent dans les deux modèles au même moment avec des amplitudes très similaires. Néanmoins, quelques différences sont à remarquer, notamment les diffractions dans la partie tardive des signaux calculés avec la méthode Aki-Larner. Ces diffractions parasites proviennent des irrégularités voisines et sont donc observées uniquement dans la partie tardive. Une choix des bords du modèle plus larges aurait sûrement minimisé ces arrivées parasites, mais le calcul aurait été limité à plus basse fréquence. Le contraste d'impédance entre le demi-espace et le bassin est relativement faible ce qui provoque plus facilement ces phases parasites sur les irrégularités voisines. De plus, Sánchez-Sesma et Luzón (1995) n'ont pas indiqué la fréquence maximale pour laquelle ils ont effectué leur calcul, seul l'indication de la période de Ricker utilisée pour la convolution laisse soupçonner que la fréquence calculée doit être supérieure à 0.7 Hz. Notre calcul est effectué jusqu'à 0.72 Hz et la fréquence maximale

	Couche superficielle	Demi-espace
$v_P$ (km/s)	2.08	3.46
$v_S$ (km/s)	1.00	2.00
$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	1600.0	2200.0
$Q_P$	100	500
$Q_S$	100	500

TAB. 5.1 – Paramètres physiques utilisés pour le calcul de la fonction de transfert pour la "Vallée - Croissant".

Physical parameters used for the calculation of the transfer function of the "Moon-valley".

est très probablement inférieure à celle calculée par Sánchez-Sesma et Luzón (1995).

Cependant, nous considérons que la méthode Aki-Larner est correctement implementée dans notre code de calcul 3D, car les différences entre nos résultats et ceux de Sánchez-Sesma et Luzón (1995) sont explicables et les amplitudes ainsi que les phases observées pendant les premiers 10 s environs sont presque identiques dans les deux cas.

## 5.4 Étude paramétrique

Peu de travaux paramétriques en 3D ont été menés pour étudier les mécanismes physiques de l'amplification. De plus, les géométries réalistes, nécessairement tridimensionnelles (car c'est toujours le cas dans la nature), sont souvent approximées par des modélisations bidimensionnelles. Les différences entre les deux types de modélisations ne sont pas connues en détail.

Nous avons donc mené une étude paramétrique, d'une part pour mieux éclairer les influences tridimensionnelles sur les amplifications dans des bassins sédimentaires, et d'autre part pour tester la possibilité et les limites d'approximation d'une structure réaliste par une modélisation bidimensionnelle.

### 5.4.1 Influence de la géométrie de l'interface

#### Élongation d'une interface circulaire à une interface ellipsoïdale

Dans cette partie d'étude paramétrique nous avons modélisé la réponse impulsionnelle pour la géométrie analytique de la forme suivante:

$$z(x, y) = h_{max} \cdot \frac{\cos\left(\frac{x}{V_{max}} \cdot 2\pi\right) - 1}{2} \cdot \frac{\cos\left(\frac{y}{W_{max}} \cdot 2\pi\right) - 1}{2} \quad (5.21)$$

avec la profondeur maximale  $h_{max}$  et l'extension maximale  $V_{max}$  et  $W_{max}$  dans les deux directions horizontales.  $V_{max}$  et  $W_{max}$  doivent toujours être inférieurs à la périodicité  $L_x$  et  $L_y$ . A partir d'une géométrie circulaire, nous avons augmenté l'extension dans la direction  $y$  de l'irrégularité pour arriver à une géométrie ellipsoïdale bien allongée.

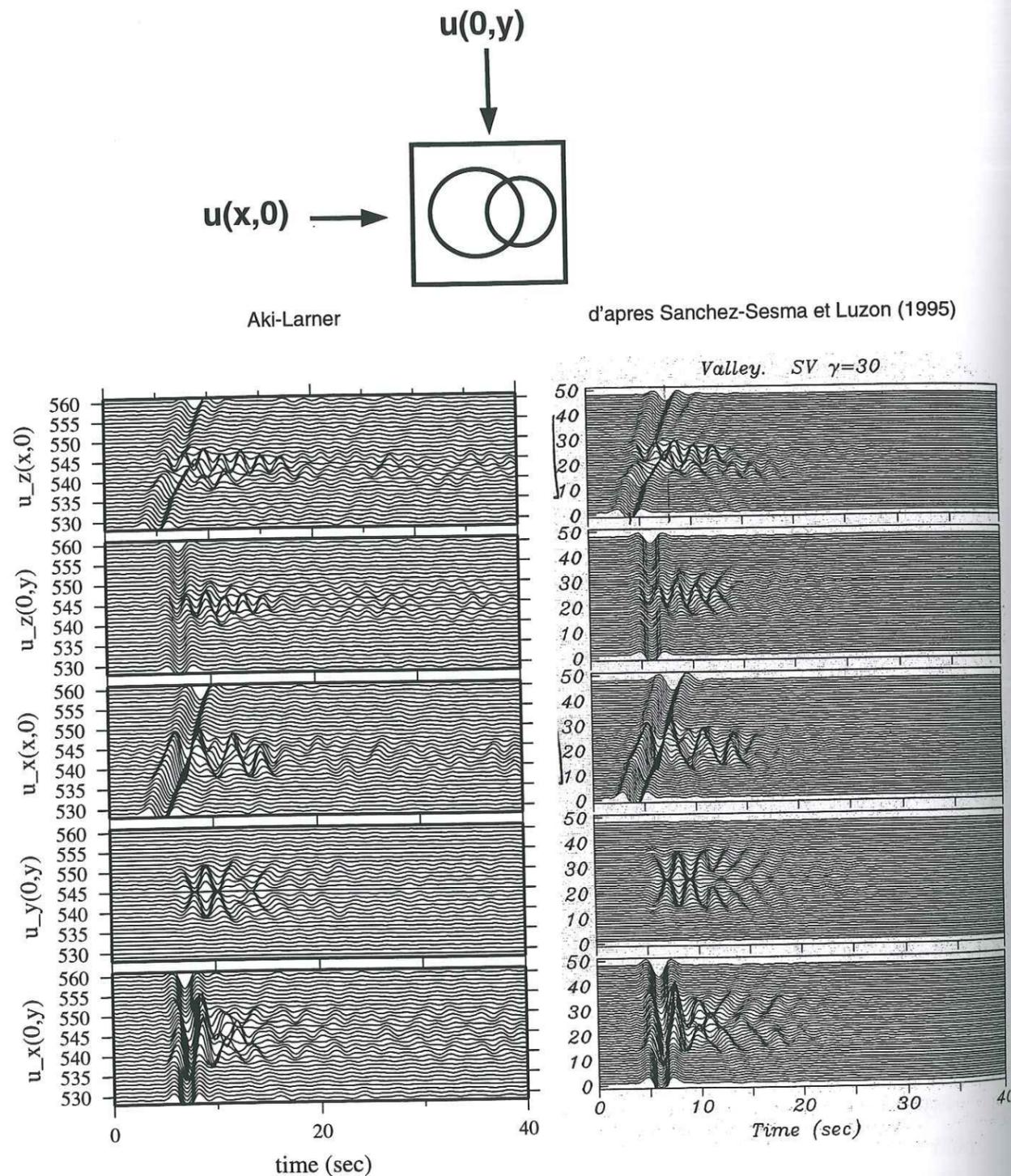


FIG. 5.4 - Comparaison de la réponse de la "Vallée - Croissant" calculée avec le code 3D Aki-Larner (gauche) et la méthode des éléments aux frontières (Sánchez-Sesma et Luzón, 1995) (droite) pour une onde SV incidente avec un angle d'incidence de  $30^\circ$  et un azimut de  $90^\circ$ .

Comparison of the displacements calculated for the "moon-valley" using the Aki-Larner 3D code (left hand panel) and the indirect boundary element method (Sánchez-Sesma et Luzón, 1995) (right hand panel) for an incident SV wave polarized along the x-axis and with an incidence angle of  $30^\circ$  and an azimuth of  $90^\circ$ .

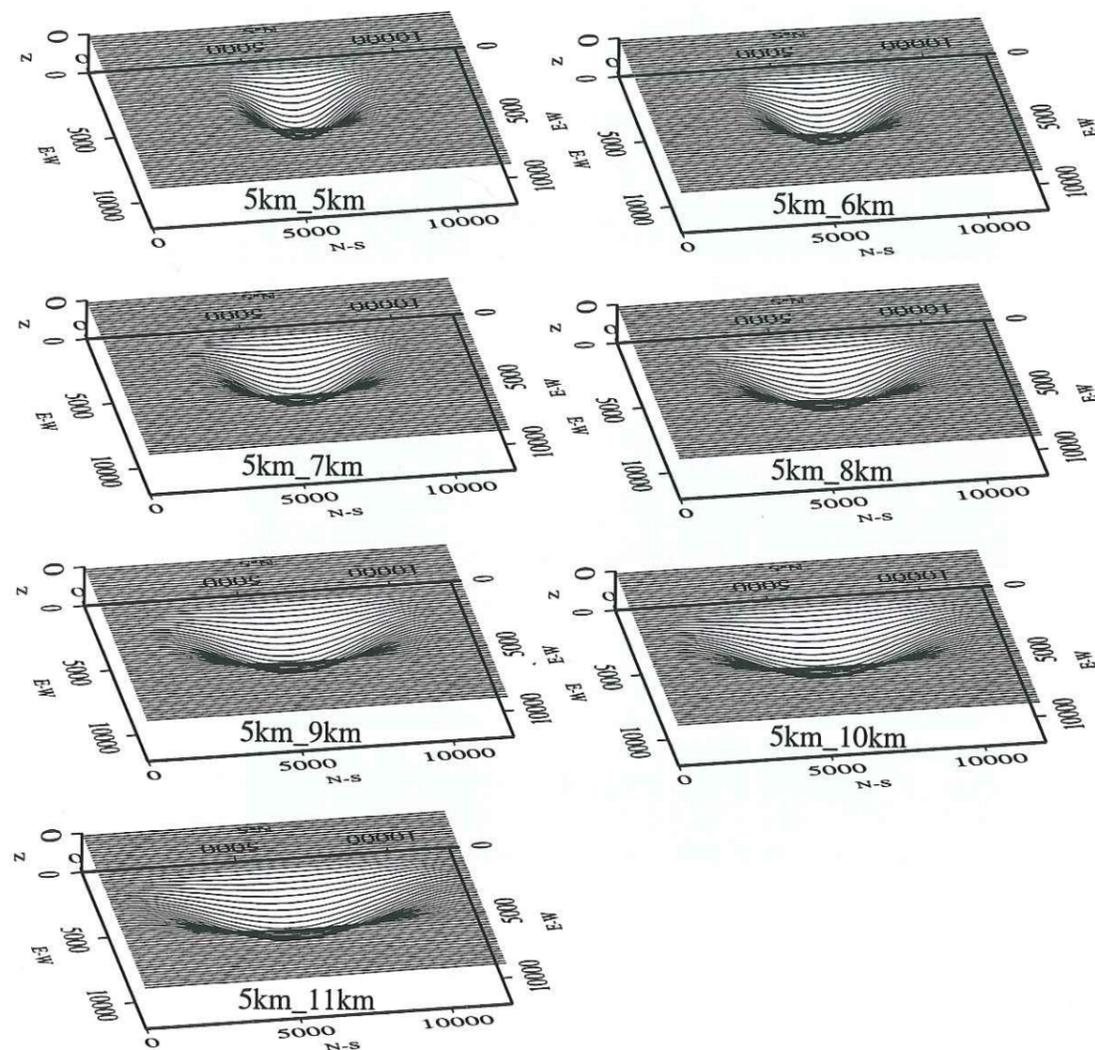


FIG. 5.5 - Irrégularités des interfaces pour lesquelles la réponse impulsionnelle suite à une onde plane SV incidente verticale (axe de polarisation E-W (x)) a été calculée. La périodicité dans les deux directions horizontales est de 12 km. L'extension de l'irrégularité est donnée sur chaque figure.

Irregularity of the interfaces for which the impulse-response due to a vertically incident plane SV wave (polarization axis E-W (x)) is calculated. The periodicity in both horizontal directions is 12 km. The extension of the irregularity for each model is given in the figure.

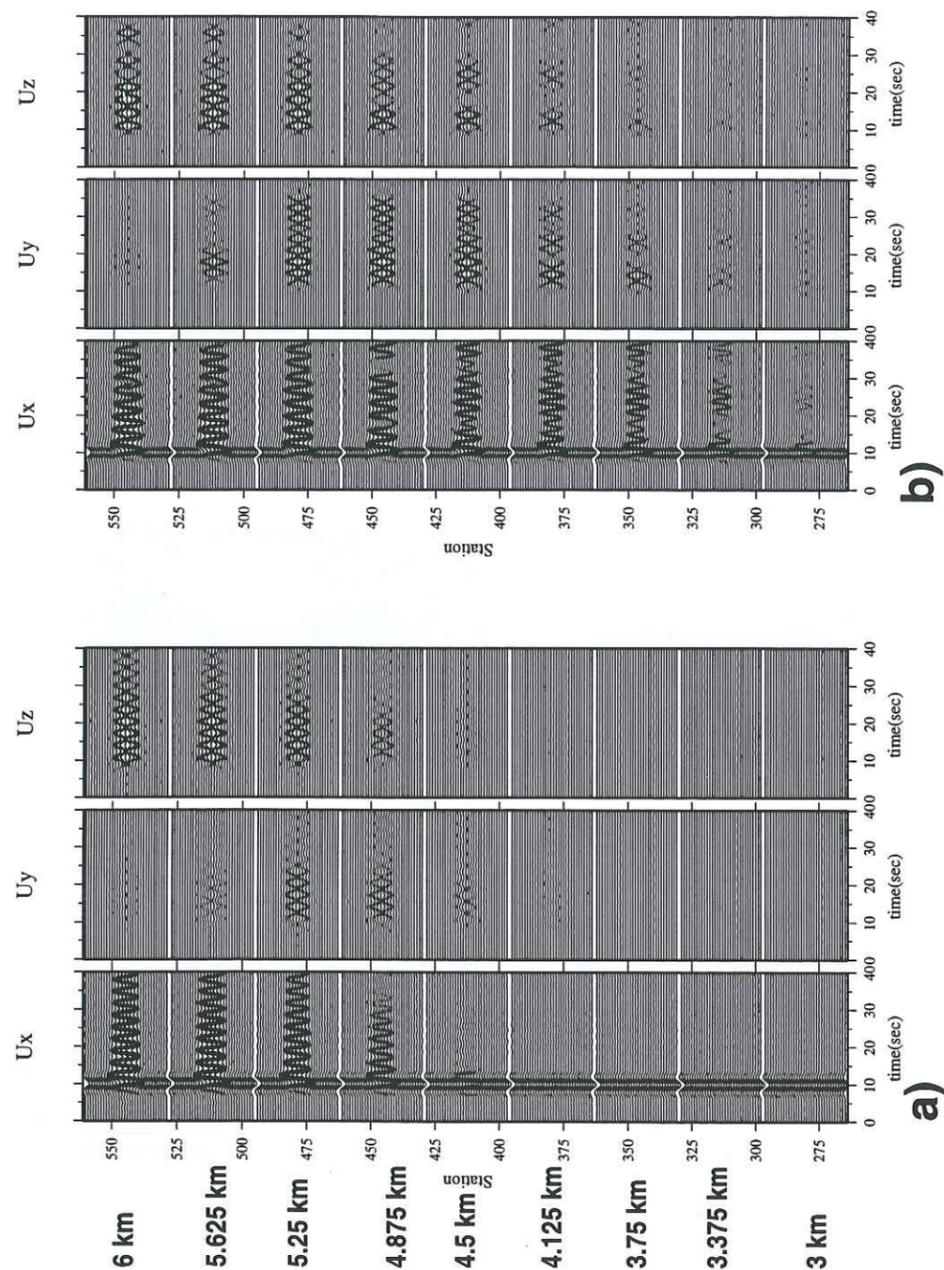


FIG. 5.6 – Mouvements à la surface calculés pour les géométries a) ( $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ) et b) ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ) avec des paramètres physiques donnés dans le tableau 5.2. L'onde plane SV est polarisée le long de l'axe E-W ( $x$ ). Chaque groupe de traces correspond à un ligne le long de l'axe  $x$  ( $\Delta x = 0.375\text{ km}$ ). Le premier groupe (stations no. 264 - 297) se trouve à  $y=3\text{ km}$ , le dernier (stations 528 - 561) à  $y=6\text{ km}$ , l'espacement est  $\Delta y = 0.375\text{ km}$ .  $f_{\max} = 0.42\text{ Hz}$ , la période de Ricker  $T_{\text{Ric}} = 5.0\text{ s}$ .

Displacements at the surface calculated for the geometries a) ( $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ) et b) ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ) using the physical parameters shown in table 5.2. The incident SV wave is polarized along the E-W ( $x$ ) axis. Each group of displacements traces correspond to a line along the  $x$ -axis ( $\Delta x = 0.375\text{ km}$ ). The first group (stations no. 264 - 297) is situated at  $y=3\text{ km}$ , the last one (stations 528 - 561) at  $y=6\text{ km}$ , the offset along  $y$  is  $0.375\text{ km}$ .  $f_{\max} = 0.42\text{ Hz}$ , the period of the Ricker is  $T_{\text{Ric}} = 5.0\text{ s}$ .

	Couche superficielle	Demi-espace
$v_P$ (m/s)	1400.0	6060.0
$v_S$ (m/s)	700.0	3500.0
$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	2000.0	3300.0
$Q_P$	100	500
$Q_S$	50	100

TAB. 5.2 – Paramètres physiques utilisés dans le calcul de la réponse impulsionnelle d'un bassin avec les géométries de la figure 5.5.

Physical parameters used in the calculation of the impulse response of basins with the geometries given in figure 5.5.

Les géométries des interfaces utilisées dans les calculs suivant sont présentées sur la Fig. 5.5. La surface libre a été choisie plane, et les paramètres physiques utilisés dans le calcul (Tab. 5.2) ont été choisis selon Bard et Bouchon (1980b) qui ont effectué une étude paramétrique similaire pour le cas 2D. Les irrégularités varient de ( $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ) à ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ), et la périodicité est  $L_x = L_y = 12\text{ km}$ . La profondeur maximale au centre de l'irrégularité est de  $1\text{ km}$ . L'onde incidente est une onde plane du type SV, et l'angle d'incidence est nul pour ce premier modèle. La fréquence maximale considérée dans ce modèle est  $0.42\text{ Hz}$ , et la période de Ricker choisie pour la reconstitution des sismogrammes synthétiques est  $T_{\text{Ric}} = 5.0\text{ s}$ .

Au premier abord, le contraste des paramètres physiques entre le demi-espace et la couche superficielle ne paraît pas très réaliste. D'une part ceci permet de bien mettre en évidence les mécanismes d'amplification à cause de cette exagération du contraste d'impédance. D'autre part, comparant ces paramètres avec les paramètres de la structure dans le bassin de Volvi (Chapitre 3), ce rapport ne semble plus très irréaliste, du moins en ce qui concerne la vitesse des ondes S et le contraste entre la surface et le substratum.

La figure 5.6 montre les déplacements à la surface pour les deux géométries extrêmes ( $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ) et ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ). On remarque des fortes amplifications à l'intérieur du bassin, ainsi que des diffractions significatives sur les deux composantes qui ne sont pas affectées par l'onde incidente (comp.  $y$  et  $z$ ). L'énergie est entièrement focalisée à l'intérieur du bassin, et aucune énergie visible n'est diffractée vers l'extérieur. Ceci provient du fait que le fort contraste des vitesses et de densité provoque des réverbérations des ondes piégées à l'intérieur du bassin. Néanmoins, la provenance des phases réfléchies ou diffractées est difficile à juger à l'œil à cause de la limitation aux basses fréquences, mais aussi à cause des interactions complexes entre différents types d'ondes.

