THESE DE DOCTORAT

(mention Sciences)

présentée à Université Louis Pasteur - Strasbourg I par **Agathe Roullé**

École et Observatoire des Sciences de la Terre Institut de Physique du Globe de Strasbourg Laboratoire Manteau et Sismologie Large - Bande

> En vue de l'obtention du titre de Docteur de l'Université Louis Pasteur Spécialité : Géophysique Interne

ETUDE DU MOUVEMENT SISMIQUE DANS LA VALLEE DE MEXICO A PARTIR D'UN RESEAU ACCELEROMETRIQUE 3D DE FAIBLE OUVERTURE DANS LA COLONIA ROMA

Soutenue le 08 novembre 2004 Devant la Commission d'Examen composée de :

Luis RIVERA	
Pierre-Yves BARD	Rapporteur externe
Michel CARA	Directeur de thèse
Francisco CHÁVEZ-GARCÍA	Examinateur
Gérard WITTLINGER	Examinateur

Rapporteur externe préalable : Jorge AGUIRRE GONZÁLEZ

A ma grand mère Yvonne, avec tendresse,

A Nicolas, con amor.

REMERCIEMENTS

Pendant mon séjour au Mexique, de février 2001 à août 2003, mon travail de thèse fut financé par le Secretaría de Relaciones Exteriores mexicain et le Ministère des Affaires Étrangères français par l'intermédiaire d'un accord bilatéral entre la France et le Mexique. La dernière année de thèse, pendant mon séjour à Strasbourg, fut financée par l'Université Louis Pasteur grâce à un poste d'ATER (Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche) à mi-temps. Je remercie toutes les personnes qui ont appuyé mon projet et m'ont permis d'obtenir ces financements.

J'ai réalisé la plus grande partie de ma thèse au sein de la coordination d'Ingénierie Sismologique de l'Institut d'Ingénierie de l'Université Nationale Autonome de Mexico. Je voudrais exprimer ma reconnaissance à Francisco Chávez-García pour m'avoir accueillie dans son équipe et pour sa confiance pendant cette thèse. Nos discussions furent très fructueuses et m'ont permis d'apprendre beaucoup sur le risque sismique en général et les effets de site en particulier. Je remercie aussi Michel Cara de l'équipe de Sismologie large-bande de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg pour son soutien. Il a été très important pour moi d'avoir un avis extérieur venant d'un sismologue dont les domaines de recherche ne concernent pas la vallée de Mexico. Ses commentaires et explications ont amélioré considérablement mon travail et ma culture sismologique. Je remercie également les membres de mes jurys français et mexicain d'avoir accepté de lire et réviser ma thèse.

Une partie de mon travail a consisté à participer à l'installation et à la maintenance d'un réseau accélérographique dans la ville de Mexico avec des ingénieurs et techniciens de la coordination d'Instrumentation de l'Institut d'Ingénierie, UNAM. L'achat, l'installation et le fonctionnement de ce réseau furent financés par le CONACYT (Conseil National Mexicain des Sciences et Technologies), à travers le projet numéro 32588-T. Ce travail de terrain s'est toujours déroulé dans la bonne humeur et m'a appris beaucoup sur les aléas de la technique. Merci en particulier à Eduardo Vázquez Miranda et Mauricio Ayala pour avoir partager avec moi leur expérience technique et pour leurs longues discussions sur les us et coutumes de nos pays respectifs. Merci aussi à Leonardo Alcántara, David Almora, Gerardo Castro Parra, Juan Manuel Velasco, Miguel Torres, Marco Antonio Macías, Jorge, et la señora Celia.

Beaucoup de sismologues, géophysiciens, ingénieurs civils, techniciens m'ont aidée en me donnant accès à leurs données, en discutant avec moi des résultats obtenus lors de mon travail, ou simplement par des conseils avisés. Je pense en particulier à (dans le désordre) : Jorge Aguirre, Miguel Rodríguez, Mario Ordaz Shroeder, Krishna Singh, Julio Cuenca, Javier Pacheco, Francisco Sánchez-Sesma, Raúl Valenzuela Wong, Efraín Ovando, Juan Manuel Espinosa Aranda du CIRES, Jeffrey Barker de l'Université de Birmingham (États Unis), Javier Almendros de l'Université de Grenade (Espagne), Carlos Gutiérrez et Cesar Morquecho du CENAPRED, Edgar Méndez, Luis Rivera, Jean-Jacques Lévêque, Valérie Ansel. Merci à eux. Je remercie de tout cœur toutes les personnes qui m'ont aidée à résoudre les problèmes administratifs de tous types auxquels j'ai été confrontée pendant mon séjour au Mexique et pour mon retour en France : Araceli Cháman Gamez, Monica Lizbeth Salgado Miranda, Teresa Becerril, et Brigitte Lhéritier du Ministère des Affaires Étrangères. Merci aussi à Janine Fischbach et à Monique Willer pour leur gentillesse.

J'ai beaucoup apprécié mon séjour au Mexique, où j'ai découvert un pays intéressant, coloré, de grande richesse culturelle et environnementale, et plein de contradictions. Là-bas, j'ai aussi ressenti mes premiers

tremblements de terre. Sensation inoubliable pour une jeune sismologue ! Nicolas m'a fait découvrir et aimer ce pays. Merci à lui et à toute sa famille, ainsi qu'aux amis, collègues ou simples inconnus qui ont facilité mon intégration dans ce pays et ont fait de mon séjour là-bas une expérience inoubliable. Un grand merci aux deux Hugo du bureau 105, à Claudia, Laure et Alba, et à tous mes collègues et amis de l'Institut d'Ingénierie.

Je voudrais remercier également mes collègues et amis de Strasbourg. Merci beaucoup à Alessia pour son aide, ses discussions fructueuses et pour avoir corrigé avec patience mes articles ; et à mes amis du bureau 404, Anne, Gideon, Rosaria, Benoît; et du 3^{ème} étage Olivier, Juan et Mathieu.

Je suis profondément reconnaissante envers mes parents pour leur soutien inconditionnel dans les moments difficiles et pour savoir partager avec moi les moments de joie. Cette aventure mexicaine n'aurait pas abouti sans Nicolas qui, par son amour de la vie, sa soif de savoir et son courage face à la maladie, m'a toujours montré l'exemple et soutenue dans l'avancement de cette thèse. C'est un cadeau que je n'oublierai pas.

RESUME

La ville de Mexico est connue pour les importants effets de site observables dans son ancienne zone lacustre et dus à la présence d'une couche d'argile molle superficielle. Ces effets de site se traduisent en particulier par une amplification importante du mouvement sismique (pouvant aller jusqu'à un facteur 50 entre 0.3 et 1 Hz) entre la zone lacustre et la zone de collines. De plus, dans la zone lacustre, la durée du mouvement sismique est anormalement longue. Malgré l'installation de plus de 100 accélérographes dans la vallée de Mexico depuis le tremblement de terre de Michoacán de 1985 (M=8.1), nous ne sommes toujours pas en mesure de comprendre la relation entre l'amplification du mouvement sismique et sa longue durée. Afin d'améliorer notre compréhension du champ d'ondes observé dans la ville de Mexico, nous avons donc réalisé une analyse systématique de ses paramètres de propagation à partir d'un réseau accélérographique 3D de faible ouverture nouvellement installé dans un quartier localisé dans la zone lacustre, la colonia Roma.

En 2001, 11 nouveaux accélérographes ont été installés autour d'un réseau géré par le CENAPRED et appelé "réseau Roma". Le réseau complet (anciennes stations + nouvelles stations) forme un réseau 3D de faible ouverture (moins de 1 km), constitué de 15 stations de surface et 6 de puits, et disposant d'une base de temps absolu. Depuis son installation, ce réseau a permis d'enregistrer deux séismes : le séisme de Coyuca, dans l'état du Guerrero, le 08/10/2001 (M=6.1) et le séisme de Colima (M=7.6) du 22/01/2003. Cette thèse présente les résultats obtenus lors de l'analyse de ces deux séismes.

En raison de la complexité du champ d'ondes à étudier, la première étape du travail a consisté à choisir une méthode d'analyse de données adaptée au cas de Mexico. Pour cela, trois méthodes ont été testées : la méthode fréquence-nombre d'onde (f-k) conventionnelle, la méthode f-k haute résolution, et la méthode MUSIC. Les tests ont été réalisés à partir de données synthétiques et d'enregistrements sismologiques réalisés par deux réseaux distincts : le nouveau réseau de la colonia Roma et un réseau temporaire installé en 1994 dans la zone de collines. Les tests ont démontré que la méthode f-k conventionnelle, plus robuste en cas de données peu cohérentes, était la mieux adaptée à notre cas.

Afin d'estimer en détail les paramètres du champ d'ondes enregistré dans la colonia Roma, nous avons combiné plusieurs méthodes d'analyse: analyse visuelle des enregistrements, rapports spectraux, analyse temps-fréquence des données enregistrées en surface, analyse temps-fréquence basée sur une méthode de corrélation pour le jeu de données 3D, et analyse de polarisation. Les résultats ont montré la différence de comportement sismique de part et d'autre de la période de résonance du site à 2.5 s. Pour les périodes supérieures à 2.5 s, le champ d'ondes se compose d'une succession de trains d'ondes correspondants au mode fondamental d'ondes de surface venant de l'épicentre et à des ondes diffractées probablement formées au niveau de la frontière sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. A 5 s de période, on observe une amplification régionale du mouvement sismique caractérisée par une domination des ondes de Love. Pour les périodes inférieures à 2.5 s, le mouvement sismique est gouverné par la résonance de la couche d'argile superficielle. Le champ d'ondes consiste alors en une superposition d'ondes diffractées provenant de l'Ouest de la vallée. Les résultats suggèrent une interaction constructive entre la résonance locale due à la couche d'argile molle et les modes successifs de propagation des ondes de surface guidées par la structure crustale profonde du bassin de Mexico.

RESUMEN

La Ciudad de México es conocida por la importancia de los efectos de sitio observados en su zona de lago, caracterizada por la presencia de una capa superficial de arcilla blanda. Estos efectos se traducen en particular por una amplificación importante del movimiento sísmico (hasta un factor 50 para periodos entre 0.3 y 1 Hz) entre la zona de lago y la zona de lomas. Se puede observar también una larga duración del movimiento fuerte en la zona. A pesar de la instalación de más de 100 acelerógrafos en el Valle de México después del sismo de Michoacán de 1985 (M=8.1), todavía no se ha podido entender la relación entre la amplificación del movimiento sísmico y su larga duración observada en la zona de lago. Para mejorar nuestra comprensión del campo de ondas observado en la Ciudad de México, se realizó un análisis sistemático de sus características a partir de los registros de un arreglo 3D de pequeña apertura nuevamente instalado en la colonia Roma, en la zona de lago.

En 2001, se instalaron 11 nuevos acelerógrafos en la colonia Roma, alrededor del arreglo del CENAPRED conocido como "arreglo Roma". El arreglo completo (viejas + nuevas estaciones) consiste en 15 estaciones de superficie y 6 de pozo, formando un arreglo 3D de apertura inferior a 1 km con base de tiempo absoluto. Desde su instalación, este arreglo permitió registrar dos eventos: el sismo de Coyuca del 08/10/2001 (M=6.1) ocurrido en las costas de Guerrero, y el sismo de Colima del 22/01/2003 (M=7.6). Esta tesis presenta los resultados obtenidos por el análisis de ambos sismos.