Même en analysant les sismogrammes synthétiques le long d'une seule ligne de récepteurs incluant des fréquences plus hautes ( $f_{\max} = 0.79\text{ Hz}$ , périodicité  $L_{\max} = 6\text{ km}$ ; géométrie irrégulière  $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ) (Fig. 5.7), il n'est pas possible de déterminer en détail les points de réflexion ou de diffractions des phases différentes ou la créations des phases des

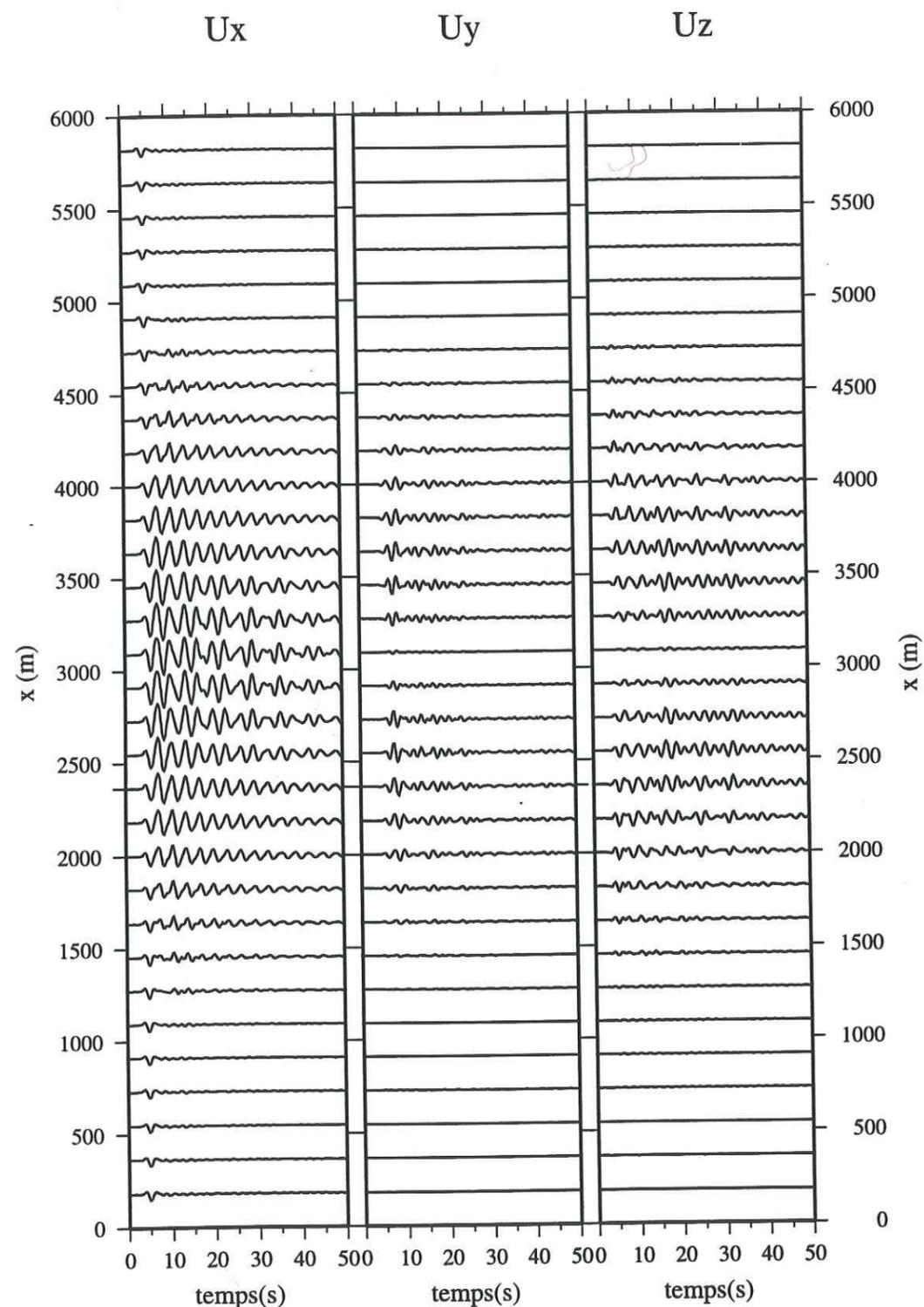


FIG. 5.7 - Mouvements à travers l'irrégularité ( $5\text{km} \times 5\text{km}$ ) pour des récepteurs le long de ( $x, 2.44\text{km}$ ) avec  $\Delta x = 0.187\text{km}$ .  $f_{\text{max}} = 0.79\text{Hz}$ , Période de Ricker  $T_{\text{Ric}} = 2.8\text{Hz}$ .  
 displacements across the irregularity ( $5\text{km} \times 5\text{km}$ ) for the receivers along the line ( $x, 2.44\text{km}$ ) with  $\Delta x = 0.187\text{km}$ .  $f_{\text{max}} = 0.79\text{Hz}$ , Ricker-period  $T_{\text{Ric}} = 2.8\text{Hz}$ .

ondes de surface. Nous attribuons cette difficulté à la complexité du signal (nombreuses interactions entre différents types d'onde), mais également à la géométrie d'interface, qui n'est pas une interface plane, mais dont la pente varie d'un point à l'autre. En conséquence, les fronts d'ondes des différentes phases sont tous courbés et leur détection dans les sismogrammes synthétiques devient difficile sans traitement supplémentaire. De plus, si la profondeur maximale est du même ordre de grandeur que l'extension laterale, comme c'est le cas dans nos calculs, la réponse va être contrôlée par des effets tridimensionnels qui deviennent difficiles à séparer dans le domaine temporel. Le temps de propagation des ondes de surface d'un bord à l'autre va être du même ordre de grandeur que les réflexions verticales ou autres phases et toutes ces contributions se superposent sans pouvoir être clairement différenciés dans les signaux.

Comparons les mouvements à la surface des deux modèles extrêmes (Fig. 5.6) plus en détail. On constate que pour la ligne des récepteurs traversant l'irrégularité au centre du modèle dans la direction  $x$  (où la coupe verticale de la géométrie est la même dans les deux cas, station 529 - 560), les déplacements sont presque identiques pendant les 20 premières secondes après l'arrivée de l'onde directe. Des légères différences sont à remarquer pour les phases tardives arrivant plus de 20 s après l'onde directe.

Par contre, les différences entre les déplacements calculés pour ces deux géométries deviennent assez rapidement plus importants dès que l'on s'éloigne du centre de l'irrégularité, vers des zones où la géométrie n'est plus la même dans les deux exemples. Les déplacements maximaux ont des amplitudes plus fortes dans le cas d'une géométrie plus allongée que circulaire, surtout sur la composante  $y$ . Il est donc nécessaire que l'extension de l'irrégularité soit d'une certaine taille, en profondeur aussi bien qu'en extension horizontale, pour que les ondes diffractées montrent des amplitudes significatives. De plus, dans le cas d'une irrégularité de ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ), les réverbérations semblent être composées de plusieurs fréquences différentes qui se superposent dans les signaux. Ces contributions sont visibles sur toutes les traces, mais probablement plus nettes sur la composante  $x$  aux stations 298 à 428. Apparemment, différents modes de résonances sont excités qui provoquent la superposition de plusieurs phases. L'amplitude augmente localement de façon significative suite à une interférence tridimensionnelle (voir l'amplitude qui augmente pour les stations 340 - 355 environ 15 s après l'arrivée de l'onde directe).

L'excitation de plusieurs fréquences de résonance avec l'augmentation d'une des axes de l'irrégularité est montré sur la figure 5.8. Les mouvements sont présentés pour des récepteurs le long de l'axe  $x$  au centre de l'irrégularité, c'est à dire, le long d'une coupe où la géométrie de l'interface est la même pour tous les profils. Seule varie l'extension du bassin dans la direction perpendiculaire à la coupe.

Deux effets peuvent être remarqués: l'importance variable de la diffraction selon la taille du bassin et l'effet des différents modes de résonances dans des bassins plus el-

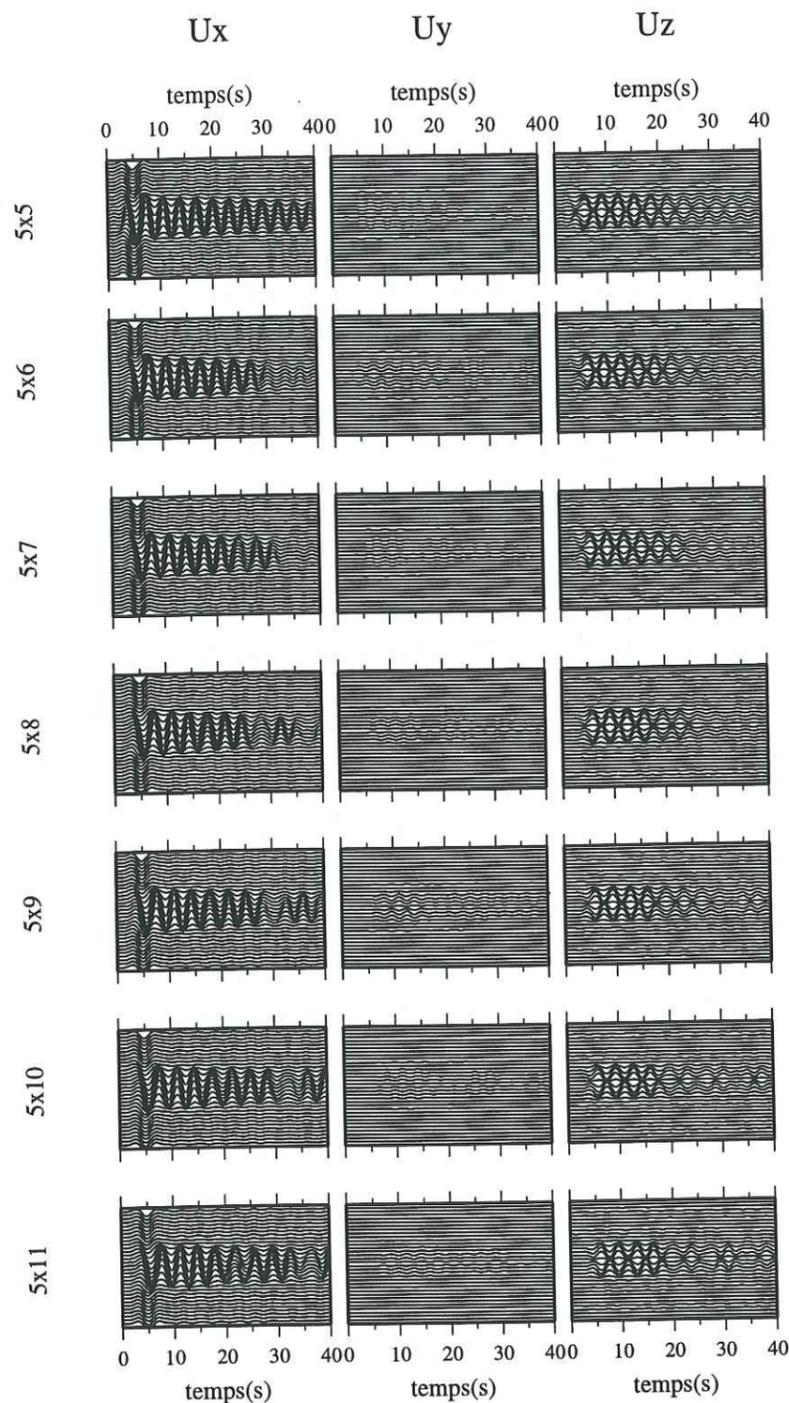


FIG. 5.8 – Mouvements le long du profil ( $x, 6.0\text{km}$ ) avec  $x \in [0\text{km}, 12\text{km}]$ ,  $\Delta x = 0.375\text{km}$  calculés pour les sept modèles (Fig. 5.5).  $f_{\text{max}} = 0.42\text{Hz}$ , la période de Ricker  $T_{\text{Ric}} = 5\text{s}$ , onde incidente verticale SV polarisée le long de l'axe E-W ( $x$ ).

Displacements along the profile ( $x, 6.0\text{km}$ ) with  $x \in [0\text{km}, 12\text{km}]$ ,  $\Delta x = 0.375\text{km}$  calculated for the seven models shown in Fig. 5.5).  $f_{\text{max}} = 0.42\text{Hz}$ , Ricker-period  $T_{\text{Ric}} = 5\text{s}$ , vertical incident SV wave polarized along the E-W ( $x$ ) axis.

lipsoïdaux. En ce qui concerne les amplifications, notamment sur les composantes sans contribution du champ direct (composante y et z), on constate qu'elles varient entre les modèles selon l'interférence des différentes phases qui sont en relation directe avec la géométrie du bassin. Ces différentes phases apparaissent et interfèrent en cas où le bassin devient plus ellipsoïdal. Néanmoins, les amplifications restent partout concentrées dans la partie centrale où le bassin est suffisamment profond pour exciter les basses fréquences. Les variations entre les différents modèles, même dans la partie centrale du bassin, montrent aussi que des faibles variations de pentes peuvent évoquer des diffractions et des amplifications significatives. Par conséquent, même pour des structures allongées, une modélisation 2D devrait être considérée uniquement comme une solution approximative.

L'effet des différents modes de résonances peut être remarqué dès que l'irrégularité n'est plus circulaire (à partir de  $(5\text{km} \times 6\text{km})$ ). Nous montrons sur la figure 5.9 les fonctions de transfert dans le domaine fréquentiel correspondant aux mouvements montrés sur la figure 5.8. L'influence de la géométrie tridimensionnelle provoque une diminution de la fréquence fondamentale avec l'augmentation de la taille du bassin. De plus, pour le modèle le plus large ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ), un pic d'amplification à  $0.28\text{Hz}$  est suivi d'une gamme de fréquences amplifiées avec un deuxième pic, inférieur au premier, à environ  $0.35\text{Hz}$ . Cette plage de plusieurs fréquences amplifiées provoque les phases différentes dans les sismogrammes synthétiques et produit les interférences positives et négatives visibles (Fig. 5.8).

Enfin, une présentation similaire à celle de la figure 5.8 mais pour des profils perpendiculaires est montrée sur la figure 5.10, c'est à dire dans la direction de l'élongation de l'irrégularité. On remarque que la zone avec des amplifications significatives augmente directement avec l'extension de l'irrégularité, mais les amplifications restent limitées à une zone d'un diamètre qui correspond environ à la moitié du diamètre de l'irrégularité. Suite à l'élongation du modèle, la distribution des fréquences de résonance devient plus complexe. On remarque la fréquence fondamentale au centre du bassin, suivi d'une gamme de fréquences amplifiées. Vers le bord, les amplifications apparaissent vers les plus hautes fréquences, à des fréquences sans amplification significative au centre. Les composantes perpendiculaires à l'axe de polarisation de l'onde incidente (y et z) ne sont presque pas affectées par des amplifications le long de l'axe y au centre du bassin.

Résumons les observations acquises en liaison avec l'élongation du bassin. On montre des amplifications variables selon la taille du bassin, surtout en ce qui concerne les ondes diffractées. De faibles variations de la pente de l'interface peuvent influencer différemment les diffractions. L'énergie est focalisée à l'intérieur du bassin, et se traduit par des signaux complexes. L'élongation du bassin provoque différents modes de résonances, et ceci d'une manière similaire sur les trois composantes, soulignant de nouveau les fortes interactions entre les différents types d'onde. La troisième dimension de l'espace rend la distribution

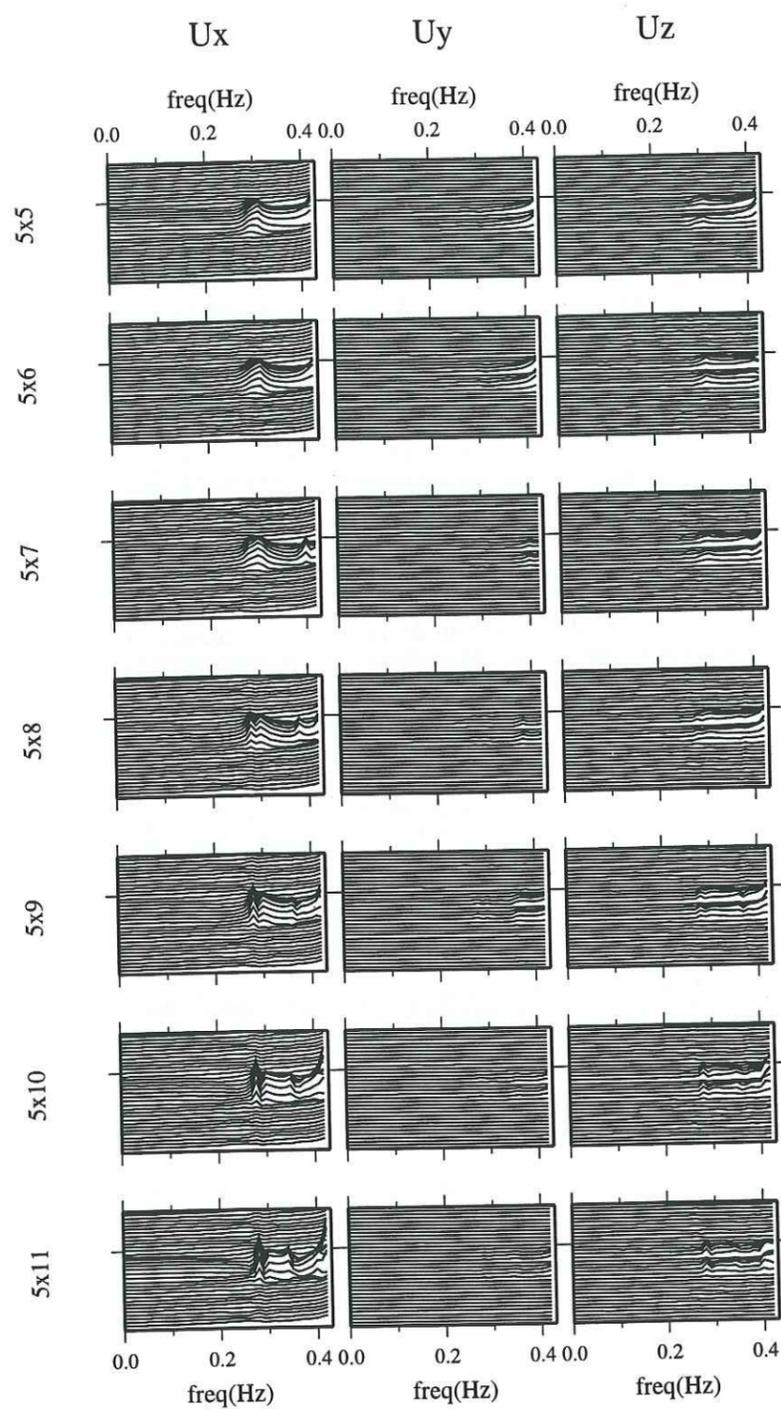


FIG. 5.9 - Fonctions de transfert le long du profil  $(x, 6.0\text{km})$ ,  $\Delta x = 0.375\text{km}$  correspondant aux mouvements montrés sur la figure 5.8.

Transfer functions along the profil  $(x, 6.0\text{km})$ ,  $\Delta x = 0.375\text{km}$  corresponding to the displacements shown in figure 5.8.

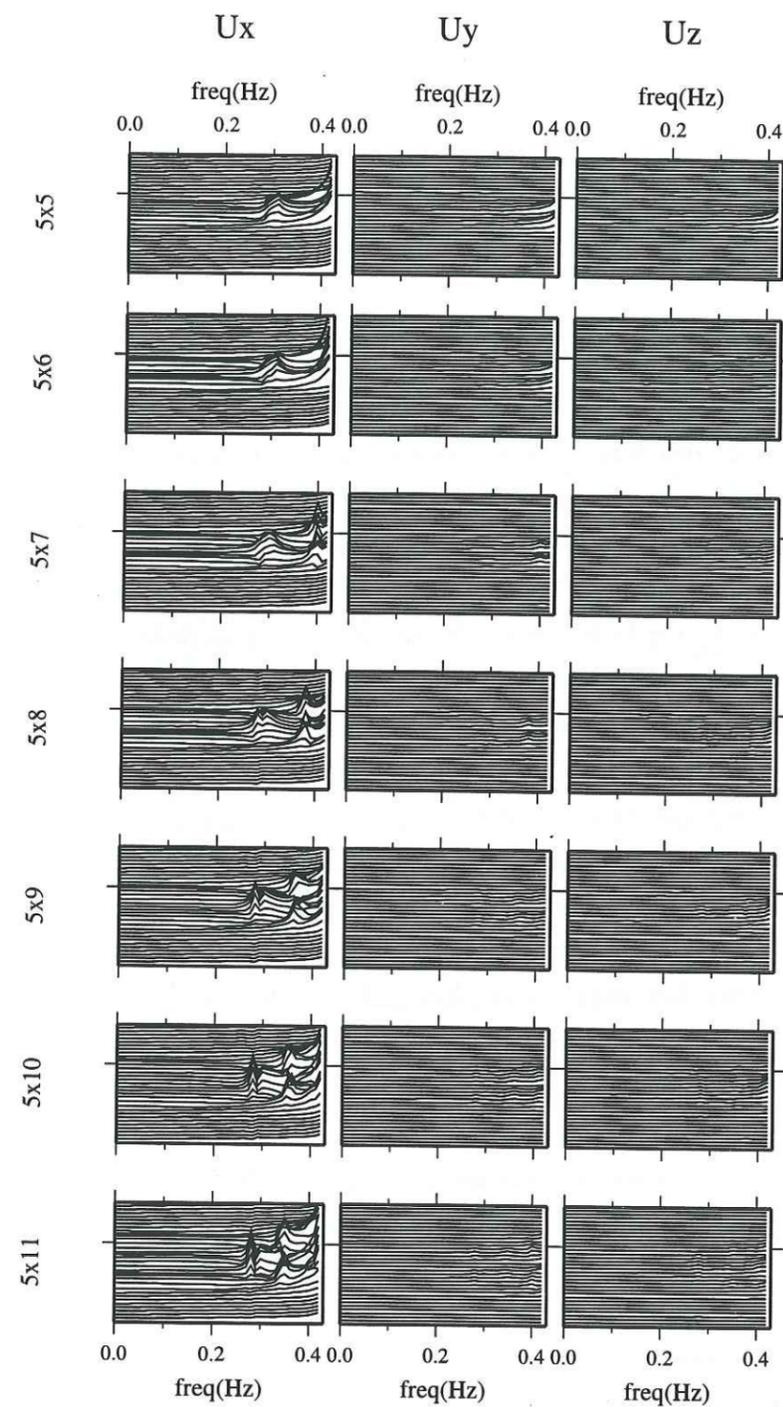


FIG. 5.10 - Fonctions de transfert le long du profil  $(6.0\text{km}, y)$ ,  $\Delta y = 0.375\text{km}$ .