Debido a la complejidad del campo de ondas a estudiar, la primera etapa del trabajo consistió en elegir el método de análisis de datos de arreglo aplicable al caso de la Ciudad de México. Para ello, probamos tres métodos distintos: el método frecuencia-número de onda (*f-k*) convencional, el método *f-k* de alta resolución y el método MUSIC sobre datos sintéticos y datos sísmicos registrados por dos arreglos diferentes, un arreglo temporal instalado en la zona de lomas en 1994 y el nuevo arreglo instalado en la colonia Roma. Las pruebas mostraron la superioridad del método *f-k* convencional para el análisis de nuestros datos, debido en particular a su mejor robustez en caso de datos poco coherentes.

Para obtener una estimación completa de los parámetros del campo de ondas en la colonia Roma, combinamos varios métodos: análisis visual de los registros, cocientes espectrales, análisis tiempo-frecuencia de los datos de superficie por el método *f-k* convencional, análisis tiempo-frecuencia del juego de datos 3D mediante un método de cross-correlación, y análisis de polarización. El análisis de los registros de los sismos de Coyuca y Colima permitieron mostrar la diferencia de comportamiento sísmico para periodos inferiores y superiores al periodo de resonancia del sitio, a 2.5 s. Para los periodos superiores a 2.5 s, el campo de ondas se compone de una sucesión de trenes de ondas correspondientes al modo fundamental de ondas de superficie proveniente del epicentro y a ondas difractadas generadas probablemente al nivel de la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano. A 5 s de periodo, se observa una amplificación regional caracterizada por una dominación de las ondas de Love. Para los periodos inferiores a 2.5 s, la resonancia de la capa de arcilla superficial gobierna el movimiento sísmico. El campo de ondas consiste en una compleja superposición de ondas difractadas provenientes del cuadrante oeste del Valle de México. Los resultados sugieren una interacción constructiva entre la resonancia local debida a la capa de arcilla blanda y los modos sucesivos de propagación de ondas de superficie guiados por la estructura cortical profunda de la cuenca de México.

SUMMARY

The seismic motion in the lake-bed zone of Mexico City is affected by strong site effects due to the presence of a soft surficial clay layer. These site effects are, in particular, responsible for an important amplification of ground motion, which can reach a factor 50 for periods between 0.3 and 1 Hz, between the lake-bed zone and the hill zone. We also can observe a large duration of strong ground motion in this area. Despite the installation of more than 100 new digital strong motion stations in Mexico City after 1985, only little progress have been done towards understanding the relation between the amplification of ground motion in the lake-bed zone and the large duration of seismic motion. In order to improve our comprehension of the observed wavefield in Mexico City, we have realized a systematic analysis of its characteristics from the records of a small aperture 3D array installed in 2001 in the colonia Roma, in the lake-bed zone of the city.

In 2001, it has been decided to install 11 new accelerometers in the colonia Roma, a district located the lake-bed zone of the city, near an existing array operated by CENAPRED and known as "the Roma array". Together with the existing stations, these new instruments form a 3D array of small aperture (less than 1 km), with 15 surface and 6 borehole stations. Since its installation, this new array recorded the 10/08/2001 Coyuca event, Guerrero, (M=6.1) and the 01/22/2003 Colima (M=7.6) event. This thesis presents the results obtained from the analysis of both events.

The application of available array processing techniques to the complex case of Mexico City could be difficult. We then have tested three methods to analyze their capacity to process the data from our new dense accelerograph array: the conventional frequency-wavenumber (f-k) method, the maximum-likelihood f-k method and the Multiple Signal Characterization technique (MUSIC). Our tests have used both synthetic signals and earthquake data from two different arrays: a temporal array installed on firm soil in Mexico City in 1994, and the new dense array of colonia Roma. The results show the superiority of the conventional f-k method, more robust than the other two methods in case of data with small coherence.

To obtain a complete estimation of the parameters of the wavefield in colonia Roma, we combine different methods: visual analysis of the filtered data, spectral ratios, *f-k* analysis for the datasets recorded by the surface stations, cross-correlation analysis for the 3D datasets, and polarization analysis. The analysis of the two recorded events showed that the characteristics of ground motion as a function of period are different for periods larger or smaller than the site resonant period (2.5 sec). For periods longer than 2.5 sec, the wavefield is composed of successive pulses corresponding to the fundamental mode of surface waves propagating from the epicenter, and to diffracted surface waves probably generated on the southern boundary of the Mexican Volcanic Belt. At 5 s period, we observe a regional amplification characterized by a dominance of Love waves. For periods shorter than 2.5 sec, the resonance of the superficial clay layer becomes predominant. The wavefield consists in a superposition of diffracted waves propagating from the western part of the valley. The results suggest a constructive interference between the local resonance caused by the very soft superficial clay layer and different modes of surface waves guided by the deep crustal structure of the Mexico City basin.