Transfer function along the profil  $(6.0\text{km}, y)$ ,  $\Delta y = 0.375\text{km}$ .

des fréquences de résonance plus complexe surtout par des fréquences intermédiaires ou variable vers les bords du bassin. Néanmoins, les fortes amplifications restent limitées à la zone profonde située dans la partie centrale de l'irrégularité.

Il sera dans le futur également intéressant d'étudier les variations de la réponse des bassins de géométrie variable suite à une onde incidente P, SH ou des champs d'onde encore plus complexe. Une comparaison avec les résultats acquis ici complétera sans doute cette étude paramétrique.

#### 5.4.2 Comparaison entre les modélisations 2D et 3D

Nous avons déjà mentionné qu'une modélisation 3D est coûteuse en temps de calcul, et pas toujours possible pour des structures du sous-sol qui sont larges ou complexes. Par conséquent, dans de tels cas, une modélisation 2D est souvent la seule méthode possible. Les erreurs provenant de l'approximation 2D ne sont pas bien connues. On sait que les changements lors du passage 1D à 2D sont significatifs en ce qui concerne la durée du signal, l'amplification, ainsi que la fréquence de résonance (elle augmente en 2D par rapport au 1D) (Bard et Bouchon, 1980a; Bielak et al., 1996)

La simplification 2D par rapport au cas 3D est étudiée ici, car deux codes numériques utilisant la même méthode en 2D et 3D sont disponibles. Nous pourrions donc directement comparer les résultats des deux cas, sans devoir s'occuper des incompatibilités provenant des deux codes numériques. Pour cela, nous avons calculé la réponse d'un bassin ayant la forme d'un cosinus (négligeant une direction dans la formule du cas 3D (Eq. 5.21) en 2D). La géométrie dans le cas 3D est circulaire avec des extensions identiques dans la direction  $x$  et  $y$  ( $5\text{km} \times 5\text{km}$ ). Les paramètres physiques sont les mêmes que dans les calculs précédents (Tab. 5.2) et l'onde incidente est une onde SV avec un azimut de  $90^\circ$  et une incidence de  $0^\circ$ .

La figure 5.11 montre la comparaison des mouvements des composantes  $x$  et  $z$  pour les modélisations 2D et 3D. Comme lors du passage du 1D au 2D (Bielak et al., 1996), on constate que la durée des signaux avec des amplitudes significatives est plus longue dans le cas 3D, avec des amplitudes significatives présentes encore à environ 30 s après l'arrivée de l'onde directe. Les amplifications sont plus élevées dans le cas d'une modélisation 3D et ceci aussi bien juste après la première arrivée que dans la suite du signal. Des ondes diffractées et réfléchies arrivent donc très rapidement après la première arrivée et restent captées dans le bassin. On remarque également que la fréquence dominante dans les signaux obtenus dans le cas 3D est supérieure à celle de la modélisation 2D. En résumé, même si la première arrivée des ondes se superpose dans les deux modèles, les phases des ondes diffractées et réfléchies dans la suite des signaux sont très décalées. Ceci est dû à la variation de la fréquence de résonance induite par la géométrie qui est plus limitée

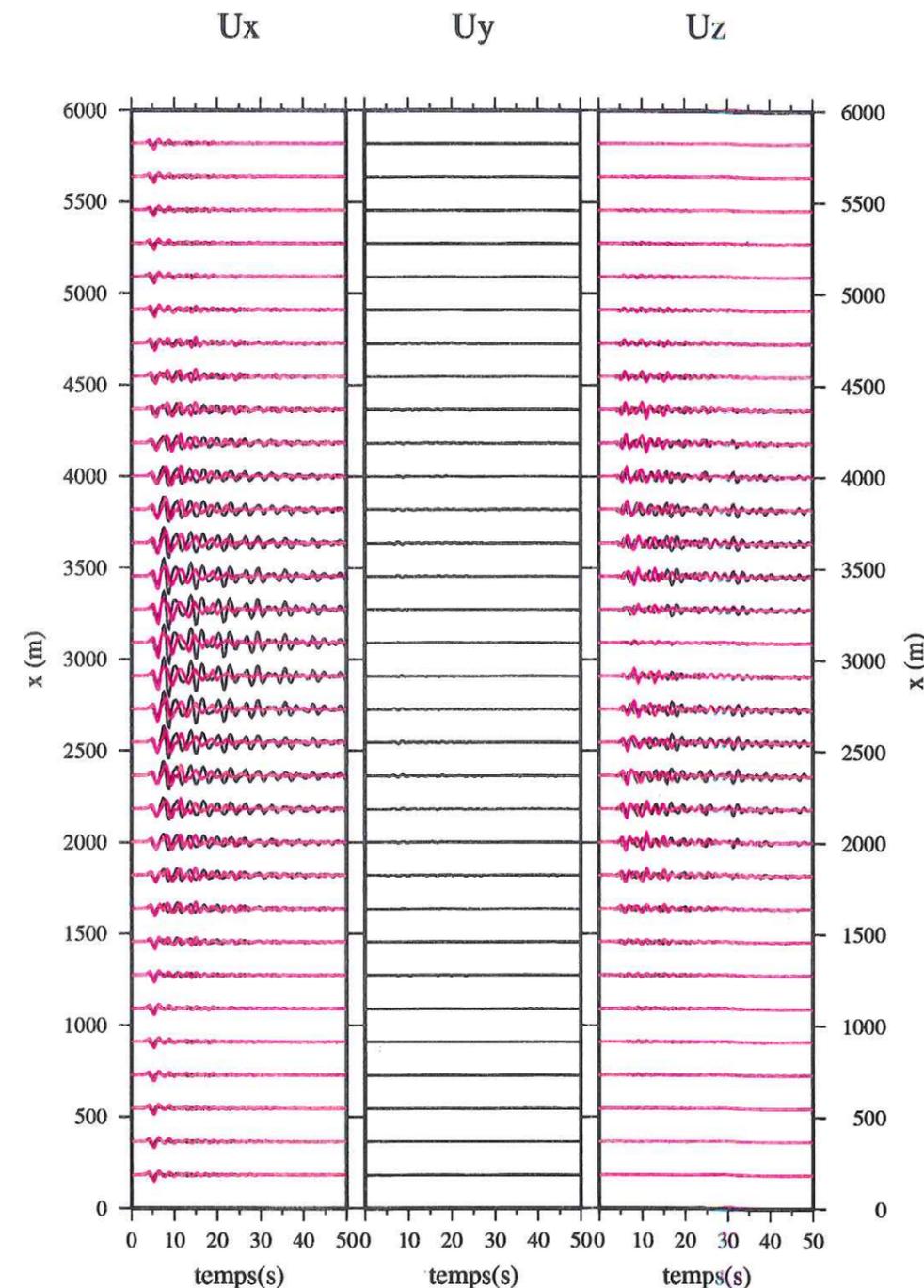


FIG. 5.11 – Comparaison des mouvements obtenus par modélisation 3D (en noir) au centre de l'irrégularité ( $x, 3\text{km}$ ) dans le cas d'un bassin circulaire et des déplacements obtenus par modélisation 2D (en rouge) pour un modèle équivalent. Le mouvement incident est une onde SV avec un angle d'incidence de  $0^\circ$ , et un azimut de  $90^\circ$  ( $f_{\text{max}} = 0.79\text{Hz}$ ,  $T_{\text{Ric}} = 2.8\text{s}$ ).

Comparison of the displacements across the center of the irregularity ( $x, 3\text{km}$ ) obtained by 3D modeling for a circular basin ( $5\text{km} \times 5\text{km}$ ) (black) with the displacements obtained from the equivalent 2D modeling (red). Incident SV wave, with an incidence angle of  $0^\circ$  polarized along the  $x$ -axis. ( $f_{\text{max}} = 0.79\text{Hz}$ ,  $T_{\text{Ric}} = 2.8\text{s}$ ).

dans l'espace dans le modèle 2D. Ainsi les signaux diffèrent sensiblement pour les phases tardives.

Une analyse des différences entre une modélisation 2D et 3D dans le domaine fréquentiel a été effectuée (Fig. 5.12). Les fonctions de transfert à travers l'irrégularité montrent clairement une amplification des plus hautes fréquences dans le cas d'une modélisation 3D. Aux basses fréquences, on peut associer les fréquences de résonance correspondantes dans les cas 2D et 3D, ce qui n'est plus le cas à plus haute fréquence (voir les flèches sur la Fig. 5.12). Le cas 3D devient trop complexe et une corrélation en terme de modes de résonance est difficilement possible. Dans le cas d'une modélisation 3D, on constate la présence d'un mode intermédiaire avec des amplitudes beaucoup plus significatives par rapport au modèle 2D. Ceci renforce l'hypothèse, déjà établie suite aux figures 5.8, 5.9 ou 5.10 que dans le cas d'une géométrie 3D, différents modes de résonance entrent en jeu. L'extension limitée du bassin en cas d'une modélisation 3D dans les trois directions de l'espace est probablement responsable de cet effet (dans le cas 2D "le bassin" est infini dans la troisième direction), mais aussi la complexité d'interaction entre les différents types d'onde.

Ces différences observées deviennent encore plus nette en comparant la fonction de transfert pour une modélisation 1D, 2D et 3D dans le domaine fréquentiel au point central de l'irrégularité où la profondeur est de 1km dans tous les trois cas (Fig. 5.13). On remarque que lors du passage 1D à 2D, ainsi que 2D à 3D, la fréquence fondamentale augmente ainsi que le niveau d'amplification aux fréquences amplifiées. Les fonctions de transfert d'une modélisation 2D et 3D sont similaires, mais elles sont plus étirées dans le cas 3D. Les fréquences de résonance sont donc complètement décalées vers les plus hautes fréquences pour le cas 3D. En conséquence, pour des bassins, où les effets tridimensionnels ne sont pas mis en question, une modélisation 2D est dangereux, car le niveau d'amplification ainsi que les fréquences propres estimées peuvent être complètement erronées. Les fréquences de résonance déterminées avec une modélisation 2D peuvent surtout être observées aux fréquences où une modélisation 3D donne des niveaux d'amplification relativement bas.

On peut critiquer notre modèle de référence dans le cas 3D. Dans le cas d'une modélisation des données réelles avec une méthode 2D, il est nécessaire d'avoir une géométrie allongée dans la direction perpendiculaire au plan modélisé en 2D. Ceci n'est pas le cas, dans notre exemple où la structure est circulaire.

Parmi les exemples présentées précédemment, nous avons choisi la modélisation obtenue pour la géométrie ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) afin de comparer les déplacements à travers l'axe court situé au centre de l'irrégularité avec les déplacements obtenus par la modélisation 2D (Fig. 5.14). Le calcul est plus limité aux basses fréquences ( $f_{max} = 0.42\text{Hz}$ ) à cause de l'irrégularité qui nécessite une périodicité plus large ( $12\text{km} \times 12\text{km}$ ).

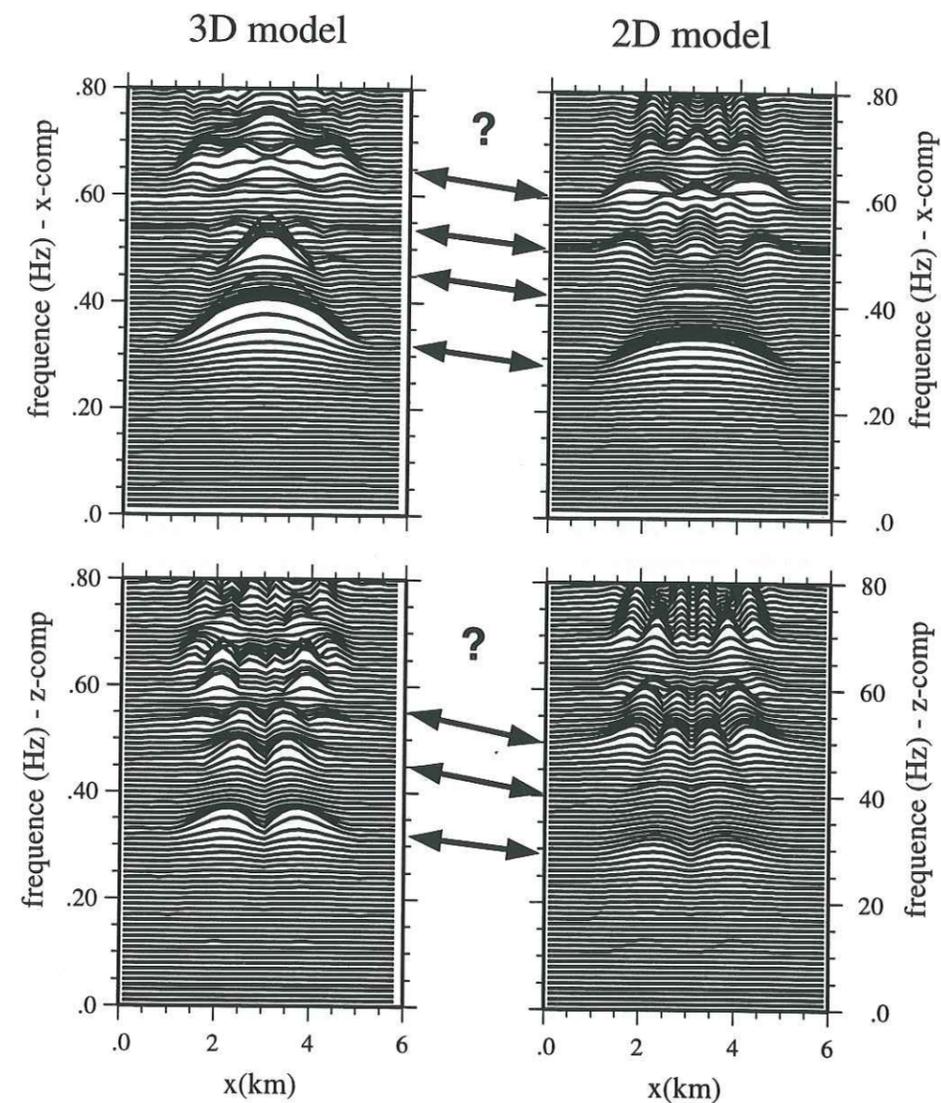


FIG. 5.12 – Comparaison des fonctions de transfert dans le domaine fréquentiel sur les points le long du profil  $x$  avec  $y=3\text{ km}$  dans le modèle 3D, avec les résultats correspondant du modèle 2D. Les fréquences de résonance correspondantes sont indiquées.

Comparison of the transfer functions in the frequency domain along the  $x$ -axis with  $y=3\text{ km}$  in the 3D model, compared with the transfer function of the corresponding 2D model. The corresponding resonance frequencies are indicated.

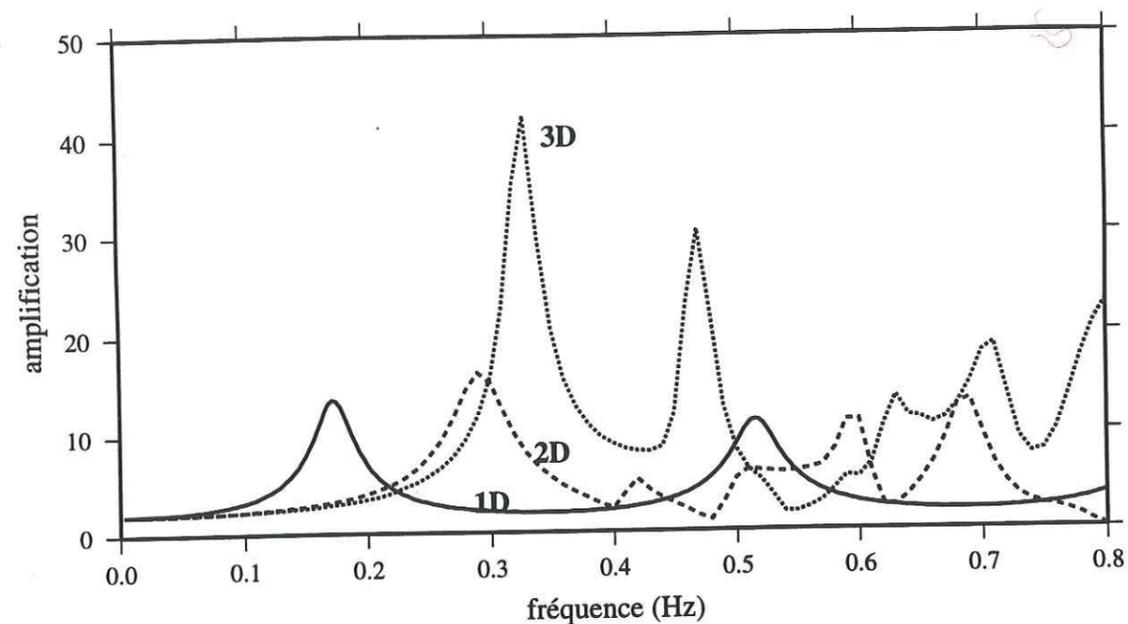


FIG. 5.13 - Comparaison des fonction de transfert pour une modélisation 1D, 2D et 3D, pour le point central de l'irrégularité de  $5\text{km} \times 5\text{km}$  où la profondeur est de 1 km.  
Comparison of the transfer function obtained by 1D, 2D and 3D modeling for the central point of a  $5\text{km} \times 5\text{km}$  irregularity where the maximum depth is 1 km.

On constate à nouveau des durées des signaux plus longues au centre du bassin ainsi que des amplitudes qui sont plus élevées dans le cas 3D par rapport au cas 2D, même si les différences sont moins fortes que sur la figure 5.11. Les premières arrivées se superposent relativement bien en termes d'amplitudes au centre du bassin. Ceci peut être aussi bien due à la limitation aux basses fréquences, qu'à l'extension du bassin qui est plus allongé. Par contre, pour le cas 2D, les déplacements ont des amplitudes plus importantes sur les bords par rapport au cas 3D. Nous interprétons cette baisse d'amplitude des signaux vers les bords dans le cas 3D par le fait que la fréquence fondamentale, qui est dans le cas 3D supérieure à celle du cas 2D, affecte uniquement les parties profondes du bassin. Les modes de résonances étant plus élevés dans le cas 3D que 2D ne sont probablement pas encore inclus dans le calcul. Les amplifications sont donc aussi bien liées à la profondeur, à l'extension horizontale du bassin ainsi qu'aux fréquences propres du bassin.

### 5.4.3 Influence de l'angle d'incidence

Les modélisations numériques des effets de sites, surtout pour des bassins ou des vallées sédimentaires, restent souvent limitées au cas d'une onde incidente verticale (Bard et Bouchon, 1980a; Bard et Bouchon, 1980b; Bouchon et Barker, 1996). Ceci est justifié par le fait que les ondes incidentes se propagent quasi verticalement dans le bassin, in-

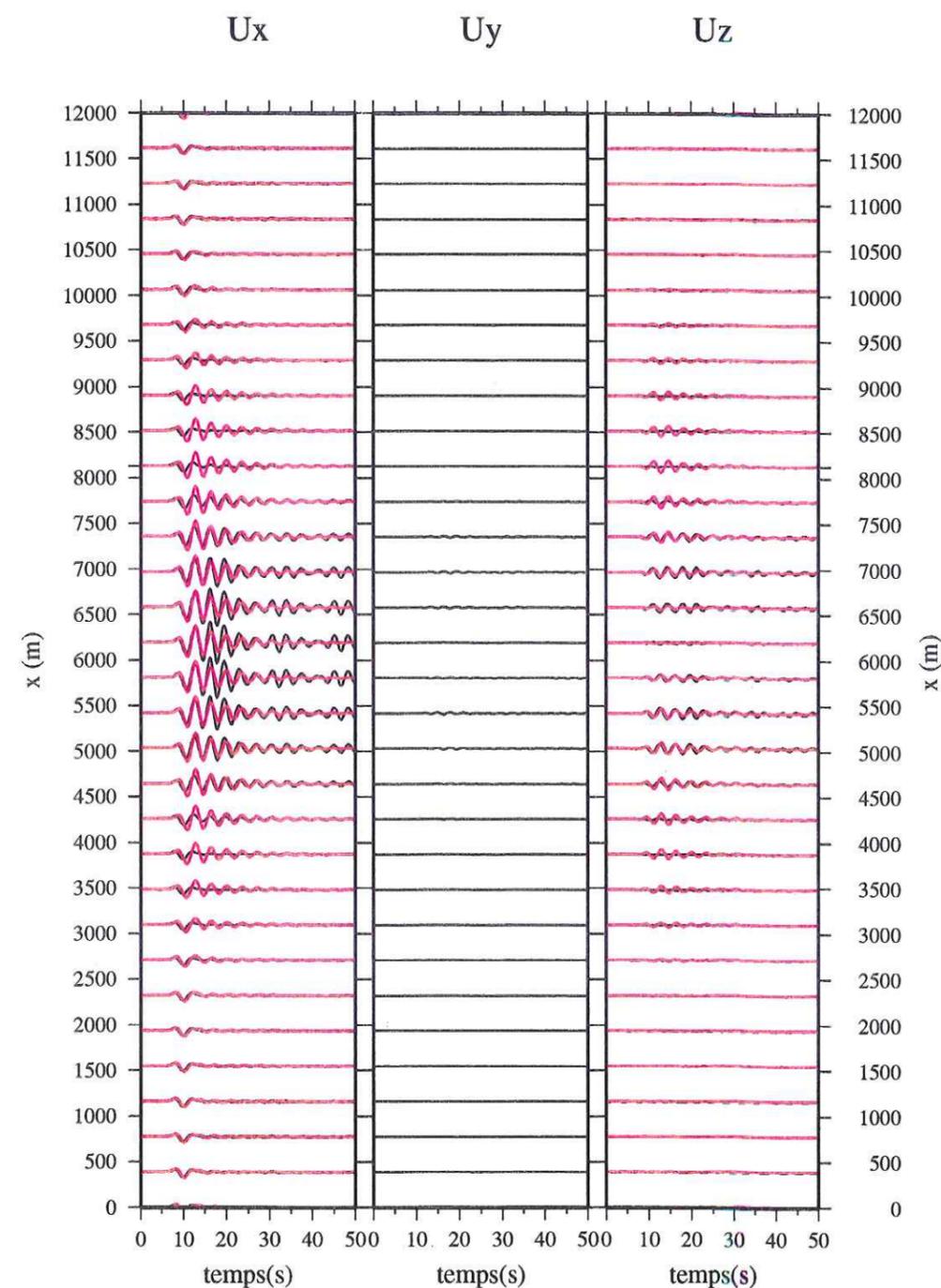


FIG. 5.14 - Comparaison des déplacements obtenus par modélisation 3D (en noir) au centre de l'irrégularité d'une extension ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) pour la ligne ( $x, 6\text{km}$ ) et des déplacements obtenus par modélisation 2D (en rouge) pour un modèle équivalent (onde SV; incidence:  $0^\circ$ ; azimut:  $90^\circ$ ;  $f_{max} = 0.42\text{Hz}$ ,  $T_{Ric} = 5.0\text{s}$ ).

Comparison of the displacements across the center of the irregularity of ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) extension (for the line along ( $x, 6\text{km}$ )) obtained by 3D modeling (black) with the displacements obtained by the corresponding 2D modeling (red). (incident SV wave; incidence angle:  $0^\circ$ ; azimuth:  $90^\circ$ ;  $f_{max} = 0.42\text{Hz}$ ,  $T_{Ric} = 5.0\text{s}$ ).

dépendamment de l'angle d'incidence, à cause du fort contraste entre le substratum et les couches sédimentaire. A l'intérieur du bassin, ce contraste provoque un redressement des ondes dans une direction proche de la verticale. Même si cette simplification est très probablement justifiée dans le cas d'une géométrie 1D, ceci n'est plus évident dans le cas de géométries 2D ou 3D. En effet, dans ces cas, une onde avec une incidence non-verticale peut éventuellement provoquer des diffractions variables, et l'incidence peut donc changer l'image des amplifications à la surface.

De plus, suite à un angle d'incidence non-verticale, les coefficients de réflexion et transmission des ondes S et P varient en fonction de l'angle d'incidence et des paramètres physiques des milieux (Aki et Richards, 1980). Ceci influe sur les interactions des différents types d'onde lorsqu'ils arrivent à une interface ou à la surface libre.

Dans le cas d'une onde SV incident verticalement sur une surface plane par exemple, l'onde SV est entièrement réfléchi et aucune conversion en onde P n'a lieu. Si l'angle d'incidence de l'onde S augmente de plus en plus, le coefficient de réflexion pour l'onde S diminue et une onde convertie en P apparaît, dont, en revanche, l'amplitude augmente avec l'angle d'incidence croissante. A partir d'un certain angle, l'angle critique  $\phi_{critique}$ , les coefficients de réflexion et transmission deviennent complexes et des ondes inhomogènes apparaissent.

Pour les calculs effectués ici, l'angle critique pour le milieu du demi-espace (qui atteint la surface libre dans le domaine bordier) peut être déduit des vitesses des ondes S et P selon  $\phi_{critique} = \arcsin(v_S/v_P)$ . Il est donc de  $35.3^\circ$ .

Nous avons ici étudié l'influence de l'angle d'incidence avec les mêmes géométries que dans le paragraphe précédent. Les figures 5.15 et 5.16 montrent les mouvements à la surface avec une géométrie ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) pour une onde SV avec un angle d'incidence variable de  $0^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $35^\circ$  et  $45^\circ$  (l'axe de polarisation est toujours le plan x-z).

Des petites différences entre les déplacements calculés pour les angles d'incidence de  $0^\circ$  et  $10^\circ$  peuvent être remarquées (Fig. 5.15). Sur la composante verticale, l'angle d'incidence non-nul transmet une contribution sur la composante verticale et modifie les mouvements. L'incidence non-verticale de l'onde provoque de plus une contribution propagative dans la direction x à travers l'irrégularité. Les déplacements présentés sur la figure 5.16 ne sont donc plus symétriques. Cette contribution propagative provoque un décalage des interférences par rapport à l'angle d'incidence de  $0^\circ$ ; les amplifications sont aussi légèrement modifiées, car les phases interfèrent différemment. Néanmoins, le comportement général reste très similaire, et ceci contrairement aux cas où l'angle d'incidence est de  $35^\circ$  ou  $45^\circ$  (Fig. 5.16). Dans ces derniers cas, les déplacements à la surface sont plus différents, aussi bien en amplitude qu'en phase car la direction de propagation provoque des interférences positives à des endroits variés, difficilement prévisibles par un simple raisonnement physique. Pour une onde incidente à  $35^\circ$ , on remarque que de fortes amplitudes sont localisées

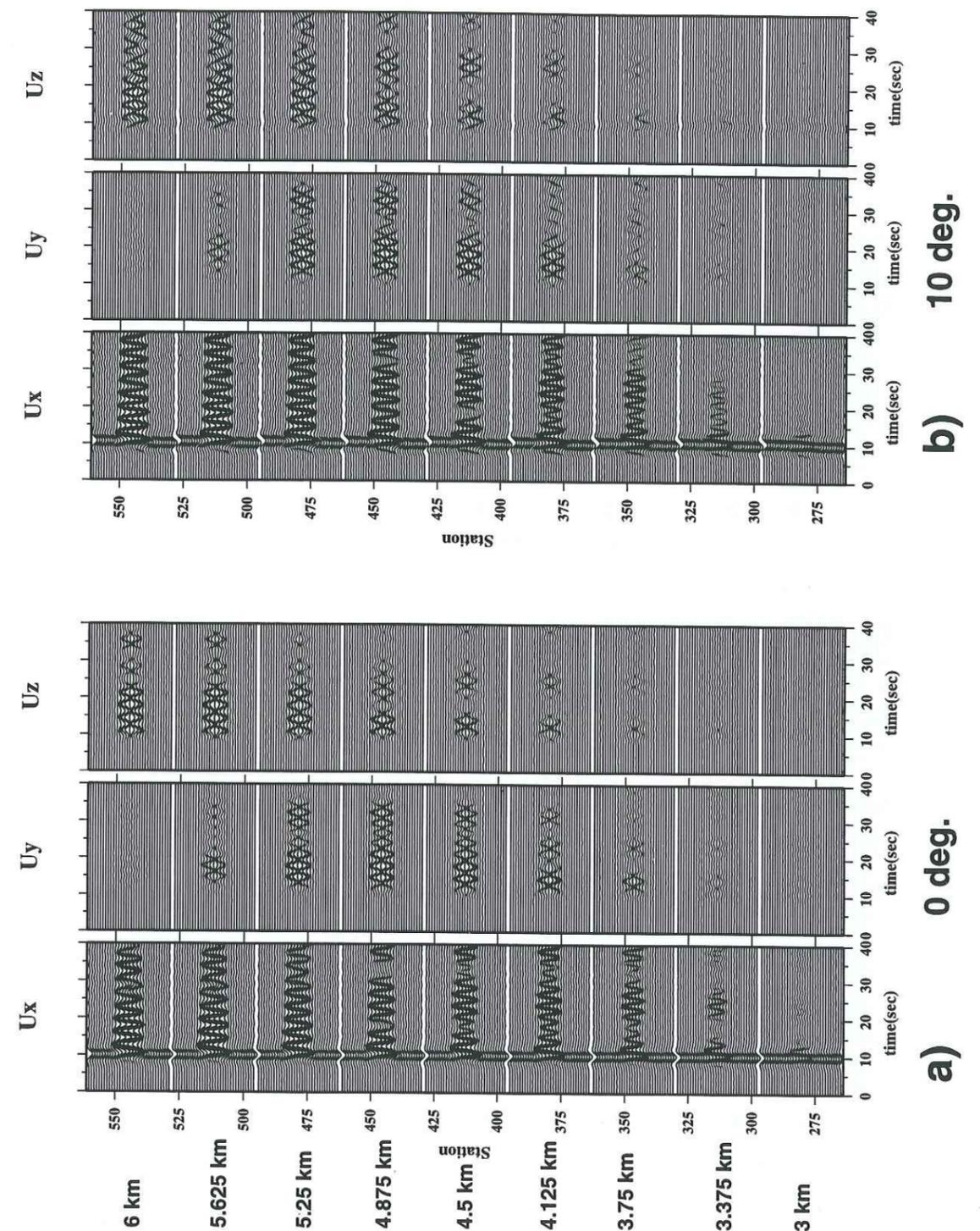


FIG. 5.15 – Mouvements à la surface dans le cas d'une géométrie ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) pour une onde SV avec un angle d'incidence de a)  $0^\circ$  et b)  $10^\circ$ . Chaque groupe de stations correspond à un profil le long de la direction x avec y variant de 3 km à 6 km du bas vers le haut. La distance entre les profils dans la direction y est  $0.375\text{ km}$  ( $f_{max} = 0.42\text{Hz}$ ,  $T_{Ric} = 5.0\text{s}$ , onde incidente SV polarisée dans la direction x).

Displacements at the surface for the model of an irregularity of ( $5\text{km} \times 11\text{km}$ ) for an incident SV wave (polarized along the x-axis) with an angle of incidence of a)  $0^\circ$  and b)  $10^\circ$ . Each group of stations correspond to a profile along the x direction, with y varying from 3 km to 6 km (for below to above). The off-set between each profile is  $0.375\text{ km}$  ( $f_{max} = 0.42\text{Hz}$ ,  $T_{Ric} = 5.0\text{s}$ ).

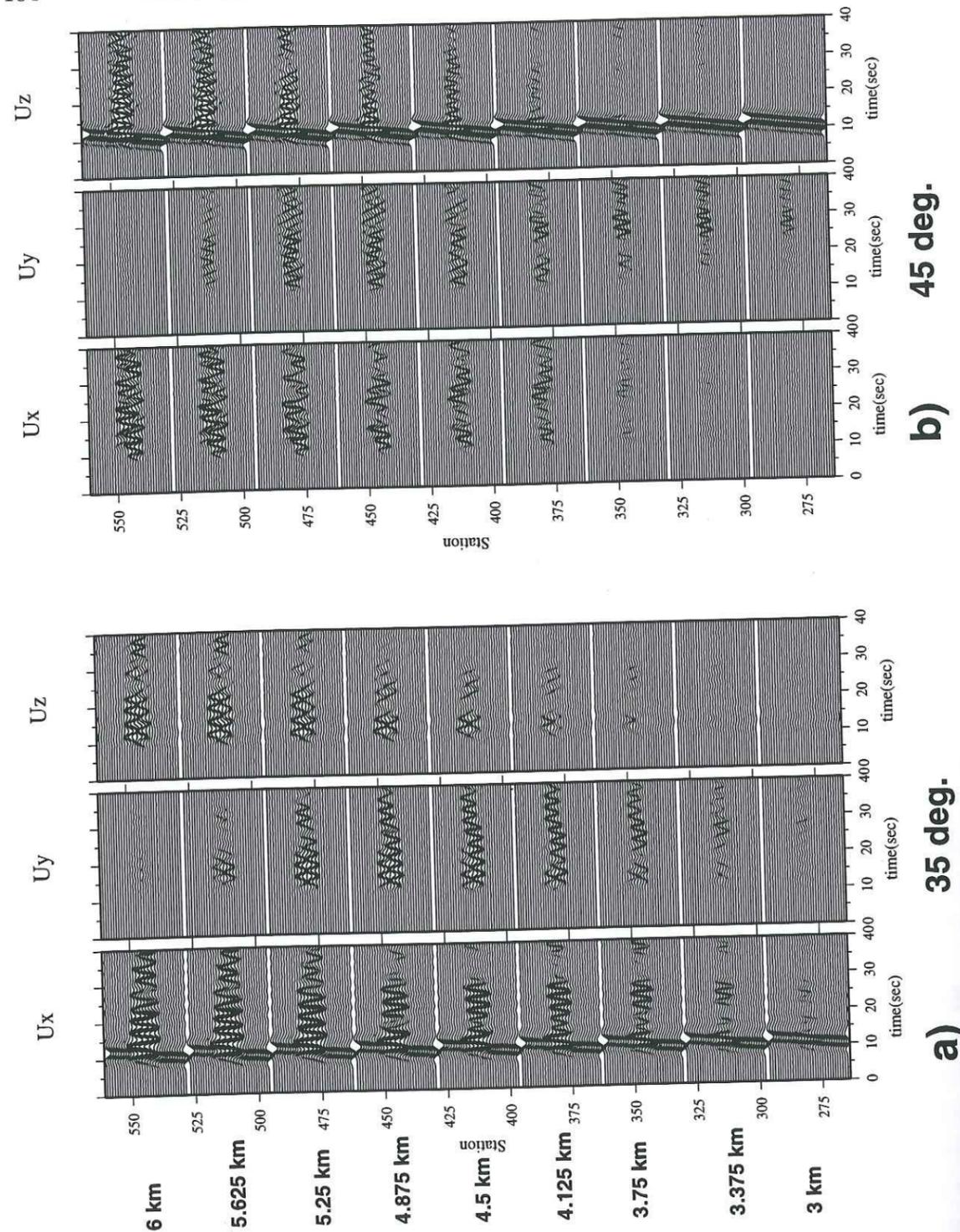


FIG. 5.16 - Mouvements à la surface dans le cas d'une géométrie ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ) pour une onde SV avec un angle d'incidence de  $35^\circ$  et  $45^\circ$ . Chaque groupe de stations correspond à un profil le long de la direction  $x$  avec  $y$  variant de  $3\text{ km}$  à  $6\text{ km}$  du bas vers le haut. La distance entre les profils dans la direction  $y$  est  $0.375\text{ km}$  ( $f_{\text{max}} = 0.42\text{ Hz}$ ,  $T_{\text{Ric}} = 5.0\text{ s}$ , onde incidente SV polarisée dans la direction  $x$ ).

Displacements at the surface for the model of an irregularity of ( $5\text{ km} \times 11\text{ km}$ ) for an incident SV wave (polarized along the  $x$ -axis) with an angle of incidence of a)  $35^\circ$  and b)  $45^\circ$ . Each group of stations correspond to a profile along the  $x$  direction, with  $y$  varying from  $3\text{ km}$  to  $6\text{ km}$  (for below to above). The off-set between each profile is  $0.375\text{ km}$  ( $f_{\text{max}} = 0.42\text{ Hz}$ ,  $T_{\text{Ric}} = 5.0\text{ s}$ ).

dans la partie Est du bassin ( $x \in [0\text{ km}, 6\text{ km}]$ ). Comme attendu d'après la théorie, aucun mouvement horizontal de l'onde incidente n'est visible à la surface pour un angle d'incidence de  $45^\circ$ , supérieur à l'angle critique. Les composantes  $x$  et  $y$  sont uniquement dues à des ondes diffractées, avec une forte variation de l'amplitude d'un endroit à l'autre, avec des amplitudes cependant assez significatives. Des fortes amplifications sont situées dans la partie centrale du bassin, quel que soit l'angle d'incidence. Nous remarquons que pour les angles d'incidence de  $35^\circ$  et de  $45^\circ$  l'hypothèse de Rayleigh n'est probablement plus valide. Néanmoins en raison du fort contraste entre le demi-espace et le bassin nous considérons que nos résultats peuvent être interprétés au moins qualitativement.

Même si ces observations, surtout celles concernant la contribution de l'onde directe sur le mouvement à la surface, peuvent être expliquées par des coefficients de réflexion et de transmission selon l'angle d'incidence, le comportement des ondes diffractées reste lié à l'interaction du champ incident avec la géométrie de l'interface. Des effets de focalisation des ondes peuvent donc apparaître, et modifier les observations par rapport à un angle d'incidence verticale. L'angle d'incidence vertical peut donner une bonne estimation des effets d'amplification à l'intérieur d'un bassin, il faut cependant rester conscient que des effets supplémentaires dus à un angle d'incidence non-vertical peuvent modifier localement les observations.

## 5.5 Modélisation d'une géométrie réaliste

Enfin, nous avons calculé trois scénarios pour une géométrie plus réaliste. Comme nous l'avons déjà remarqué, les limitations numériques sont encore trop restrictives pour permettre une modélisation numérique de bassins étendus, comme par exemple le bassin d'Osaka. Pour les plus petits bassins pour lesquels une modélisation est possible du point de vue informatique, c'est souvent la manque de connaissance de la structure, de la géométrie de l'interface et des paramètres physiques du proche sous-sol qui rend une modélisation difficile.

Pour ces raisons, nous avons modélisé un bassin dont la géométrie est inspirée par celle de la vallée de Volvi (la partie centrale du bassin autour du profil étudié dans le chapitre 2 prise en compte, mais dans la direction de l'axe de la vallée, NE et SW; le bassin a été fermé vers la surface pour justifier les conditions imposées par la méthode Aki-Larner). Les paramètres physiques sont les mêmes que ceux montrés dans le tableau 5.2. La géométrie de l'interface est montrée sur la figure 5.17 et la surface libre est plane. Seul l'azimut de l'onde incidente est variable (azimut de  $10^\circ$ ,  $50^\circ$  et  $330^\circ$ ). L'angle d'incidence est de  $10^\circ$  dans les trois cas et l'onde incidente est une onde SV.

Comme nous avons déjà mentionné, les limites du calcul, imposés par le mémoire de calcul des machines disponibles, sont contrôlés par la longueur de la périodicité choisie, la

vitesse minimale et la fréquence maximale qui doit être atteinte dans le calcul (Eq. 5.19). Il est important de choisir ces paramètres de façon à ce qu'au moins les premières fréquences de résonance du modèle soient incluses dans le calcul. Pour le cas 1D, la fréquence de résonance fondamentale est donnée par  $f_{res} = v_{min}/(4 \cdot h)$ , avec  $h$ : profondeur du modèle 1D. Avec cette formule, on peut estimer la fréquence de résonance pour le cas correspondant 1D, sachant qu'en 3D elle va être supérieure à cette estimation (voir paragraphe précédent). En utilisant les paramètres physiques données dans le tableau 5.2, la géométrie présentée sur la figure 5.17 est calculée en simple précision ( $n_{max} = 14$ ; avec  $f_s = 4$ ; voir Eq. 5.19), la fréquence maximale est fixée à 1.66Hz. Sachant que la profondeur maximale du bassin est de 1 km, la fréquence maximale du calcul est donc suffisamment grande pour pouvoir étudier la réponse du bassin en cas d'excitation à basse fréquence.