TABLE DES MATIERES

<u>1</u>	INTRODUCTION	<u>17</u>
<u>2</u>	<u>UN RÉSEAU ACCÉLÉROGRAPHIQUE DE FAIBLE OUVERTURE DANS LA COL.</u>	
<u>RC</u>	OMA	<u>21</u>
<u>2.1</u>	Présentation du territoire mexicain	
<u>2.1</u>	.1 <u>CONTEXTE TECTONIQUE ET SISMOLOGIQUE</u>	<u>21</u>
<u>2.1</u>	.2 MODÈLE STRUCTURAL ENTRE LA ZONE DE SUBDUCTION ET LE BASSIN DE MEXICO	<u>22</u>
<u>2.2</u>	Présentation du bassin de Mexico	<u>23</u>
<u>2.2</u>	.1 FORMATION DU BASSIN	<u>23</u>
<u>2.2</u>	.2 <u>Stratigraphie</u>	<u>25</u>
<u>2.2</u>	<u>.3</u> <u>ZONAGE GÉOTECHNIQUE</u>	<u>26</u>
2.2	.4 MODÈLE STRUCTURAL DU BASSIN	<u>27</u>
<u>2.3</u>	Installation du nouveau réseau	<u>30</u>
2.3	<u>.1</u> <u>Objectifs</u>	<u>30</u>
2.3	.2 DESCRIPTION DES SITES	<u>31</u>
2.3	.3 DESCRIPTION DES INSTRUMENTS	<u>33</u>
2.3	.4 INSTALLATION DES ACCÉLÉROGRAPHES DE SURFACE	<u>34</u>
<u>2.3</u>	.5 INSTALLATION DES ACCÉLÉROGRAPHES DE PUITS	<u>36</u>
<u>2.3</u>	.6 STATIONS COMPLÉMENTAIRES ET RÉSEAU FINAL	<u>37</u>
2.4	RÉPONSE DU RÉSEAU	<u>40</u>
<u>2.4</u>	.1 CAS D'UN RÉSEAU LINÉAIRE	<u>40</u>
2.4	.2 <u>Réponse du réseau de la colonia Roma</u>	<u>42</u>
2.5	SÉISMES ENREGISTRÉS PAR LE NOUVEAU RÉSEAU	<u>43</u>
2.5	.1 SÉISME DE COYUCA	
2.5	.2 SÉISME DE COLIMA	
2.6	PROFILS SUPERFICIELS DE VITESSE DANS LA ZONE D'ÉTUDE	
2.7	Conclusions	
<u>3</u>	MÉTHODES D'ANALYSE DES DONNÉES DE RÉSEAU	<u>51</u>
_		
<u>3.1</u>	Spectres de puissance fréquence-nombre d'onde (f-k)	<u>52</u>
3.1	<u>.1</u> <u>Méthode f-k conventionnelle</u>	<u>52</u>

3.1.2 MÉTHODE DE CAPON OU MÉTHODE F-K HAUTE RÉSOLUTION	<u>52</u>
3.2 MULTIPLE SIGNAL CHARACTERIZATION (MUSIC)	<u>53</u>
<u>3.2.1</u> <u>Théorie</u>	<u>53</u>
3.2.2 ALIGNEMENT DES SISMOGRAMMES	<u>55</u>
3.2.3 CALCUL DE LA MATRICE DE COVARIANCE	<u>56</u>
<u>3.2.3.a</u> <u>Cas de signaux large-bande</u>	<u>56</u>
<u>3.2.3.b</u> <u>Moyenne spatiale</u>	<u>56</u>
<u>3.2.3.c</u> <u><i>Pre-whitenning</i> (cas synthétiques)</u>	<u>57</u>
3.2.4 DÉTERMINATION DU NOMBRE DE SIGNAUX	<u>57</u>
<u>3.2.4.a</u> <u>Critères statistiques</u>	<u>57</u>
<u>3.2.4.b</u> <u>Critères à seuil</u>	<u>58</u>
3.2.5 ESTIMATION DES INCERTITUDES	<u>59</u>
3.2.6 <u>APPLICATIONS ANTÉRIEURES DE LA MÉTHODE MUSIC</u>	<u>61</u>
<u>3.3</u> Comparaison des méthodes sur des données synthétiques	<u>62</u>
3.3.1 CAS DE SIGNAUX NON SIMULTANÉS	<u>63</u>
3.3.2 CAS DE SIGNAUX SIMULTANÉS	<u>65</u>
3.3.3 INFLUENCE DU BRUIT	<u>67</u>
3.4 COMPARAISON DES MÉTHODES CONSIDÉRÉES SUR DES DONNÉES RÉELLES	<u>68</u>
3.4.1 DONNÉES DU JARDIN BOTANIQUE DE LA UNAM	<u>69</u>
3.4.2 DONNÉES DE LA COLONIA ROMA	<u>71</u>
3.5 MÉTHODE DE CORRÉLATION	<u>75</u>
<u>3.6</u> ANALYSE DE POLARISATION	<u>76</u>
3.7 CONCLUSIONS	<u>78</u>
<u>4</u> ANALYSE DU SÉISME DU 8 OCTOBRE 2001	<u>81</u>
4.1 INTRODUCTION	<u>81</u>
<u>4.2</u> TRAITEMENT PRÉLIMINAIRE DES DONNÉES	<u>81</u>
<u>4.3</u> TRAITEMENT DES DONNÉES DE SURFACE	<u>82</u>
4.3.1 CARACTÉRISATION DES EFFETS DE SITE	<u>82</u>
4.3.2 FORMES D'ONDE SUR LA SURFACE LIBRE	<u>86</u>
4.3.3 ANALYSE SPECTRALE F-K	<u>92</u>
<u>4.3.3.a</u> <u>Paramètres de la méthode</u>	<u>92</u>
<u>4.3.3.b</u> <u>Résultats préliminaires</u>	<u>94</u>
<u>4.3.3.c</u> <u>Résultats après filtrage en énergie</u>	
<u>4.4</u> TRAITEMENT DES DONNÉES DE PUITS	
4.4.1 RAPPORTS SPECTRAUX	