Les amplitudes des déplacements à la surface en fonction de la fréquence sont montrées sur les figures 5.18, 5.19 et 5.20. Elles ne sont présentées que jusqu'à 0.63 Hz, parce qu'au-delà le bruit numérique, essentiellement provenant des phases parasites des structures voisines, devient trop important.

A basse fréquence, on constate de fortes amplifications à l'intérieur du bassin qui sont réparties de façon très homogène transversalement au bassin. L'amplitude maximale se situe au centre du bassin où l'épaisseur des sédiments est maximale. Les fortes amplifications aux basses fréquences se situent dans des zones allongées à l'intérieur du bassin dans la direction du champ incident. Les amplitudes sont également dépendantes de l'azimut qui influe de façon différente sur l'excitation des résonances à l'intérieur du bassin.

A plus haute fréquence ( $> 0.40Hz$ ), les amplifications s'organisent dans de plus petits domaines, les zones affectés par les fortes amplifications ne présentent pas de distribution organisée. Néanmoins, ces zones restent principalement limitées à l'intérieur du bassin, dans lequel elles migrent et varient en fonction de la fréquence.

On constate également que les amplifications affectent les trois composantes indépendamment du type et de la direction de l'onde incidente, et ceci surtout à plus haute fréquence.

Suite aux variations de la réponse du bassin présentées ici, ainsi qu'aux résultats présentés dans les paragraphes précédents, il apparaît clair qu'une modélisation 1D ne peut pas mettre en évidence les effets d'amplification dans des bassins qui sont clairement d'une géométrie 3D. Les effets de focalisation d'onde dans le bassin, l'interférence des multiples ondes se propageant dans le bassin, ainsi que la conversion entre les différents types d'onde influant très significativement sur les effets d'amplification, sont autant de paramètres trop important pour être négligés et donc de permettre une approximation 1D.

Ces quelques exemples montrent que les effets 3D peuvent provoquer des amplifications très variables dans le cas de structures plus réalistes. La géométrie influe de façon très

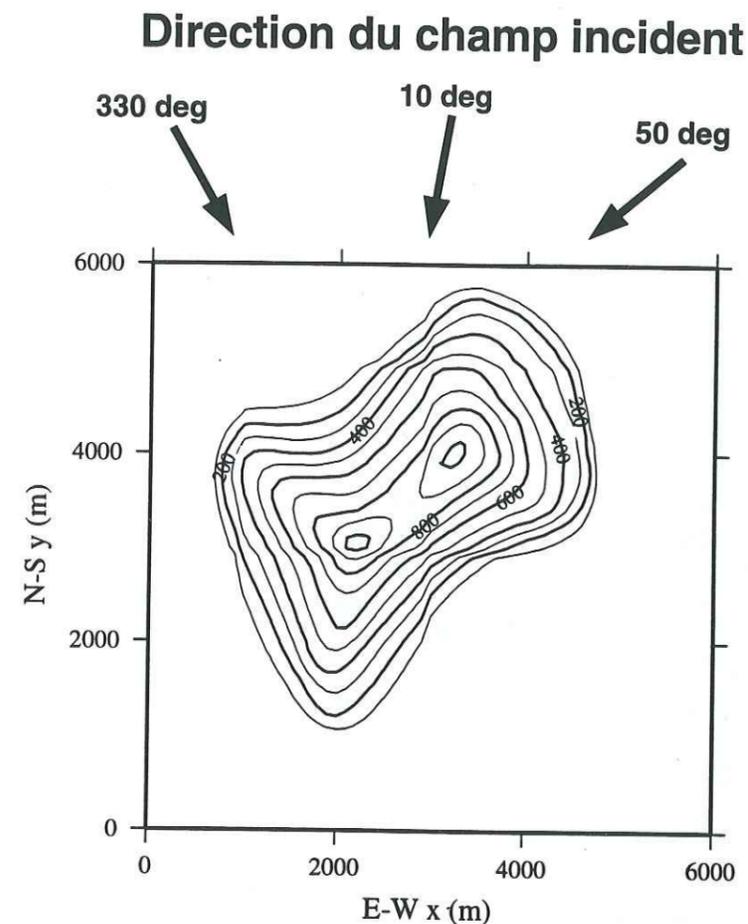


FIG. 5.17 – Interface de l'irrégularité utilisée pour le calcul des scénarios d'une géométrie complexe.

Interface of the irregularity used for the calculations of three scenarios of a complex geometry. The directions of the incident wave-field are indicated.

importante sur les amplifications et leur distribution est complexe. L'approximation d'un bassin réaliste par une géométrie lissée (cf. Études paramétrique) risque de ne pas mettre en évidence les effets d'amplification dont les amplitudes peuvent être significatives et qui sont provoqué par la focalisation des ondes sur une interface à géométrie complexe.

## 5.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'influence d'une géométrie tridimensionnelle du proche sous-sol sur les effets de site, notamment sur la variation locale de l'amplification du mouvement de sol.

A partir d'une étude paramétrique d'un bassin ellipsoïdal avec des axes variables, nous avons constaté des amplifications significatives à la surface dues à la géométrie

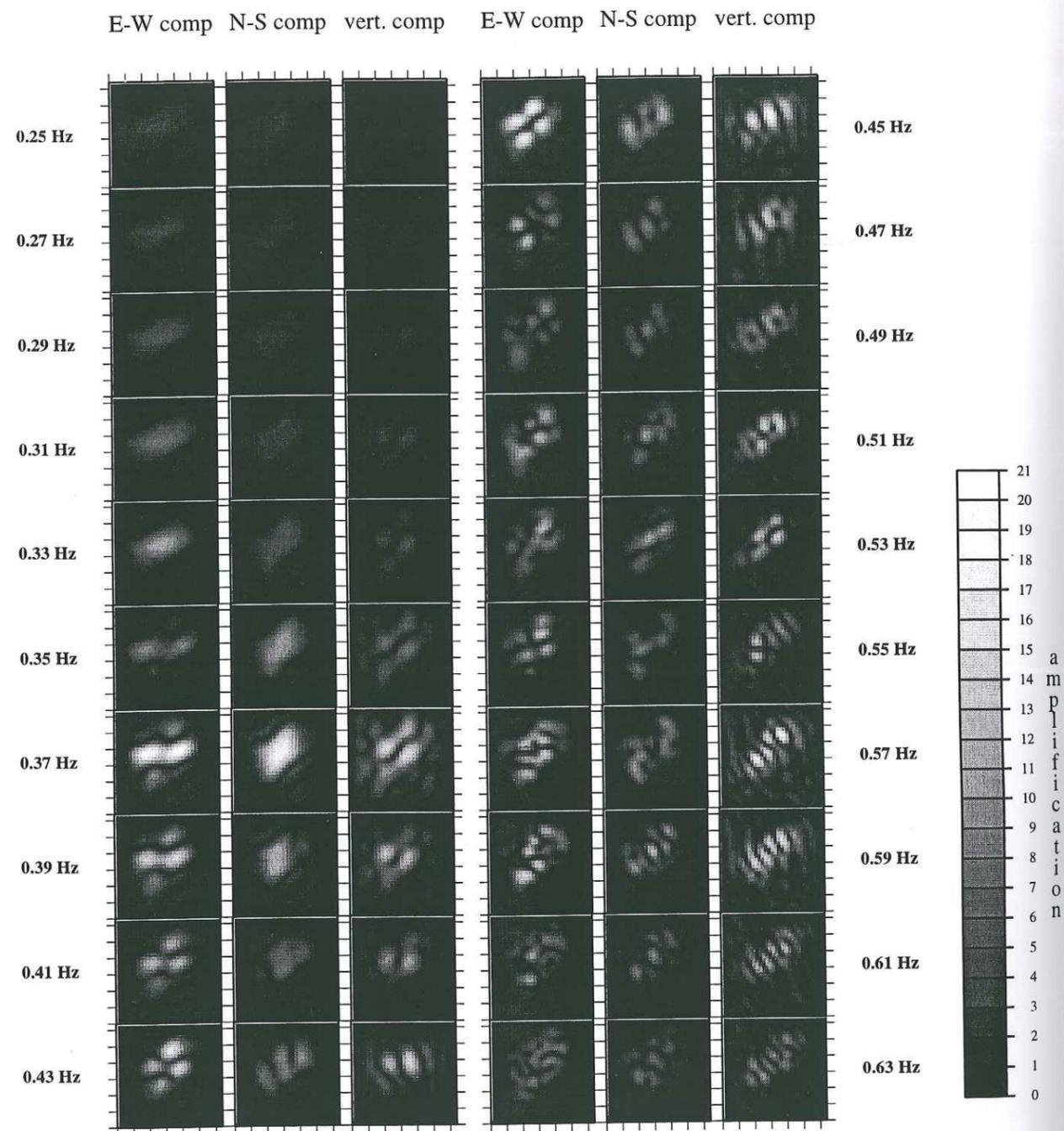


FIG. 5.18 – Fonctions de transfert à la surface pour des fréquences différentes interpolées sur  $(6\text{km} \times 6\text{km})$ . L'angle d'incidence est  $10^\circ$ , l'azimut  $50^\circ$ , et l'onde incidente une onde SV.

Transfer function interpolated across the surface of  $(6\text{km} \times 6\text{km})$  for different frequencies. The incidence angle is  $10^\circ$ , the azimuth  $50^\circ$ , for an incident SV wave.

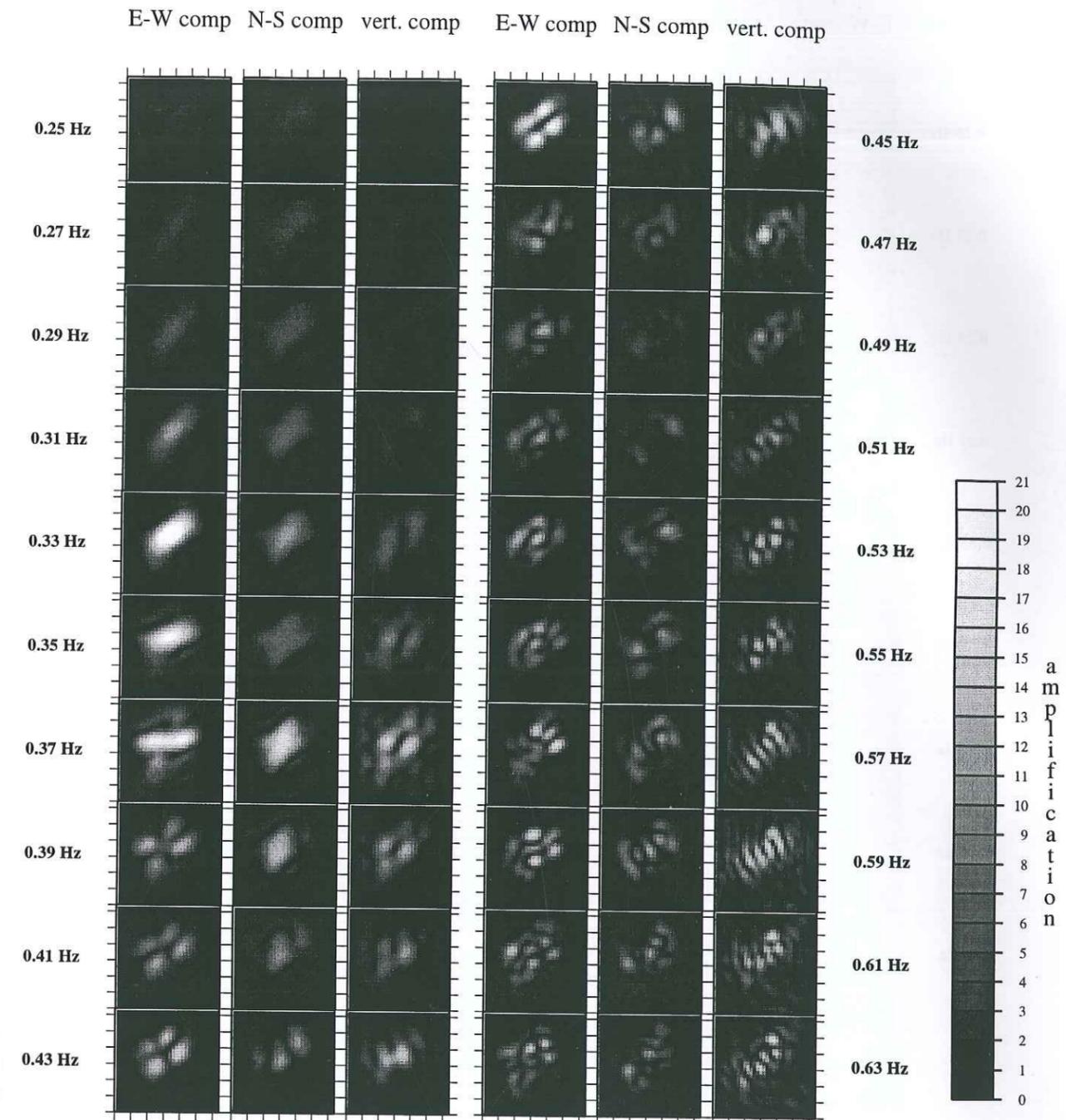


FIG. 5.19 – Fonctions de transfert à la surface pour des fréquences différentes interpolées sur  $(6\text{km} \times 6\text{km})$ . L'angle d'incidence est  $10^\circ$ , l'azimut  $10^\circ$ , et l'onde incidente une onde SV.

Transfer function interpolated across the surface of  $(6\text{km} \times 6\text{km})$  for different frequencies. The incidence angle is  $10^\circ$ , the azimuth  $10^\circ$ , for an incident SV wave.

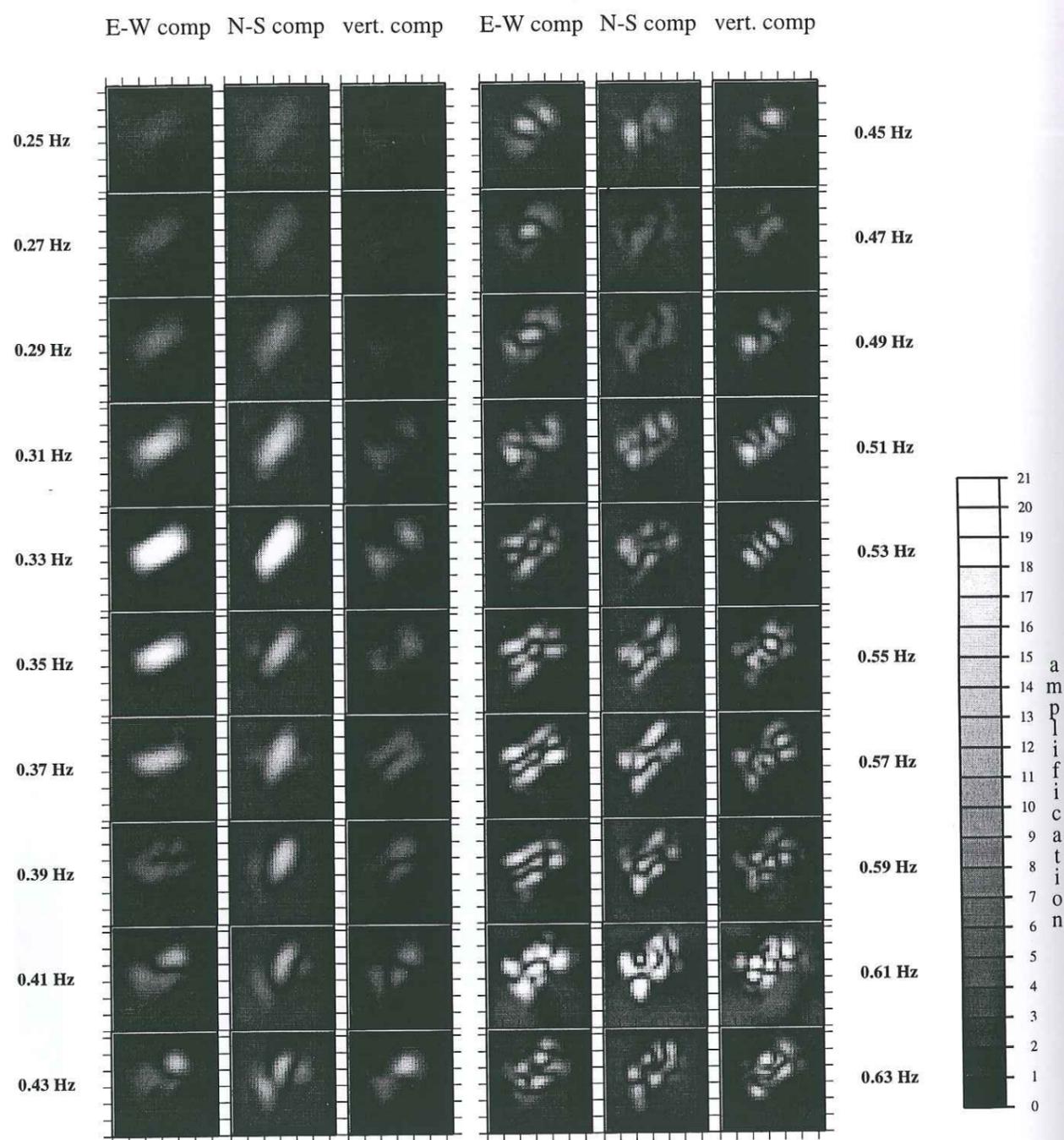


FIG. 5.20 – Fonctions de transfert à la surface pour des fréquences différentes interpolées sur ( $6\text{km} \times 6\text{km}$ ). L'angle d'incidence est  $10^\circ$ , l'azimut  $330^\circ$ , et l'onde incidente une onde SV.

Transfer function interpolated across the surface of ( $6\text{km} \times 6\text{km}$ ) for different frequencies. The incidence angle is  $10^\circ$ , the azimuth  $330^\circ$ , for an incident SV wave.

tridimensionnelle. Les principaux mécanismes observés entraînant des amplifications dans le cas d'une géométrie complexe sont les suivants:

- la focalisation des ondes à l'intérieur du bassin,
- la conversion des ondes en d'autres types d'onde, notamment en ondes de surface, et l'interaction des différentes ondes dans les trois dimensions de l'espace,
- les réverbérations et interférences positives des ondes captées dans le bassin,
- la présence d'un contraste de l'impédance important,
- le décalage des fréquences de résonances vers les plus hautes fréquences (par rapport aux modélisations 2D) et l'importance des fréquences intermédiaires qui apparaissent.

Ces résultats montrent qu'une modélisation 3D semble indispensable pour une estimation précise des effets d'amplification à des sites présentant une géologie tridimensionnelle. Néanmoins, une modélisation 3D reste un moyen très coûteux en temps de calcul voire parfois impossible à cause des limitations de mémoire. Dans des tels cas, une modélisation 2D, calculée pour une géométrie infinie dans une direction horizontale, peut néanmoins apporter une bonne vision générale du mouvement de sol. Cependant, il faut être conscient que dans ce cas, les fréquences et les amplifications calculées seront probablement sous-estimées.

Les modélisations pour une géométrie plus réaliste et plus complexe mettent en évidence les importantes variations des amplifications à la surface lorsque l'angle d'incidence et de l'azimut du champ d'onde par rapport à la structure varient. De plus, à plus haute fréquence, les amplifications s'organisent dans des plus petites domaines distribués aléatoirement dans le bassin. A notre connaissance, ce comportement n'avait pas été observé jusqu'alors dans des modélisations numériques; il pourrait expliquer des observations d'amplification extrêmement locales, faites à la suite de tremblements de terre destructeurs (Boatwright et al., 1991b; Hartzell et al., 1996). En conséquence, la prise en compte de la géométrie locale pour l'estimation du risque sismique nous semble importante en raison de la variation des amplifications remarquées, bien que ceci soit encore assez difficile car de nombreux paramètres influent sur les effets locaux. Ceci demande par ailleurs une bonne connaissance de la structure du sous-sol et de ses paramètres physiques. Une première approche des effets de site dans des modélisation tridimensionnelle pourra être basée sur l'utilisation des azimuts préférentiels selon la localisation du site par rapport aux failles actives de la région.

Dans le futur, il sera également intéressant de tester la méthode h/v-RT avec une modélisation 3D, similaire comme nous l'avons effectuée pour une modélisation 2D dans

le troisième chapitre. Les différents modes de résonance observés par les modélisations précédentes devraient également affecté de façon particulière les trois composantes, et se traduire par un comportement bien particulier au site en cas du calcul du rapport spectral. Ceci pourra éventuellement contribuer à une nouvelle compréhension du mécanisme physique de la méthode h/v-RT.

Deux extensions possibles de la méthode telle qu'elle est disponible pour l'instant pourront aussi, dans le futur, contribuer d'abord à une meilleure approximation de la réalité par le calcul, et ensuite à une meilleure compréhension des effets physiques. Ceci sont l'implantation d'une source plus réaliste, d'abord une source ponctuelle, et à plus long terme même des sources complexes, et l'extension de la méthode soit à plusieurs couches irrégulières, mais d'abord, par simplicité juste pour une stratification plane dans la couche superficielle et le demi-espace. Ces extensions pourront clarifier par une approche plus réaliste les effets présents dans la nature.

Finalement, l'application du code de calcul sur des machines parallèles va permettre de surmonter la limitation principale de la méthode à l'heure actuelle (le mémoire des machines de calcul). Les travaux des spécialistes sont en cours, concernant les problèmes d'une librairie informatiques spéciale pour des machines parallèles. Il sera, dans le proche futur, sans doute possible, de modéliser, comme souhaiter au départ, des plus grandes structures réaliste qui sont tout particulièrement exposées aux effets de site, à cause de leur extension géométrique.

## Conclusion générale

Grâce à une approche pluridisciplinaire, basée en premier lieu sur une connaissance très précise du proche sous-sol du site étudié, nous avons pu mener une étude fine et comparative sur les effets de site. Notre étude nous a permis à partir d'un unique jeu de données (1) d'estimer précisément les amplifications à EURO-SEISTEST, (2) de tester et comparer différentes méthodes expérimentales utilisées pour l'évaluation des effets de site, et (3) de contribuer à une meilleure compréhension des mécanismes physiques d'amplification par une nouvelle approche expérimentale (étude de la cohérence) et par des modélisations numériques. Nous résumons ces trois aspects du travail dans les paragraphes suivants.

Sur le site, nous avons montré que les mouvements incidents sont fortement amplifiés ( $\geq 8$ ) dans le graben Mygdonien. Ces amplifications sont directement liées à la géologie locale et elles se situent dans la partie centrale du graben où le remplissage des alluvions est maximal. Les effets locaux dominant dans les signaux ce qui entraîne une réponse du site extrêmement stable, indépendante des séismes et de la contribution des signaux. Des effets azimuthaux, parfois observés sur d'autres sites ou modélisés numériquement, ne sont pas observés à EURO-SEISTEST. Ceci est dû aux fortes interactions entre différents types d'ondes provoquées par des diffractions et réflexions à la surface libre ou aux interfaces du bassin qui focalisent l'énergie à l'intérieur de ce dernier. Ainsi les amplifications sur ce site sont essentiellement contrôlées par la géologie locale complexe et par la géométrie du site.

La comparaison, à partir des données acquises au site test, de cinq méthodes différentes utilisées pour l'estimation des amplifications (la méthode des rapports spectraux traditionnels TSRT, la méthode des fonctions récepteurs h/v-RT, une inversion généralisée GIT, une méthode basée sur les signaux de la Coda PA et la méthode dite de Nakamura (h/v sur bruit de fond)) met en évidence les limitations des méthodes h/v-RT et Nakamura dans le cas d'un site géologiquement complexe. Ces deux méthodes font implicitement l'hypothèse que la composante verticale n'est pas affectée par les amplifications et sous-estiment donc le niveau d'amplification à des fréquences supérieures à la

fréquence fondamentale. L'amplification estimée à la fréquence fondamentale est également à interpréter avec prudence. L'utilisation et interprétation "aveugles" de ces deux méthodes peuvent donc entraîner d'importantes erreurs d'estimation d'amplification. En effet, une faible amplification mesurée par la méthode  $h/v$ -RT ou la méthode de Nakamura pourra aussi bien être associée à une absence réelle d'amplification qu'à une forte amplification également transmise sur la composante verticale.

La similarité dans la forme des rapports spectraux calculés avec la méthode TSRT et la méthode  $h/v$ -RT (obtenue aussi bien expérimentalement que par des modélisations numériques) indique néanmoins que les estimations obtenues avec la méthode  $h/v$ -RT contiennent une certaine information aux fréquences supérieures à la fréquence fondamentale, dont la signification devrait être étudiée plus en détail dans le futur.

Nous avons développé une nouvelle approche expérimentale des amplifications basée sur l'analyse de la cohérence spatiale. La variation de la cohérence en fonction de la distance entre les points de mesure est différente pour des distances inférieures et supérieures à une distance critique, qui est de 100 m au site étudié. On constate en particulier que pour des distances supérieures à 100 m la cohérence est principalement dominée par des effets locaux indépendamment des signaux choisis. Ceci impliquerait que pour une première étude de reconnaissance d'un site, l'estimation du mouvement différentiel entre deux points peut être effectuée par l'étude de la cohérence spatiale en utilisant les enregistrements de bruit de fond.

Nous avons effectué des modélisations numériques afin de mieux comprendre les paramètres qui contrôlent les amplifications. Il faut cependant rester conscient que les modélisations numériques exigent des simplifications importantes par rapport à la réalité. Les modélisations 1D et 2D avec une excitation par une onde plane permettent uniquement d'estimer la fréquence fondamentale, mais le niveau d'amplification et les fréquences amplifiées à plus haute fréquence n'atteignent pas le même niveau que pour les estimations expérimentales ou par les modélisations 3D. Parmi les modélisations 1D et 2D, la modélisation par une méthode hybride 2D avec une source tridimensionnelle, donc plus réaliste, et tenant compte de la propagation dans la croûte, a montré des estimations comparables aux estimations expérimentales.

Une structure géologique tridimensionnelle peut entraîner des amplifications significativement différentes par rapport à une structure 1D ou 2D. Dans ce cas, seule la modélisation 3D permet de tenir compte de l'ensemble des ondes piégées dans le bassin et contribuant aux amplifications. Nous avons donc étendu la méthode d'Aki et Larner (1970) en 3D. Bien que nous soyons pour l'instant limités à des cas exemplaires pour des raisons informatiques, l'importance des effets géométriques 3D apparaît clairement sur les amplifications. Nos modélisations 3D pour des bassins de tailles différentes, et

considérant une géométrie plus réaliste ont clairement montré l'importance des ondes diffractées dans les trois directions de l'espace dont les amplitudes peuvent devenir relativement importantes. On observe une augmentation du niveau d'amplification et un changement significatif des modes de résonances. Pour des géométries plus réalistes, la localisation des fortes amplifications dépend de la direction du champ incident. Seule une estimation au premier ordre des amplifications nous semble possible en tenant compte de plusieurs directions du champ incident. Par ce dernier travail, il apparaît que les modélisations numériques telles qu'elles sont possibles aujourd'hui ne permettent de donner que des indications générales sur l'amplification locale, parce elles exigent une connaissance très détaillée du sous-sol (géométrie, profil des vitesses et de la densité). De plus, des simulations de séismes réalistes sont nécessaires (localisation du séisme par rapport à la localité étudiée, mécanisme au foyer) afin de prévoir plus précisément les effets locaux.

Plusieurs perspectives nous semblent importantes au vu des résultats obtenus par ce travail.

La forte corrélation entre la géologie locale du site EURO-SEISTEST et les amplifications observées montre l'importance pour l'étude des effets de site d'une reconnaissance pluridisciplinaire (géophysique, géotechnique, géologique) du site. Une connaissance précise du site est bien nécessaire pour toute approche expérimentale ou numérique.

Les limites des méthodes expérimentales utilisées pour les estimations sont maintenant relativement bien comprises en ce qui concerne leur application pratique. Des développements théoriques et numériques sont nécessaires pour mieux comprendre les bases physiques, notamment en ce qui concerne les méthodes utilisant les rapports spectraux  $h/v$ .

Les effets de site couplés avec les informations géotechniques peuvent probablement être observés de façon plus détaillée par des mesures plus performantes sur la cohérence spatiale à courte distance. Des techniques de réseaux denses (en particulier avec une synchronisation des stations d'acquisition par une seule horloge) sont prometteuses pour observer plus précisément le comportement du champ d'onde suite aux effets locaux d'un site.

Enfin, l'extension du code de modélisation numérique 3D en tenant compte d'une source ponctuelle ou d'une source encore plus réaliste sera nécessaire pour pouvoir comparer les enregistrements réels avec les modélisations numériques. De plus, la modélisation tridimensionnelle sur une machine parallèle devra permettre d'élargir la taille du modèle calculé et offrir la possibilité de modéliser des cas réels.

## Références

- Abrahamson, N. A. et B. A. Bolt (1987). Array Analysis and synthesis mapping of strong ground motion, in: *Strong Motion Synthetics: Computational techniques series*, Ed: B. A. Bolt, Academic Press, New York
- Abrahamson, N. A., B. A. Bolt, R. B. Darragh, J. Pensien et Y. B. Tsai (1987). The SMART I Accelerograph Array (1980-1987): A Review, *Earthquake Spectra*, **3**, 263-287
- Abrahamson, N. A., J. F. Schneider et J. C. Stepp (1991). Empirical spatial coherency functions for application to soil-structure interaction analyses, *Earthquake Spectra*, **7**, 1-27
- Abrahamson, N. A. (1992). Generation of spatially incoherent strong motion time histories. In: *Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering*, Madrid, Spain 19-24 July 1992, 845-850
- Aki, K. et K. L. Larner (1970). Surface Motion of a Layered Medium Having an Irregular Interface Due to Incident Plane SH Waves, *J. Geophys. Res.*, **75**, 933-954
- Aki, K. et B. Chouet (1975). Origin of Coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342
- Aki, K. et P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology: Theorie and Methods*, W. H. Freeman and Company, New York
- Aki, K. (1988). Local Site Effects on Strong Ground Motion, in: *Earthquake Engineering and Soil Dynamics. 11: Recent Advances in Ground-Motion Evaluation.*, Ed: J. L. Von Thun, Am. Soc. Civil Eng. Geotechnical Spec. Publ., **20**, 103-155
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion, *Tectonophysics*, **218**, 93-111
- Alterman, Z. et F. C. Karal (1968). Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 367-398

- Andrews, D. J. (1986). Objective Determination of Source Parameters and Similarity of Earthquakes of Different Size, in *Earthquake Source Mechanics*, Eds.: S. Das, J. Boatwright et C. H. Scholz, Washington, D. C., American Geophysical Union, 259-268
- Azimi, S. A., A. V. Kalinin, V. V. Kalinin et B. L. Pivovarov (1968). Impulse and Transient Characteristics of Media with Linear and Quadratic Absorption Laws, *Izv. Earth Phys.*, **2**, 88-93
- Bao, H., J. Bielak, O. Ghattas, L. F. Kallivokas et J. Xu (1997). Large-Scale Simulation of Basin Effects on Ground Motion, *29th Gen. Ass. of IASPEI*, Thessalonique (Grèce)
- Bard, P.-Y. et M. Bouchon (1980a). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263-1286
- Bard, P.-Y. et M. Bouchon (1980b). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 2. The case of incident P and SV waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1921-1941
- Bard, P.-Y. (1983). Les effets de site d'origine structurale en sismologie. Modélisation et interprétation. Application au risque sismique., *Thèse de Doctorat*, Université scientifique et médicale et Institut National Polytechnique, Grenoble
- Bard, P.-Y. et J.-C. Gariel (1986). The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 343-366
- Bard, P.-Y. (1995). Seismic input motion for large structures. In: *18<sup>ème</sup> Séminaire Régional Européen de Génie Parasismique*, 4-8 Septembre 1995, Ecole Centrale de Lyon (France), 201-225.
- Beck, J. L. et J. F. Hall (1986). Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 593-596
- Beresnev, I. A. et W.-L. Wen (1996). Non-linear Soil Response - A Reality?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1964-1978
- Biehler, S., J. Ferguson, W. S. Baldrige, G. R. Jiracek, J. L. Aldern, M. Martinez, R. Fernandez, J. Romo, B. Gilpin, L. W. Braile, D. R. Hersey, B. P. Luyendyk et C. L. Aiken (1991). A Geophysical Model of the Espanola Basin, Rio Grande Rift, New Mexico, *Geophysics*, **56**, 340-353
- Bielak, J., Member ASCE, J. Xu et O. Ghattas (1997). On Earthquake Ground Motion and Structural Response in Alluvial Valleys, *Technical Report CMU-CML*, 97-101

- Boatwright, J., J. B. Fletcher et T. E. Fumal (1991a). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1754-1782
- Boatwright, J., L. C. Seekins, T. E. Fumal, H. P. Lui et C. S. Mueller (1991b). Ground motion amplification in the Marina district, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1980-1997
- Bonamassa, O. et J. E. Vidale (1991a). Directional Site Resonances Observed From Aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1945-1957
- Bonamassa, O., J. E. Vidale, H. Houston et S. Schwartz (1991b). Directional Site Resonances and the Influence of Near-Surface Geology on Ground Motion, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 901-904.
- Bonilla, L. F., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Turmakin et R. Archuleta (1997). Site Amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of Site-Effect Estimation Using the S-Wave, Coda, and H/V Methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 710-730
- Boore, D. M. (1972). Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials, in: *Methods in Computational Physics*, Eds. B. Alder, S. Derbach et M. Rotenberg, Academic Press, New York, **11**, 1-37
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61
- Borcherdt, R. D. et J. F. Gibbs (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 467-500
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959-971
- Bouchon, M., C. A. Schultz et M. N. Toksöz (1996). Effect of 3D Topography on Seismic Motion, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5835-5846
- Bouchon, M. et J. S. Barker (1996). Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 66-72
- Chávez-García, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld et P.-Y. Bard (1990). An Experimental Study of Site Effects near Thessaloniki (northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 784-806

- Chávez-García, F. J., W. R. Stephenson et M. Rodríguez (1997). Lateral Propagation effects Observed at Parkway, New Zealand. A Case History to Compare 1D vs 2D Site Effects, soumis au *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Clouteau, D. (1990). Propagation d'ondes dans des milieux hétérogènes, application à la tenue des ouvrages sous séismes, *Thèse E.C.P.*, Paris
- Coutant, O. (1989). Programme de simulation numérique AXITRA (version 1 et 2), LGIT, Grenoble
- Cramer, C. H. (1995). Weak-Motion Observations and Modeling for the Turkey Flat, U. S., Site-Effects Test Area near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 440-451
- Cranswick, E., R. Wetmiller et J. Boatwright (1985). High-frequency observation and source parameters of microearthquakes recorded at hard-rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1535-1567
- Darragh, R. B. et A. F. Shakal (1991). The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1885-1899
- Der Kiureghian, A. (1996). A Coherency Model for Spatially Varying Ground Motions, *Earthq. Engng. Struct. Dyn.*, **25**, 99-111.
- Duval, A. M. (1994). Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale, *Thèse de Doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris
- Fäh, D., C. Iodice, P. Suhadolc et G. F. Panza (1993). A new method for the realistic estimation of seismic ground motion in megacities: the case of Rome, *Earthquake Spectra*, **9**, 642-668
- Fäh, D. et P. Suhadolc (1994). Application of Numerical Wave-propagation Techniques to Study Local Soil Effects: The Case of Benevento (Italy), *Pure and Applied Geophys.*, **143**, 513-536
- Fäh, D., P. Suhadolc, St. Mueller et G. F. Panza (1994). A Hybrid Method for the Estimation of Ground Motion in Sedimentary Basins: Quantitative Modeling for Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 383-399
- Field, E. H., S. H. Hough et K. H. Jacob (1990). Using Microtremors To Assess Potential Earthquake Site Response: A Case Study In Flushing Meadows, New York City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1456-1480

- Field, E. H., K. H. Jacob et S. H. Hough (1992) Earthquake Site Response Estimation: A Weak-Motion Case Study, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2283-2307
- Field, E. H. et K. H. Jacob (1995). A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three that are Non Reference-Site Dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127-1143
- Field, E. H., A. C. Clement, K. H. Jacob, V. Aharonian, S. E. Hough, P. A. Friberg, T. O. Babaian, S. S. Karapetian, S. M. Hovanessian et H. A. Abramian (1995). Earthquake Site-Response Study in Giumri (Formerly Leninakan), Armenia, Using Ambient Noise Observations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 349-353
- Field, E. H. (1996). Spectral Amplification in a Sediment-Filled Valley Exhibiting Clear Basin-Edge Induced Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 991-1005
- Frankel, A. et J. Vidale (1992). A three-dimensional simulation of seismic waves in the Santa-Clara valley, California, from the Loma Prieta aftershock, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2045-2974
- Frankel, A. (1993). Three-dimensional simulations of seismic waves in the San Bernardino valley, California, for hypothetical earthquakes on the San Andreas fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1020-1041
- Fréchet, J. et F. Thouvenot (1993). Bibliothèque SISMALP (Version 14.01). *Rapport LGIT*, Université Joseph Fourier, Grenoble
- Futterman, W. I. (1962). Dispersive Body Waves, *J. Geophys. Res.*, **67**, 5279-5291
- Gao S., H. Liu, P. M. Davis et L. Knopoff (1996). Localized Amplification of Seismic Waves and Correlation with Damage due to the Northridge Earthquake: Evidence for Focusing in Santa Monica, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, S209-S230
- Géli, L. (1985). Propagation d'ondes sismiques dans les formations superficielles: Effet d'un arrangement géométrique complexe et influence de la saturation en eau, *Thèse de Doctorat*, Université scientifique et médicale de Grenoble
- Géli, L., P.-Y. Bard et B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 42-63
- Geller, R. J. (1997). Predictable Publicity, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 477-480
- Graves, R. W. (1995). Preliminary analysis of long-period basin response in the Los Angeles region from the 1994 Northridge earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 101-104

- Gutierrez, C. et S. K. Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 642-659
- Hanks, T. C. et A. G. Brady (1991). The Loma Prieta earthquake, ground motion, and damage in Oakland, Treasure Island and San Francisco, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2019-2047
- Harichandran, R. S. (1991). Estimating the spatial variation of earthquake ground motion from dense array recordings, *Structural Safety*, **10**, 219-233
- Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata et K. Irikura (1995). Basin induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, *J. Phys. Earth*, **43**, 131-155
- Hartzell, S. H. (1992). Site Response Estimation from Earthquake Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2308-2327
- Hartzell, S. H., D. L. Carver et K. W. King (1994). Initial Investigation of Site and Topographic Effects at Robinwood Ridge, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1336-1349
- Hartzell, S. H., A. Leeds, A. Frankel et J. Michael (1996). Site Response for Urban Los Angeles Using Aftershocks of the Northridge Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, S168-S192
- Hatzfeld, D., A. A. Christodoulou, E. M. Scordilis, D. Panagiotopoulos et P. M. Hatzidimitriou (1986/87). A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece), *Earth and Planetary Science Letters*, **81**, 379-396
- Hatzidimitriou, P. M., D. Hatzfeld, E. M. Scordilis, E. E. Papadimitriou et A. A. Christodoulou (1991). Seismotectonic evidence of an active normal fault beneath Thessaloniki (Greece), *TerraMotae*, 648-654
- Helmberger, D. V. et J. E. Vidale (1988). Modeling strong motions produced by earthquakes with two-dimensional numerical codes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 109-121
- Horike, M., H. Uebayashi et Y. Takeuchi, (1990). Seismic Response in Three-Dimensional Sedimentary Basin due to Plane S Wave Incidence, *J. Phys. Earth*, **38**, 261-284
- Hough, S. E. et E. H. Field (1996). On the Coherence of Ground Motion in the San Fernando Valley, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1724-1732

- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase et K. Irikura (1996). Site Amplification of Ground Motions during Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake in Severely Damaged Zone - Array Observation of Ground Motions in Higashinada Ward, Kobe City, Japan, *J. Phys. Earth*, **44**, 553-561
- Jongmans, D., K. Pitilakis, D. Demanet, D. Raptakis, C. Horrent, G. Tsokas, K. Lontzetzidis et J. Riepl (1997). EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Graben and Validation of the Basin Response to One Earthquake and One Shot, accepté dans *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Kamae K., K. Irikura et P.-Y. Bard (1997). Blind prediction of strong ground motion at EURO-SEISTEST using the empirical Greens function method, soumis au *Journal of Seismology*
- Kato, K., K. Aki et M. Takemura (1995). Site Amplification from Coda Waves: Validation and Application to S-Wave Site Response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 467-477
- Kawase, H. (1988). Time-domain response of a semi-circular canyon for incident SV, P and Rayleigh waves calculated by the discrete wave number boundary element method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1415-1437
- Kawase, H. (1996). The Cause of the Damage Belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect", Constructive Interference of the Direct S-Wave with the Basin-Induced Diffracted Rayleigh Waves, *Seism. Res. Lett.*, **67**, 25-34
- Kelly, K. R., R. W. Ward, S. Treitel et R. M. Alford (1976). Synthetic seismograms: a finite-difference approach, *Geophysics*, **79**, 1361-1382
- Kennett, B. L. N. (1983). Seismic wave propagation in a stratified half-space, *Cambridge University Press*, Cambridge
- Kockel, F. et H. Mollat (1977). Geologische Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete, 1:100000 (Nord Griechenland), *GeoCenter, Stuttgart*
- Kohketsu, K. (1987). 2-D reflectivity method and synthetic seismograms for irregularly layered structures-I. SH wave generation, *Geophy. J. R. Astron. Soc.*, **89**, 821-838
- Koyanagi, S., K. Mayeda et K. Aki (1992). Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1151-1185
- Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-the-art report, *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Nice, France, 1878-1907