<u>4.4.2</u> <u>FORMES D'ONDE</u>	<u>107</u>
4.4.3 <u>CORRÉLATION</u>	<u>111</u>
<u>4.4.3.a</u> <u>Paramètres de la méthode</u> .	<u>111</u>
4.4.3.b Résultats pour le réseau vertical de la station RMCS	<u>111</u>
<u>4.4.3.c</u> <u>Résultats pour le réseau 3D (stations de puits + stations de surface)</u>	<u>114</u>
4.5 ANALYSE DE POLARISATION	<u>116</u>
4.5.1.a <u>Résultats dans la zone lacustre</u>	<u>116</u>
4.5.1.b Résultats dans la zone de collines (station CUP4)	<u>120</u>
4.6 CONCLUSIONS CONCERNANT LE SÉISME DE COYUCA	<u>121</u>
5 ANALYSE DU SÉISME DU 22 JANVIER 2003	<u>123</u>
5.1 TRAITEMENT DES DONNÉES DE SURFACE	<u>123</u>
5.1.1 CARACTÉRISATION DES EFFETS DE SITE	<u>123</u>
5.1.2 FORMES D'ONDE SUR LA SURFACE LIBRE	<u>126</u>
5.1.3 ANALYSE SPECTRALE F-K	<u>137</u>
5.1.3.a <u>Résultats préliminaires</u>	<u>137</u>
5.1.3.b Résultats après filtrage en énergie	<u>144</u>
5.2 TRAITEMENT DES DONNÉES DE PUITS	<u>146</u>
5.2.1 RAPPORTS SPECTRAUX	<u>146</u>
5.2.2 FORMES D'ONDE.	<u>147</u>
5.2.3 CORRÉLATION	<u>149</u>
5.2.3.a Résultats pour le réseau vertical de la station RMCS.	<u>149</u>
5.2.3.b Résultats pour le réseau 3D (stations de surface + stations de puits)	<u>149</u>
5.3 ANALYSE DE POLARISATION	
5.3.1.a <u>Résultats dans la zone lacustre</u>	<u>156</u>
5.3.1.b Résultats dans la zone de collines (station CUP4)	<u>158</u>
5.4 DISCUSSION	
6 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	<u></u> 167
7 <u>RÉFÉRENCES</u>	<u></u> 171

1 INTRODUCTION

Le 19 septembre 1985, un séisme de magnitude 8.1 frappa la côte du Michoacán au Mexique. Ce séisme provoqua d'importantes destructions dans la ville de Mexico, pourtant située à 350 km de l'épicentre. Les dommages humains et matériels s'élevèrent à plus de 10000 morts et plus de 800 immeubles détruits ou endommagés. Les pertes économiques s'élevèrent à 4 milliards de dollars (Chávez-García et al., 1994). Ce tremblement de terre est à l'origine d'un travail scientifique important pour analyser les causes de la catastrophe, tant sur le plan sismologique (étude détaillée de la source, des effets de propagation et de site) que sur le plan de l'ingénierie civile avec l'amélioration du code de construction parasismique. Actuellement, d'importants progrès ont été réalisés quant à la compréhension des phénomènes responsables du mouvement sismique dans la ville de Mexico : il est possible, par exemple, de réaliser une estimation statistique de la réponse du sol attendue pour des séismes futurs et il existe un microzonage détaillé du bassin. Néanmoins, il n'a toujours pas été possible de reproduire toutes les caractéristiques temporelles et fréquentielles du fort mouvement sismique enregistré dans la zone lacustre de la ville, zone localisée sur une couche d'argile molle, de 10 à 50 m d'épaisseur, saturée en eau, et donc très vulnérable sur le plan du risque sismique. Pour améliorer nos capacités de prédiction du mouvement sismique dans le bassin de Mexico et éviter une nouvelle catastrophe dans le futur, il semble indispensable de comprendre l'ensemble des phénomènes en jeu (il faut rappeler que la ville de Mexico compte plus de 20 millions d'habitants). Le travail réalisé dans cette thèse participe à cet effort de compréhension du mouvement sismique dans la vallée de Mexico.

Dans la vallée de Mexico, des enregistrements de séismes comme celui du 19 septembre 1985 (séisme de Michoacán) présentent des caractéristiques particulières : forte amplification du mouvement sismique aussi bien dans la zone de collines que dans la zone lacustre et longue durée du mouvement fort. Pour certaines fréquences, entre 0.3 et 1 Hz par exemple, l'amplification peut atteindre un facteur 10 dans la zone de collines et jusqu'à un facteur 500 dans la zone lacustre (Singh *et al.*, 1988; Ordaz et Singh, 1992) par rapport à des sites localisés hors du bassin de Mexico à une distance épicentrale équivalente. Pendant le séisme du 19 septembre 1985, l'accélération maximale enregistrée dans la zone lacustre atteignit environ 0.2 g, valeur trois fois plus forte que dans la zone de collines et quasiment égale à l'accélération enregistrée dans la zone épicentrale, à 350 km de distance (Chávez-García et al., 1995). En réalité, il existe deux phénomènes d'amplification distincts dans la ville de Mexico. Le premier est une amplification régionale observée dans la majeure partie du bassin de Mexico, probablement liée à une couche superficielle à faible vitesse présente dans la zone sud de l'Axe Volcanique Transmexicain (Singh et al., 1995; Cárdenas et al., 1997; Shapiro et al., 1997). Le deuxième phénomène d'amplification est un phénomène local, observé uniquement dans la zone lacustre de la vallée de Mexico et due à la résonance de la couche superficielle d'argile meuble (Seed et al. 1988, Singh et al., 1988). On peut également observer un allongement de la durée du mouvement sismique dans la zone lacustre de la ville de Mexico. Dans les enregistrements du séisme de 1985 par exemple, la durée du mouvement sismique fut trois fois plus longue dans la zone lacustre que dans la zone de collines, en raison d'arrivées d'énergie tardives.