- Kulhánek, O. et K. Meyer (1979). Source parameters of the Volvi-Langadhas earthquake of June 20, 1978 deduced from body-wave spectra at stations Uppsala and Kiruna, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1289-1294
- Lachet, C. et P.-Y. Bard (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, *J. Phys. Earth*, **42**, 377-397
- Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou et A. Savvaidis (1996). Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece). Comparison of different Approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1692-1703
- Larner, L. (1970). Near receiver scattering of teleseismic body waves in layered crust-mantle models having irregular interfaces, *Ph.D. Thesis*, M.I.T., Cambridge, Massachusetts
- Lee W. H. K. et J. C. Lahr (1975). HYPO71 (Revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes, *USGS Open-File Report*, 75-311
- Lermo, J. et F. J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594
- Lermo, J. et F. J. Chávez-García (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **13**, 413-423
- Loh, C.-H. (1991). Spatial variability of seismic waves and its engineering application, *Structural Safety*, **10**, 95-111
- Luco, J. E. et H. L. Wong (1986). Response of a rigid foundation to a spatially random ground motion, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **14**, 891-908
- Margheriti, L., L. Wennerberg et J. Boatwright (1994). A Comparison of Coda and S-Wave Spectral Ratios as Estimates of Site Response in the Southern San Francisco Bay area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1815-1830
- Martin, Ph. (1997). Néotectonique du graben Mygdonien (Macedoine, Grèce). *Rapport de stage du DEA*, LGIT, Grenoble
- Martinod, J., D. Hatzfeld, P. Savvaidis et K. Katsambalos (1997). Rapid N-S extension in the Mygdonian graben (Northern Greece) deduced from repeated geodetic surveys, accepté dans *Geophys. Res. Lett.*

- Mayeda, K., S. Koyanagi et K. Aki (1991). Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2194-2213
- Menke, W., A. L. Lerner-Lam, B. Dubendorff et J. Pacheco (1990). Polarization and coherence of 5 to 30 Hz seismic wave fields at a hard-rock site and their relevance to velocity heterogeneities in the crust, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **80**, 430-449
- Menke, W., A. L. Lerner-Lam et R. Mithal (1991). Spatial Coherence of 5-25 Hz Seismic Wavefields at a Hard Rock Site, *Structural Safety*, **10**, 163-179
- Mercier, J.-L., E. Carey-Gailhardis, N. Mouyaris, K. Simeakis, T. Roundoyannis et C. Anghelidhis (1983). Structural Analysis of Recent and Active Faults and Regional State of Stress in the Epicentral Area of the 1978 Thessaloniki Earthquake (Northern Greece), *Tectonics*, **2**, 577-600
- Müller, G. (1985). The reflectivity method: a tutorial, *J. Geophys.*, **58**, 153-174
- Nadim, F., E. H. Vanmarcke, O. T. Gudmestad et S. Hetland (1991). Influence of spatial variation of earthquake motion on response of gravity base platforms, *Structural Safety*, **10**, 113-128
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremors on the Ground surface, *OR of RTRI*, **30**, 25-33
- Nogoshi, M. et T. Igarashi (1970). On the propagation Characteristics of microtremor, *Jour. Seism. Soc. Japan*, **23**, 264-280 (en japonais avec résumé en anglais)
- Nogoshi, M. et T. Igarashi (1971). On the amplitude Characteristics of microtremor (Part 2), *Jour. Seism. Soc. Japan*, **24**, 26-40 (en japonais avec résumé en anglais)
- Ohuri, M., K. Koketsu et T. Minami, (1992). Seismic Response of Three-Dimensional Sediment-Filled Valleys due to Incident Plane Waves, *J. Phys. Earth*, **40**, 209-222
- Ohtsuki, A., H. Yamahara et T. Tazoh (1984). Effect of lateral inhomogeneity on seismic waves, II Observations and analyses, *Earthquake Engineering and structural Dynamics*, **12**, 795-816
- Oliveira, C. S., H. Hao et J. Penzien (1991). Ground motion modeling for multiple-input structural analysis, *Structural Safety*, **10**, 79-93
- Olsen, K. H., S. Baldrige et J. F. Callender (1987). Rio Grande Rift: an Overview, *Tectonophysics*, **143**, 119-139

- Olsen, K. B., J. C. Pechman et G. T. Schuster (1995). Simulation of 3-D elastic wave propagation in the Salt Lake basin, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1688-1710
- Olsen, K. B. et R. J. Archuleta (1996). 3-D simulation of earthquakes on the Los Angeles fault system, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 575-596
- Paolucci, R., M. M. Suárez et F. J. Sánchez-Sesma (1992). Fast computation of SH seismic response for a class of alluvial valleys, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2075-2086
- Pedersen, H., F. J. Sánchez-Sesma et M. Campillo (1994a). Three-dimensional scattering by two-dimensional topographies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1169-1183
- Pedersen, H., B. LeBrun, D. Hatzfeld, M. Campillo et P.-Y. Bard (1994b). Ground-motion amplitude across ridges, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1786-1800
- Pedersen, H., F. J. Sánchez-Sesma et M. Campillo (1995). Azimuth dependent wave amplification in alluvial valleys, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **14**, 289-300
- Phillips, W. S. et K. Aki (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 627-648
- Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata et T. Kagawa (1996). Basin Structure in the Kobe Area Inferred from the Modeling of Ground Motion from Two Aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 563-576
- Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata et H. Sekiguchi (1997). Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, soumis au *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Pitilakis, K., D. Hatzidimitriou, P.-Y. Bard, G. Manos et D. Jongmans (1994). EURO-SEISTEST Volvi-Thessaloniki - A European test site for engineering seismology, earthquake engineering and seismology, in: *Earthquake Resistant Construction & Design* Ed. Savidis, Balkema, Rotterdam
- Pitilakis, K. (1996). Proceedings of the Special Theme Session on 'Test-Sites', *11th World Conference on Earthquake Engineering*, June 27, 1996, Acapulco, Mexique
- Plafker G. et J. P. Galloway (1989). Lessons Learned from the Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989, *U.S. Geological Survey Circular 1045*
- Psilovikos, A. (1984). Geomorphological and structural modification of the Serbomacedonian massif during the neotectonic stage, *Tectonophysics*, **110**, 27-45

- Raptakis, D., N. Theodulidis et K. Pitilakis (1997). Data analysis of the Euro-Seistest strong motion array in Volvi (Greece): Standard and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Techniques, sous presse dans *Earthquake Spectra*
- Rial, J. A. (1989). Seismic wave resonances in 3-D sedimentary basins, *Geophys. J. Int.*, **99**, 81-90
- Riepl, J., P.-Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou et S. Nechtschein (1997). Detailed Evaluation of Site Response Estimation Methods Across and Along the Sedimentary Valley of Volvi (EURO-SEISTEST), accepté dans *Bull. Seis. Soc. Am.*
- Riepl, J., C. S. Oliveira et P.-Y. Bard (1996). Analyse expérimentale de la cohérence spatiale, In: *4<sup>ème</sup> Colloque National de l'Association Française du Génie Parasismique*, 10-12 Avril 1996, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France, 102-111
- Riepl, J., A. Rietbrock et F. Scherbaum (1995). Site response modelling by non-linear waveform-inversion, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 199-202
- Safak, E. (1991). Problems with using spectral ratios to estimate site amplification, *Proc. of the Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Oakland, 277-284
- Sánchez-Sesma, F., M. Campillo, et K. Irikura, (1989). A note on the Rayleigh hypothesis and the Aki-Larner method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1995-1999
- Sánchez-Sesma, F., J. Ramos-Martínez et M. Campillo (1993). An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh waves, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **22**, 279-295
- Sánchez-Sesma, F. et M. Campillo (1993). Topographic effects for incident P, SV and Rayleigh waves, *Tectonophysics*, **218**, 113-125
- Sánchez-Sesma, F. et F. Luzón (1995). Seismic Response of Three-Dimensional Alluvial Valleys for Incident P, S, and Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 269-284
- Savvaidis, P., J. Martinod, K. Katsambalos, D. Hatzfeld, A. Badellas et K. Takmakidis (1997). Determination of ground displacements in the seismic zone of Volvi, Greece, using 15-year triangulation and GPS data, sous presse dans *Survey Reviews*
- Schneider, J. F., J. C. Stepp et N. A. Abrahamson (1992). The spatial variation of earthquake ground motion and effects of local site conditions, In: *Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering*, Madrid, Spain 19-24 July 1992, 967-972

- Seekins, L. C., L. Wennerberg, L. Margheriti et H.-P. Liu (1996). Site Amplification at Five Locations in San Francisco, California: A Comparison of S Wave, Coda, and Microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 627-635
- Somerville, P. G., J. P. McLaren et M. K. Sen (1991). The influence of site conditions on the spatial incoherence of ground motions, *Structural Safety*, **10**, 1-13
- Soufleris, C., J. A. Jackson, G. C. P. King, C. P. Spencer et C. H. Scholz (1982). The 1978 earthquake sequence near Thessaloniki (northern Greece), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **68**, 429-458
- Spudich P., M. Hellweg et W. H. K. Lee (1996). Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: Implications for mainshock motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, S193-S208
- Stacey, F. D., M. T. Gladwin, B. McKavanagh, A. T. Linde et L. M. Hastie (1975). Anelastic Damping of Acoustic and Seismic Pulses, *Geophysical Surveys*, **2**, 133-151
- Steidl, J. H., F. Bonilla et A. G. Turmakin (1995). Seismic Hazard in the San Fernando Basin, Los Angeles, CA: A Site Effect Study Using Weak-Motion and Strong Motion Data, in *Proc. of the Fifth Intern. Conf. on Seismic Zonation*, Nice, 1149-1156
- Steidl, J. H., A. G. Tumarkin et R. J. Archuleta (1996). What is a Reference Site?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1733-1748
- Su, F., K. Aki, T. Teng, Y. Zeng, S. Koyanagi et K. Mayeda (1992). The relation between site amplification factor and surficial geology in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 580-602
- Theodulidis, N. P. et P.-Y. Bard (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **14**, 177-197
- Theodulidis, N., P.-Y. Bard, R. Archuleta et M. Bouchon (1996). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 306-319
- Tsujiura, M (1978). Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo (Japan)*, **53**, 1-48
- Tucker, B. E. et J. L. King (1984). Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 153-165

- Vidale, J. E., D. V. Helmberger et R. W. Clayton (1985). Finite-difference seismograms for SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1765-1782
- Virieux, J. (1984). SH-wave propagation in heterogenous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, **49**, 1933-1957
- Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogenous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, **51**, 889-901
- Wong H. L. et P. C. Jennings (1975). Effects of canyon topography on strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1239-1257
- Yomogida, K. et J. Etgen (1993). 3-D wave propagation in the Los Angeles Basin for the Whittier-Narrows earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1325-1344
- Zahradník, J., J. Jech et P. Moczo (1990). Absorption correction for computations of a seismic ground response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1382-1387
- Zahradník, J., P. Moczo et F. Hron (1993). Testing four elastic finite-difference schemes for behaviour at discontinuities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 107-129
- Zahradník, J., P. O'Leary et J. S. Sochacki, (1994). Finite-difference schemes for elastic waves based on the integration approach, *Geophysics*, **59**, 928-937
- Zahradník, J. (1995a). Simple elastic finite-difference scheme, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1879-1887
- Zahradník, J. (1995b). A new program package for modelling seismic ground motions, *Proc. of the Fifth Int. Conf. on Seismic Zonation*, Nice (France), **2**, 1221-1226
- Zahradník, J. et E. Priolo (1995). Heterogeneous formulations of elastodynamic equations and finite-difference schemes, *Geophys. J. Int.*, **120**, 663-676
- Zahradník, J. et P. Moczo (1996). Hybrid seismic modeling based on discrete-wave number and finite difference, *PAGEOPH*, **148**, 21-38
- Zerva, A. (1994). On the spatial variation of seismic ground motions and its effects on lifelines, *Engng. Struct.*, **16**, 534-546
- Zerva, A. et O. Zhang (1997). Correlation patterns in characteristics of spatially variable seismic ground motions, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **26**, 19-39
- Zhang, B. et A. S. Papageorgiou (1996). Simulation of the Response of the Marina District Basin, San Francisco, California, to the 1989 Loma Prieta Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1382-1400

## Annexe A

## Localisations des événements locaux

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940622	0200	23.25	23.4072	40.5475	12.00	x
940622	0936	06.58	22.9880	40.6862	7.75	
940623	0529	11.65	23.4063	40.6990	2.09	
940623	0856	56.86	23.0253	40.6383	.71	
940623	0951	37.68	22.9392	40.6637	.63	
940623	1132	59.04	23.5172	40.6373	7.90	
940623	1637	55.89	23.4173	40.6623	5.57	x
940624	0548	53.16	23.1742	40.7317	11.93	x
940624	0804	52.30	23.1797	40.7432	14.88	x
940624	0925	57.76	22.9478	40.6690	1.95	
940624	1011	21.43	23.0878	40.8348	12.00	
940624	1348	58.95	23.0953	40.5775	.16	
940624	1721	32.81	23.5432	40.5578	6.60	
940625	0737	21.52	23.5497	40.6025	8.13	
940625	0851	36.98	23.0312	40.6580	7.52	
940625	1737	44.23	23.5143	40.6148	6.13	x
940625	1933	17.57	23.5040	40.6250	4.27	x
940626	0100	34.79	23.3448	40.7307	11.53	x
940626	0240	51.75	23.1782	40.7353	10.72	x
940626	2318	56.88	23.0158	40.6058	8.12	x
940626	2330	56.51	23.0642	40.5965	13.18	x
940627	0345	46.21	23.6400	40.7918	11.19	
940627	0607	22.15	23.5502	40.7722	13.44	
940627	1006	52.47	22.8893	40.6605	10.08	
940627	1057	45.77	22.8003	40.7957	7.04	
940627	2129	11.95	23.0937	40.6702	9.33	x
940628	0256	04.32	23.3300	40.7167	9.57	x
940628	0858	34.28	23.0120	40.6343	2.90	x
940628	0908	11.25	23.0168	40.6250	.00	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940629	0908	11.93	23.6468	40.5140	8.09	
940629	0949	45.42	23.5235	40.9498	9.17	x
940629	1030	40.89	22.9283	40.8567	4.90	
940629	1041	46.48	23.1710	40.7318	8.33	x
940629	1318	21.07	22.8828	40.9068	6.34	x
940629	1325	39.15	23.7032	40.4890	7.89	x
940629	1328	06.08	22.8862	40.8017	14.25	x
940629	1331	10.41	23.0933	40.5728	1.93	x
940629	2230	03.82	23.5190	40.9012	10.40	x
940630	0626	59.56	23.7700	40.4028	6.10	x
940630	0630	41.36	23.7542	40.3845	8.10	x
940630	0817	40.81	23.4100	40.5027	10.24	x
940630	1400	00.23	23.0647	40.6105	.00	x
940630	1454	28.45	23.4335	40.6882	6.56	
940701	0854	39.44	22.9395	40.6218	1.76	
940701	0937	35.90	23.5473	41.0268	4.26	
940701	1100	10.10	22.9853	40.5928	3.51	x
940701	1338	16.37	23.0682	40.6110	.00	x
940701	2228	37.82	23.1453	40.7167	7.50	x
940701	2317	00.34	23.4032	40.5922	8.59	
940702	0851	29.98	22.9993	40.6247	2.00	
940702	0851	58.19	23.0218	40.6362	.67	
940702	1202	18.05	22.9400	40.8310	12.80	x
940702	1416	53.74	23.3043	40.6532	12.46	
940702	2249	49.39	23.1027	40.6755	11.75	x
940702	2250	23.30	23.1045	40.6763	10.89	x
940702	2300	24.55	23.1612	40.5153	8.15	x
940702	2316	08.60	23.0992	40.6735	11.70	x
940703	0011	33.94	23.1083	40.6750	9.67	x
940703	0127	47.20	23.0975	40.6717	12.08	x
940703	0827	53.54	23.0987	40.6735	11.56	x
940703	1644	35.01	23.1988	40.6772	12.00	x
940704	0105	07.28	23.5525	40.6407	5.16	
940704	1055	28.89	23.0988	40.6740	12.07	x
940704	1929	13.55	23.4048	40.6450	6.30	x
940704	2145	26.41	23.7260	40.6938	10.75	
940705	0551	44.36	23.2160	40.7623	11.32	
940705	0726	51.62	23.3778	40.6988	9.39	x
940705	0940	14.47	22.9293	40.8463	4.60	
940705	1008	49.73	22.9462	40.6712	2.05	
940705	1035	33.96	23.1077	40.7355	2.03	
940705	2102	10.17	23.1460	40.7250	8.33	
940706	0802	08.16	22.9305	40.6558	5.88	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940706	0850	37.01	23.0075	40.6417	.20	
940706	0852	40.81	23.0217	40.6375	.47	
940706	0924	34.28	22.9297	40.8330	5.86	
940706	1403	14.19	23.0722	40.6148	.21	x
940706	1746	04.14	23.3033	40.6857	13.41	
940707	0825	50.43	23.3848	40.7107	6.13	x
940707	1001	57.42	22.9205	40.8618	8.13	
940708	0657	26.81	23.5910	40.6945	5.79	
940708	0755	37.27	23.3238	40.6980	7.42	x
940708	1101	58.38	22.8387	40.7993	9.08	
940708	1434	04.22	23.0905	40.9595	1.94	x
940710	2322	39.32	23.3842	40.5288	6.48	x
940711	0125	52.59	22.9515	40.8897	8.79	x
940711	0128	31.09	23.4820	40.6555	12.00	x
940711	0855	17.77	23.0102	40.6358	.00	
940711	0903	48.47	22.9142	40.6188	2.17	
940711	1000	17.14	22.9337	40.7870	2.22	
940712	1012	12.65	22.9483	40.8792	6.98	
940712	1052	36.21	23.0288	40.6045	.00	
940712	1454	10.70	23.5787	40.5242	8.74	x
940712	1555	41.85	23.5185	40.5227	9.49	x
940712	2136	43.48	23.6637	40.5008	9.68	x
940713	1014	38.20	22.9338	40.8820	3.94	
940713	1357	43.82	23.0788	40.6110	3.08	
940714	0911	19.18	23.0043	40.6193	2.03	x
940714	2222	24.62	23.2035	40.6827	7.90	x
940715	0100	51.81	23.4790	40.7740	6.82	x
940715	0550	01.14	22.8985	40.8533	16.67	
940715	0550	51.36	23.1005	40.7302	12.00	
940715	0852	17.75	22.9405	40.6102	2.54	
940715	0855	18.86	23.6883	40.4990	15.32	x
940715	1026	52.26	23.6413	40.5920	12.00	
940715	2002	31.07	23.6022	40.4377	10.72	x
940716	0901	39.94	23.7450	40.5163	6.87	
940716	1742	40.10	23.1115	40.6968	8.39	x
940716	1743	57.03	23.1065	40.6973	8.21	
940717	1658	40.17	22.9930	40.8475	9.61	x
940718	0824	10.61	23.3913	40.7157	4.76	
940718	0937	07.08	23.4745	40.6392	3.82	
940718	1016	13.68	22.9465	40.8050	.20	
940718	1516	28.37	23.3433	40.6770	13.62	x
940719	0701	58.05	23.5138	40.5252	8.92	
940719	0856	22.98	22.9858	40.6195	6.00	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940719	0857	11.45	22.9802	40.6223	9.83	
940719	1015	02.55	22.8770	40.8763	6.00	
940719	1034	12.33	22.8098	41.3927	10.32	x
940720	0202	34.59	22.8210	41.3192	11.33	
940720	0859	21.42	22.8983	40.6685	8.22	
940720	0859	52.13	22.8015	40.5797	14.03	
940721	0908	52.99	22.9403	40.6642	12.15	
940721	1121	24.89	23.0897	40.6163	.53	
940721	1525	11.84	23.5100	40.6383	5.89	
940722	0854	50.30	23.0187	40.6367	.00	
940722	0956	41.97	22.8800	40.6617	15.06	
940722	1306	11.76	23.5420	40.5657	9.70	x
940722	1347	31.32	23.0222	40.5843	.69	
940722	2239	13.73	23.1132	40.6042	15.69	x
940722	2244	00.75	23.6292	40.5552	8.60	
940723	1527	31.85	23.5328	40.6257	8.14	
940723	2217	53.82	23.1230	40.6987	15.04	x
940724	2018	47.49	23.0322	40.5987	5.46	x
940725	0153	12.70	23.3347	40.8372	19.41	
940725	0340	49.07	23.0773	40.6502	9.06	
940725	1526	36.78	22.9012	40.8775	12.18	
940726	0709	30.99	23.5870	40.8383	5.96	
940726	1056	21.24	23.0055	40.5925	12.00	
940726	1446	46.17	23.2630	40.6163	13.58	x
940727	0854	17.13	22.9718	40.6275	4.60	x
940727	1053	19.55	23.0510	40.5923	12.00	
940727	2320	40.92	23.4458	40.652	9.56	x
940728	0816	31.86	23.3912	40.5507	15.26	
940728	0836	24.20	23.4078	40.6822	5.79	
940728	0901	58.29	22.9662	40.6168	4.39	
940728	1335	20.80	22.9075	40.8457	16.06	
940729	0849	57.71	23.0143	40.6405	.34	
940729	1018	27.50	22.9495	40.8465	2.73	
940729	2258	26.21	23.3707	40.7033	8.73	x
940730	0524	25.34	23.4922	40.5485	5.95	
940730	1858	39.38	23.1060	40.6035	13.17	
940801	0221	34.41	23.3588	40.6528	13.40	
940801	0927	55.80	23.0650	40.6108	.00	
940801	1023	57.45	22.9223	40.8457	6.09	
940801	1034	35.97	23.2688	40.3810	6.25	x
940801	1135	09.91	23.3638	40.7338	12.24	x
940802	0037	02.45	23.1113	40.7427	6.68	
940802	0742	14.29	23.4157	40.2887	8.26	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940802	0900	33.00	22.9725	40.6718	4.87	
940802	1056	28.78	23.0403	40.6122	.00	
940802	1056	58.86	23.0125	40.5992	1.52	
940802	1113	17.08	23.4313	40.2817	4.03	
940802	1357	01.16	23.0340	40.6095	1.95	x
940803	1020	21.16	22.9290	40.8313	5.72	
940803	1606	05.29	23.2482	40.9758	12.62	
940804	0853	15.96	22.8920	40.6705	7.21	
940804	1011	40.57	22.9085	40.8235	1.86	
940804	1059	15.10	22.7948	40.8463	17.37	
940804	1501	49.45	23.0852	40.6152	.20	
940804	1534	42.58	23.2815	40.9082	9.19	
940804	2048	23.50	23.2935	40.6975	11.52	x
940805	0715	57.79	23.0787	40.5658	.00	
940805	0919	37.15	23.0663	40.6110	.00	x
940805	1139	48.71	22.8765	40.6173	14.49	
940805	1149	59.56	23.3693	40.6912	7.67	x
940806	0634	38.49	23.0702	40.6100	.00	x
940806	0751	19.48	22.9853	40.6220	7.98	x
940806	1604	20.43	23.7548	40.4120	15.87	
940806	1742	35.31	23.2235	40.7263	3.23	x
940807	1143	39.22	23.5028	40.6302	9.29	
940807	1701	23.62	23.0208	40.6015	8.27	
940807	2057	11.59	23.5810	40.4005	11.72	x
940807	2322	30.61	23.3767	40.6907	7.80	x
940808	0507	07.66	23.1077	40.5817	.09	x
940808	1053	05.87	23.0313	40.5645	1.99	
940808	1055	56.70	23.1723	40.7460	.75	
940808	1616	05.68	23.1057	40.6782	12.57	x
940809	0519	59.10	23.7845	40.7243	15.34	
940809	0622	51.21	23.6537	40.7132	9.72	
940809	0852	27.04	22.9672	40.6215	7.15	x
940809	0856	53.52	22.8855	40.6588	9.10	
940809	0911	00.02	22.9918	40.6225	11.65	
940809	1030	14.71	23.5107	40.6882	2.02	x
940809	1941	06.80	23.6705	40.7108	9.46	x
940810	1024	32.94	23.0558	40.7470	7.22	
940810	1448	29.34	23.0887	40.5752	6.43	x
940810	1925	40.24	23.4893	40.4472	18.10	
940811	0022	04.05	23.4890	40.5590	10.45	
940811	0045	55.62	23.5783	40.6285	2.11	
940811	0600	44.12	23.4488	40.5955	10.61	
940811	0917	07.11	22.8997	40.6610	4.49	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940811	1005	24.73	22.9347	40.8308	2.26	
940811	1116	12.25	23.4367	40.3070	12.90	
940811	2320	36.53	23.4885	40.5672	10.60	x
940812	0848	39.71	22.9545	40.6260	10.26	
940812	1348	08.87	23.2818	40.6845	5.39	x
940812	1409	01.03	23.4860	40.5935	2.93	
940812	1435	31.79	23.0740	40.7258	11.80	x
940812	1450	14.33	23.0552	40.5455	10.03	x
940812	1749	56.27	23.4890	40.4572	11.26	
940813	0916	12.62	23.5087	40.4837	1.38	
940813	1113	50.23	23.0373	40.5935	5.80	
940813	1309	47.56	23.3113	40.7253	10.29	x
940814	0550	10.12	23.4930	40.5130	11.41	
940815	0351	24.19	22.9238	40.7858	12.10	x
940815	2030	50.37	23.0880	40.6582	7.61	x
940815	2325	15.98	23.4990	40.6448	5.16	
940816	2345	26.08	23.6203	40.4510	10.20	
940817	0155	46.65	23.4538	40.7088	9.63	
940817	1009	55.68	23.0880	40.7978	3.16	x
940817	1035	23.10	23.4258	40.2732	8.10	x
940817	1434	03.48	23.0742	40.6198	9.49	x
940817	1458	47.97	23.2015	40.5368	13.56	x
940817	1625	29.03	23.4687	40.5292	5.24	x
940818	0022	58.34	23.3453	40.6867	13.58	x
940818	0440	11.82	23.3522	40.6857	12.35	
940818	0831	06.32	23.4242	40.6480	7.10	
940819	0752	08.09	22.9492	40.7018	12.69	
940819	0854	23.56	22.9685	40.6280	4.05	
940819	0855	01.93	22.9868	40.6137	5.82	
940819	1013	02.83	22.9392	40.8382	6.65	
940819	1123	40.73	23.1588	40.9145	5.85	
940819	1357	40.44	23.0712	40.6117	.10	
940819	2310	15.10	23.4143	40.9580	8.84	
940820	0154	22.80	23.4660	40.6900	6.27	
940820	0503	31.96	22.8685	41.0527	12.00	
940820	0846	12.45	23.4328	40.6380	12.01	x
940822	0227	46.38	23.4882	40.3530	12.43	x
940822	0728	53.25	22.9333	40.8645	14.28	x
940822	0857	08.83	22.9380	40.6660	9.04	
940823	0852	59.19	23.0102	40.6378	3.77	
940823	0853	22.44	23.0120	40.6358	5.96	
940823	1154	12.15	23.0133	40.4423	5.14	
940823	1932	38.80	23.5445	40.5662	8.23	

Date	Temps	msec	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	enregistrements à ≥ 3 RefTeks
940823	1934	15.72	23.5467	40.5747	8.20	
940824	0947	31.54	22.9007	40.6653	8.11	
940824	1031	52.13	22.8843	40.8375	4.11	
940824	1232	09.11	23.3248	40.7362	11.64	
940824	2041	36.27	23.2643	40.6205	7.38	
940825	0552	13.99	22.9128	40.8605	15.00	
940825	0557	37.47	23.1545	40.5652	12.52	

## Annexe B

Localisations de l'observatoire de  
Thessalonique

Date	Temps	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	$M_L$
940611	22:47:00.50	23.780	39.970	11	2.4
940611	23:58:17.15	23.190	40.730	01	3.8
940612	11:26:34.05	23.920	39.990	08	2.2
940614	18:58:15.90	24.460	39.810	11	3.8
940614	22:47:25.07	24.360	39.880	17	2.4
940615	02:07:37.42	23.720	40.130	08	1.8
940615	12:43:31.00	24.470	39.850	13	3.1
940617	08:53:00.16	23.000	40.590	03	1.6
940620	01:36:16.78	27.310	40.550	10	4.0
940621	01:39:40.41	23.660	39.890	07	2.6
940622	16:44:00.15	27.440	40.140	11	4.0
940624	04:23:14.46	23.860	39.890	02	2.6
940627	00:23:28.78	24.750	39.290	31	2.5
940627	19:39:49.50	23.580	41.230	18	2.1
940628	10:23:47.47	25.040	42.660	10	2.4
940628	13:26:10.73	21.990	41.190	03	2.3
940629	14:29:59.94	23.860	37.520	179	3.4
940701	09:50:47.50	24.120	40.300	08	2.1
940703	15:16:45.40	23.210	41.840	08	2.6
940705	01:17:12.30	23.730	41.670	09	2.0
940705	07:34:30.56	23.490	37.580	15	3.7
940705	10:26:04.67	23.890	40.180	06	2.2
940708	23:08:38.23	29.180	39.300	01	4.1
940709	01:40:06.26	24.830	40.100	08	2.8
940711	19:53:13.19	22.990	41.950	05	2.9
940712	05:58:27.63	23.330	39.550	10	2.7
940712	09:00:55.51	23.110	37.380	88	3.9
940712	12:35:25.84	21.550	40.650	07	2.9

Date	Temps	Long. Deg.	Lat. Deg.	Profondeur km	M <sub>L</sub>
940713	02:24:24.90	21.370	39.460	04	3.4
940713	20:53:33.12	24.420	39.760	07	2.9
940714	11:19:27.41	24.030	39.840	01	3.5
940715	06:11:16.80	22.870	40.850	10	1.8
940715	23:54:34.97	29.130	39.290	10	4.2
940716	20:11:04.37	24.840	40.140	01	3.8
940716	23:41:41.15	24.830	40.140	08	3.3
940717	22:19:55.68	24.550	40.280	11	3.3
940718	15:44:17.64	20.510	38.630	03	4.4
940720	15:56:40.38	25.200	40.200	10	4.0
940721	06:38:33.56	22.380	41.270	08	2.3
940722	01:00:58.26	23.490	39.790	05	2.1
940722	22:22:56.37	26.230	40.460	15	3.7
940723	21:46:57.49	23.460	39.210	15	3.0
940729	16:37:04.19	25.050	39.440	01	3.4
940802	05:10:01.94	22.660	40.450	00	1.7
940803	03:52:12.53	22.950	41.740	00	3.1
940803	03:57:13.29	23.010	41.890	10	2.3
940803	06:36:45.64	22.980	41.840	15	3.3
940805	22:23:34.63	22.930	41.730	00	2.7
940806	13:32:19.49	20.390	39.420	10	3.3
940806	20:26:46.05	19.420	40.470	10	3.3
940806	22:39:38.13	23.010	41.860	00	2.4
940809	05:21:37.85	23.690	40.710	00	2.1
940809	05:31:45.31	23.650	40.730	06	2.4
940810	13:37:41.06	26.690	38.550	00	4.1
940814	13:03:02.16	23.720	41.080	07	2.5
940816	14:59:17.53	23.240	39.950	-	2.0
940817	03:33:38.80	24.450	38.810	-	3.4
940817	10:57:51.90	18.900	43.290	-	3.8
940818	00:11:22.90	23.190	41.930	-	2.6
940818	22:23:48.13	23.170	41.200	-	1.9
940819	05:52:20.80	26.120	40.210	-	2.0
940819	06:09:38.50	23.500	40.400	-	2.2
940819	09:02:12.00	25.952	40.210	-	4.1
940822	15:11:23.09	23.930	38.540	11	4.0

## Annexe C

### Localisations du catalogue PED (USGS)

Date	Heure:Min	Sec.	Lat. Deg.	Long. Deg.	Region
940630	0923	21.3	36.326N	71.130E	Afghanistan
940701	1012	41.2	40.232N	53.383E	Turkmenistan
940701	1950	04.3	40.219N	53.391E	Turkmenistan
940721	1836	31.7	42.340N	132.865E	Near SouthEast Coast of Russia
940814	0131	12.9	44.694N	150.011E	East of Kuril Islands
940808	2108	31.6	24.721N	95.200E	Myanmar

## Annexe D

### Localisations des stations du réseau temporaire 1994

Station name	Latitude		Longitude	
	Deg.	Min. Sec.	Deg.	Min. Sec.
cnn1	40	39 51.17	23	17 26.09
cnn2	40	39 51.62	23	17 25.80
cnn3	40	39 52.49	23	17 25.42
cns1	40	39 50.88	23	17 26.30
cns2	40	39 50.45	23	17 26.60
cns3	40	39 50.30	23	17 27.16
cnw1	40	39 50.71	23	17 25.55
cne1	40	39 20.75	23	17 27.03
cnw2	40	39 50.42	23	17 24.27

TAB. D.1 - Locations des stations CIES du réseau temporaire de l'été 1994

Station name	Latitude		Longitude	
	Deg.	Min. Sec.	Deg.	Min. Sec.
LLN1	40	40 12.24	23	19 24.78
LLN2	40	40 15.30	23	18 35.59
LLN3	40	40 14.38	23	18 04.43
LLN4	40	40 02.75	23	17 49.53
LLN5	40	39 38.37	23	17 21.04
LLN6	40	39 33.86	23	16 45.69
LLN7	40	39 26.88	23	16 21.19
LLN8	40	39 24.89	23	15 37.63

TAB. D.2 - Locations des stations Lennartz du réseau temporaire de l'été 1994

Station name	Latitude Deg. Min. Sec.	Longitude Deg. Min. Sec.
RBED	40 38 36.61	23 18 14.06
RCHU	40 38 43.31	23 18 19.33
RTOW	40 38 55.08	23 18 17.32
RONI	40 39 01.98	23 18 01.27
RBUT	40 39 13.03	23 18 00.85
RFAR	40 39 20.66	23 17 54.70
RFIE	40 39 27.99	23 17 52.01
RYEL	40 39 37.14	23 17 44.70
RKOR	40 39 38.42	23 17 31.93
RTES	40 39 51.02	23 17 26.19
RDEP	40 40 04.00	23 17 24.53
RRIV	40 40 08.68	23 17 15.86
RMAI	40 40 12.09	23 17 03.78
RSNA	40 40 28.16	23 17 03.69
RTRE	40 40 33.89	23 17 10.97
RGRE	40 40 35.22	23 17 21.20
RROC	40 40 35.05	23 16 58.13
RTOB	40 40 46.53	23 16 58.01
RROA	40 40 55.35	23 16 45.82
RMUR	40 41 03.27	23 16 44.73
RBAN	40 41 09.72	23 16 38.00
RPRO	40 41 18.26	23 16 32.54
RTHA	40 41 24.58	23 16 22.51
RBAS	40 40 16.26	23 17 11.28
RSCU	40 40 21.03	23 16 47.89
RDEM	40 40 09.79	23 17 17.90

TAB. D.3 - Locations des stations RefTek du réseau temporaire de l'été 1994

## Annexe E

### Calcul des déplacements et contraintes en 3D

Les paramètres suivants sont nécessaires pour le calcul des déplacements et contraintes dans un milieu tridimensionnel, comme précisé dans le chapitre 6.

Les variables utilisés sont les suivantes:

$k_x$  et  $k_y$ : nombres d'onde horizontaux.

$g_P$  et  $g_S$ : nombres d'onde verticaux de l'onde P et S.

$\lambda$  et  $\mu$ : paramètres de Lamé.

$\vec{n} = (n_x, n_y, n_z)$ : vecteur de la normale au point  $(x, y, z)$ .

Pour les facteurs A:

$$u_x : ik_x$$

$$u_y : ik_y$$

$$u_z : ig_P$$

$$\tau_x : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_x - 2\mu(k_x^2n_x + k_xk_y n_y + k_xg_P n_z)$$

$$\tau_y : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_y - 2\mu(k_xk_y n_x + k_y^2n_y + k_yg_P n_z)$$

$$\tau_z : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_z - 2\mu(k_xg_P n_x + k_yg_P n_y + g_P^2n_z)$$

Pour les facteurs B:

$$u_x : ik_x$$

$$u_y : ik_y$$

$$u_z : -ig_P$$

$$\tau_x : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_x - 2\mu(k_x^2n_x + k_xk_y n_y - k_xg_P n_z)$$

$$\tau_y : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_y - 2\mu(k_x k_y n_x + k_y^2 n_y - k_y g_P n_z)$$

$$\tau_z : -\lambda(k_x^2 + k_y^2 + g_P^2)n_z + 2\mu(k_x g_P n_x + k_y g_P n_y - g_P^2 n_z)$$

Pour les facteurs C:

$$u_x : 0$$

$$u_y : i g_S$$

$$u_z : -i k_y$$

$$\tau_x : -\mu g_S k_x n_y + \mu k_x k_y n_z$$

$$\tau_y : -2\mu g_S k_y n_y - \mu g_S k_x n_x + \mu(k_y^2 - g_S^2)n_z$$

$$\tau_z : -\mu k_y k_x n_x + \mu(k_y^2 - g_S^2)n_y + 2\mu g_S k_y n_z$$

Pour les facteurs D:

$$u_x : -i g_S$$

$$u_y : 0$$

$$u_z : i k_x$$

$$\tau_x : 2\mu g_S k_x n_x + \mu g_S k_y n_y + \mu(g_S^2 - k_x^2)n_z$$

$$\tau_y : \mu g_S k_y n_x - \mu k_x k_y n_z$$

$$\tau_z : \mu(g_S^2 - k_x^2)n_x - \mu k_y k_x n_y - 2\mu g_S k_x n_z$$

Pour les facteurs E:

$$u_x : 0$$

$$u_y : -i g_S$$

$$u_z : -i k_y$$

$$\tau_x : \mu g_S k_x n_y + \mu k_x k_y n_z$$

$$\tau_y : 2\mu g_S k_y n_y + \mu g_S k_x n_x + \mu(k_y^2 - g_S^2)n_z$$

$$\tau_z : \mu k_x k_y n_x + \mu(k_y^2 - g_S^2)n_y - 2\mu g_S k_y n_z$$

Pour les facteurs F:

$$u_x : i g_S$$

$$u_y : 0$$

$$u_z : i k_x$$

$$\tau_x : -2\mu g_S k_x n_x - \mu g_S k_y n_y + \mu(g_S^2 - k_x^2)n_z$$

$$\tau_y : -\mu g_S k_y n_x - \mu k_x k_y n_x$$

$$\tau_z : \mu(g_S^2 - k_x^2)n_x - \mu k_x k_y n_y + 2\mu g_S k_x n_z$$

Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier  
Grenoble I

*Titre de l'ouvrage:*

**Effets de site: Évaluation expérimentale  
et modélisations multidimensionnelles:  
Application au site test EURO-SEISTEST (Grèce)**

*Auteur:* Judith RIEPL

*Etablissement:* Laboratoire de Géophysique Interne et  
Tectonophysique

*Résumé:*

L'objectif de cette thèse est l'étude fine des effets d'amplification suite à la géologie locale, notamment dans des bassins sédimentaires, ainsi que l'évaluation des avantages et limites des méthodes d'estimations.

La partie expérimentale est basée sur des données acquises au site test EURO-SEISTEST, le premier site-test en Europe occidentale proche de Thessalonique (Grèce).

Après une évaluation des effets d'amplification au site même et une étude de leur stabilité en fonction de plusieurs paramètres, les estimations obtenues par cinq méthodes différentes (la méthode des rapports spectraux classique, la méthode des fonctions récepteurs, une inversion généralisée, une méthode de la Coda et la méthode de Nakamura) sont comparées entre elles. Les avantages et limites de chaque méthode sont évaluées. Les résultats sont dans la suite confrontés et comparés avec des modélisations uni- et bidimensionnelles.

La variabilité spatiale à travers la vallée examinée est étudiée par la cohérence spatiale. La grande couverture spatiale par des stations installées au site a permis de séparer deux zones d'un comportement différent de la cohérence entre deux signaux dépendant de la distance qui les sépare. Ceci n'a jamais été remarqué dans des études précédents à cause d'une couverture spatiale trop faible.

Finalement, l'étude paramétrique des effets d'amplifications dans un milieu hétérogène en trois dimensions montre que l'effet géométrique est important et peut provoquer des amplifications significatives. La réponse d'un milieu plus complexe n'est difficilement à prévoir, dépend de l'azimut de l'onde incidente et montre des amplifications importantes en présence d'un fort contraste d'impédance présent.

*Mots clés:* Risque sismique, Effets de site, Méthode d'Aki-Larner, Site test, Rapports spectraux, Inversion généralisée, Méthode de Nakamura, Modélisation tridimensionnelle, Variabilité spatiale, Modélisation numérique