Cette longue durée des mouvements forts reste pour l'instant partiellement inexpliquée. Les modèles 1D de propagation d'ondes dans la vallée de Mexico donnent une bonne approximation de la réponse spectrale des

observations (Seed et al., 1988) mais ne permettent pas d'expliquer la durée du mouvement sismique (Kawase et Aki, 1989; Chávez-García et Bard, 1994). Le fort contraste d'impédance entre le sol mou superficiel et le sous-sol rocheux permet d'obtenir des amplitudes importantes mais ne permet pas d'avoir une longue durée des enregistrements. Une autre explication possible à la différence de durée des enregistrements entre la zone de collines et la zone lacustre viendrait d'un problème d'instrumentation (Singh et Ordaz, 1993). Selon eux, les accélérographes ne permettent pas d'enregistrer la même durée du mouvement sismique dans les deux zones par manque de sensibilité. Cette hypothèse n'explique pourtant pas les différences observables entre les enregistrements de stations voisines. En outre, il n'a pas été possible de reproduire les enregistrements de la zone lacustre en utilisant les enregistrements de la zone de collines comme signaux d'entrée du modèle de propagation 1D (Sánchez-Sesma et al., 1988). La troisième hypothèse avancée pour expliquer la durée du mouvement sismique dans la vallée de Mexico se base sur des modèles de propagation d'ondes plus complexes. Plusieurs phénomènes ont été proposés : présence d'ondes de gravité dans la zone lacustre due à des phénomènes mécaniques non linéaires (Chávez-García et Bard, 1993a; 1993b), résonance d'ondes P qui se propagent latéralement dans le bassin (Seligman et al., 1989; Mateos et al., 1993), propagation d'ondes de surface générées par des hétérogénéités latérales (Bard et al., 1988; Sánchez-Sesma et al., 1988; Campillo et al., 1988), couplage de modes entre ondes P évanescentes et ondes de Rayleigh (Lomnitz, 1999) ou combinaison de l'effet 2D du bassin et des effets dus à la couche molle en surface (Kawase et Aki, 1989). Les simulations numériques ont montré qu'aucune de ces hypothèses n'expliquait de façon satisfaisante la durée du mouvement sismique observée dans les enregistrements ou qu'elles nécessitaient l'utilisation de paramètres (comme le facteur de qualité Q_{s)} peu réalistes pour l'expliquer (Chávez-García et Bard, 1994). Dans leur étude, par exemple, Kawase et Aki (1989) ne prennent pas en compte l'atténuation anélastique et ils travaillent avec une vitesse des ondes S de 250 m/s pour la couche d'argile ce qui est nettement supérieur à la vitesse obtenue par les profils de vitesse réalisés sur le terrain. Avec une vitesse plus réaliste de 80 m/s et un facteur de qualité de 25 obtenu par des mesures en laboratoire, Bard et al. (1988) ont montré que les ondes de surface générées sur les bords du bassin étaient fortement dispersées et atténuées et ne pouvaient pas expliquer de manière convaincante la durée des enregistrements dans la zone lacustre. De la même manière, Chávez-García et Bard (1994) ont montré que les dimensions du bassin de Mexico et ses caractéristiques géophysiques ne permettaient pas la résonance d'ondes P se propageant latéralement à travers la vallée.

La modélisation de la propagation des ondes sismiques entre l'épicentre et la vallée de Mexico a montré l'importance de la structure 3D de la croûte (Furumura et Kennett, 1998) qui conditionne les caractéristiques du champ d'ondes incident qui traverse la vallée. Pour ces deux auteurs, la longue durée du mouvement sismique dans la vallée est due à la nature des trains d'ondes S_n et L_g provenant de l'épicentre, ces trains d'onde se propageant de manière efficace entre l'épicentre et la ville de Mexico en raison de la structure de la zone de subduction. La structure de l'axe volcanique permettrait aussi une augmentation de l'amplitude et de la durée des ondes L_g . De fait, Singh et Ordaz (1993) attribuèrent la durée du mouvement sismique enregistré dans la zone lacustre à une source extérieure au bassin et supposèrent qu'il pouvait y avoir des effets de trajectoires multiples entre la source et la ville ou à l'intérieur même du bassin qui permettent d'expliquer la nature de la coda des enregistrements. En septembre 1985, 11 accélérographes enregistrèrent le tremblement de terre de Michoacán dans la vallée de Mexico, parmi lesquels 8 instruments digitaux et 3 instruments analogiques.

Chávez-García *et al.* (1995) ont réanalysé ces enregistrements et ont montré que l'énergie des composantes verticales à basse fréquence s'était propagée sous la forme du mode fondamental d'ondes de Rayleigh. Pour des fréquences supérieures, les auteurs ont montré qu'il existait des ondes de surface générées entre l'épicentre et la vallée de Mexico ce qui confirme l'importance de la structure de la croûte pour comprendre le mouvement sismique observé dans la zone lacustre de la ville. Une analyse complémentaire des enregistrements du séisme du 25/04/1989 a démontré l'existence de paquets d'énergie diffractés par une hétérogénéité localisée entre la vallée de Mexico et Teacalco, à 80 km au Sud du District Fédéral, probablement au niveau de la frontière Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. Chávez-García *et al.* (1995), Chávez-García et Romero-Jiménez (1996) et Chávez-García et Salazar (2002) ont proposé l'hypothèse d'une interaction entre les ondes de surface guidées par la structure profonde du bassin et la résonance locale de la couche d'argile molle de la zone lacustre.

L'objectif de cette thèse est d'améliorer notre connaissance du champ d'ondes sismiques dans la vallée de Mexico pour comprendre en particulier le lien entre le phénomène d'amplification régionale dans le centre du pays et la longue durée du mouvement sismique dans la zone lacustre de la vallée de Mexico et tester l'hypothèse proposée par Chávez-García *et al.* (1995).

Pour réaliser ce travail, un réseau accélérographique 3D de faible ouverture a été installé dans la colonia Roma, quartier fortement touché en 1985, afin d'analyser en détails le champ d'ondes observé dans la zone lacustre de Mexico. Avec ce réseau de 1 km d'ouverture disposant d'une base de temps commune (GPS) et composé de 15 stations en surface et 6 stations de puits, nous espérons estimer avec précision la nature et les paramètres de propagation (vitesse de phase et direction de propagation) des ondes dominantes tant pour les longueurs d'onde courtes (de l'ordre de 100 m) dues à la couche d'argile superficielle à très faible vitesse (de l'ordre de 80 m/s pour les ondes S) que pour les longueurs d'onde kilométriques des ondes guidées par la structure profonde du bassin. Dans le chapitre 2, je présenterai le réseau accélérographique installé en 2001 dans la colonia Roma Norte et j'étudierai la réponse de ce réseau en termes de nombre d'onde pour valider son adéquation à notre problème. Je terminerai ce chapitre par une courte présentation des deux séismes enregistrés par notre réseau entre 2001 et 2003. Dans le chapitre 3, je présenterai les trois méthodes envisagées pour traiter les données enregistrées en surface : méthode fréquence-nombre d'onde (f-k) conventionnelle, méthode f-k haute résolution, et MUSIC (Multiple Signal Characterization). Après avoir décrit ces trois méthodes de manière théorique, je présenterai les tests synthétiques que nous avons réalisés pour préciser leurs limites et avantages respectifs. Ensuite, nous comparerons les trois méthodes sur deux jeux de données distincts (l'un enregistré en zone de collines, l'autre en zone lacustre). Ces tests nous permettront de choisir la méthode la plus adaptée à l'étude du champ d'ondes enregistré dans la zone lacustre par notre nouveau réseau de faible ouverture. Finalement, je présenterai la méthode de corrélation utilisée pour l'analyse temps-période des données de puits enregistrées dans la colonia Roma. Dans les chapitres 4 et 5, j'analyserai le séisme enregistré le 22/10/2001 (M=6.1) ayant eu lieu sur la côte de l'état de Guerrero et celui du 22/01/2003 (M=7.6) ayant eu lieu sur la côte de l'état de Colima. Cette analyse permettra à la fois de définir les caractéristiques de propagation communes aux deux séismes et de mettre en valeur les variations d'effets de propagation dues aux différences de magnitude et d'épicentre des deux événements étudiés. Le chapitre 6 conclura ce travail et permettra d'exposer les conclusions et perspectives de cette thèse en termes de méthodologie, de compréhension du champ d'ondes dans la vallée de Mexico et de modélisation numérique.

2 UN RESEAU ACCELEROGRAPHIQUE DE FAIBLE OUVERTURE DANS LA COLONIA ROMA

En 1985, lors du séisme de Michoacán, la colonia Roma Norte et les quartiers voisins subirent d'importants dommages matériels et humains. En conséquence, et en raison de l'intensité des effets d'amplification qui eurent lieu ici, ce quartier a été choisi comme l'un des sites à instrumenter en priorité. Des accélérographes y ont été installés en champ libre et en puits, plusieurs immeubles ont été instrumentés (bâtiments Jalapa et Córdoba) et des études géotechniques poussées ont été réalisées afin de comprendre le comportement du sol dans cette zone. Pour participer à l'effort de compréhension des forts mouvements du sol et pour compléter le réseau de 5 stations géré par le CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres) dans le jardin Pushkín (réseau Roma), un réseau accélérographique de faible ouverture a été installé dans cette zone. Dans ce chapitre, je présenterai brièvement le bassin de Mexico et la localisation du nouveau réseau puis je décrirai les instruments qui le composent, leur installation ainsi que les premiers séismes enregistrés.

2.1 Présentation du territoire mexicain

2.1.1 Contexte tectonique et sismologique

Le territoire mexicain est reparti sur cinq plaques tectoniques: la plaque Nord-américaine qui contient toute l'Amérique du Nord ainsi qu'une partie de l'océan Atlantique et de la Sibérie, la plaque Pacifique où se trouve la péninsule de Basse Californie, la plaque Caraïbe qui contient les îles Caraïbes, et les deux petites plaques océaniques de Cocos et Rivera qui complètent le puzzle tectonique du Mexique. Les grands tremblements de terre qui nous intéressent dans cette étude ont lieu au large de la côte Pacifique et doivent leur origine à la subduction des plaques de Cocos et Rivera sous la plaque Nord-américaine le long de la fosse Méso-américaine (figure 2.1). DeMets et al. (1991) ont montré que la vitesse relative de la subduction de la plaque de Cocos sous la plaque Nord-américaine augmente du Nord-ouest vers le Sud-est (de 4,8 cm/an à la longitude de 255,5°E à 7,5 cm/an à la longitude 266°E). La sismicité sur la zone de subduction est très variable: elle est faible pour la zone correspondant à la subduction de la plaque de Rivera sous la plaque Nordaméricaine face à l'état de Jalisco (seuls six séismes de magnitude supérieure à 7.0 ont été reportés dans cette zone depuis 1837) alors que l'on reporte de nombreux séismes dans la zone correspondant à la subduction de la plaque de Cocos sous la plaque Nord-Américaine. La subduction de la plaque de Cocos sous la plaque Nordaméricaine est à l'origine de la formation d'un arc volcanique de 50 à 150 km de largeur, appelé Axe Volcanique Transmexicain, qui traverse le pays depuis la côte des états de Jalisco et Nayarit à l'Ouest jusqu'à la région du Cofre de Perote à l'Est (Demant, 1978). Cet axe volcanique est représenté en rose sur la figure 2.1. Des études récentes (Cárdenas et al., 1997, 1998; Cárdenas et Chávez-García, 2003) ont montré l'importance de cet axe volcanique sur les effets de trajet que subissent les ondes qui se propagent entre la côte Pacifique et le centre du pays, et, par conséquent, sur le mouvement sismique dans la ville de Mexico.



Figure 2-1: distribution des plaques tectoniques et localisation des séismes de magnitude supérieure à 5.0 enregistrés entre 1977 et 2003 au Mexique (catalogue de séismes de l'Université de Harvard, USA, www.seismology.harvard.edu). Les points rouges représentent les séismes superficiels (profondeurs inférieures à 40 km) et les points bleus représentent les séismes plus profonds.

2.1.2 Modèle structural entre la zone de subduction et le bassin de Mexico

Dans notre étude, nous allons être amenés à déterminer des vitesses de phase d'ondes de surface. Pour interpréter les résultats, il sera nécessaire de comparer les résultats avec les courbes de dispersion théoriques obtenues à partir des modèles structuraux existants. Il nous a donc paru nécessaire de rassembler l'information disponible dans la littérature pour définir un modèle de référence que servira dans la suite de la thèse. Il existe plusieurs modèles qui décrivent la structure de la croûte dans le centre de la république mexicaine. Valdés *et al.* (1986), par exemple, ont proposé un modèle dérivé de mesures de sismique réfraction réalisées dans l'état de Oaxaca et Campillo *et al.* (1989) l'ont adapté au trajet entre la côte de Michoacán et le District Fédéral pour étudier le mouvement sismique observé dans la ville de Mexico pendant le séisme de 1985. Campillo *et al.* (1996) et Iglesias *et al.* (2001) ont également proposé un modèle structural entre la côte des états de Guerrero et Michoacán et le District Fédéral estimé par inversion de courbes de dispersion d'ondes de surface. Dans notre cas, le modèle le plus adapté de par sa position géographique est le modèle de Campillo *et al.* (1996). Ce sera notre modèle de référence pour le trajet entre la côte Pacifique et la ville de Mexico. Les courbes de dispersion que l'on obtient à partir de ce modèle structural pour les trois premiers modes d'ondes de Rayleigh et de Love sont représentées dans la figure 2.2.



Figure 2-2 : courbes de dispersion (vitesses de phase c et de groupe U) des trois premiers modes des ondes de Rayleigh et de Love pour le modèle structural de Campillo *et al.* (1996) entre la côte de l'état du Guerrero et le bassin de Mexico.

- 2.2 Présentation du bassin de Mexico
- 2.2.1 Formation du bassin



Figure 2-3: vue panoramique du bassin de Mexico. Les limites d'états sont représentées par des lignes blanches. La communauté urbaine de la ville de Mexico est délimitée par une ligne noire. Les parties plates sont indiquées en gris clair (le plateau central est à 2250 m d'altitude) tandis que les montagnes sont indiquées en gris foncé.

Le bassin de Mexico est situé au sud de la partie la plus élevée du plateau central mexicain. Ce bassin, de forme allongée dans la direction NNE-SSO, est entouré de nombreux volcans faisant partie de l'Axe Volcanique Transmexicain. Il fait 100 km de long et 30 km de large (figure 2.3). La vallée est limitée à l'Ouest par des chaînes de montagne andésitiques du Tertiaire (Sierra de las Cruces), au Sud par les basaltes du Quaternaire de la Sierra du Chichinautzin, au Nord par des roches volcaniques du Tertiaire (Sierras de Guadalupe et de Pachuca). A l'Est du bassin, la Sierra Nevada, qui comprend les sommets des volcans

Popocatépletl et Iztaccíhuatl, avec une altitude de l'ordre de 5300 m au-dessus du niveau de la mer, est formée de basaltes et andésites du Tertiaire. Dans la partie du Centre-est du plateau, on trouve de nombreux petits pics isolés comme le Cerro de la Estrella ou la Sierra de Santa Catarina. Avant le Pléistocène, la vallée était ouverte vers le sud et le drainage se faisait par l'intermédiaire de deux gorges profondes qui passaient par les villes de Cuautla et Cuenavaca. Cette vallée a été fermée lors de la période d'activité volcanique de la Sierra du Chichinautzin, commencée il y a 700000 ans. Lorsque le drainage de la vallée s'est fermé, il s'est formé un lac peu profond dans lequel se sont déposés des sédiments lacustres. Au même moment, du matériel éruptif et des sédiments terrigènes provenant de l'érosion des montagnes entourant le bassin ont rempli l'ancienne vallée. La figure 2.4 montre une coupe géologique schématique de la vallée de Mexico.



- 1-Roche métamorphique, Mésozoïque
 2-Dépôts marins, Mésozoïque Supérieur
 3-Roche volcanique, Oligocène
 4-Roche volcanique, Miocène
 5-Dépôts lacustres, Pliocène
 6-Roche clastique du Tepozteco
 6a-Roche clastique de la Sierra Patlachique
 7-Turbidites et dépôts lacustres récents
- 8-Coulées volcaniques

Figure 2-4 : coupe schématique de la vallée de Mexico d'après Singh *et al.* (1995). α représente la vitesse des ondes P.

2.2.2 Stratigraphie

De façon simplifiée, la stratigraphie actuelle de l'ancien lac de la vallée de Mexico inclut les unités suivantes (Franco Casas, 2002 ; figure 2.5) :

- une couche superficielle composée principalement d'un remplissage artificiel de 1 à 7 m d'épaisseur, d'une superposition de dépôts alluviaux meubles et de lentilles de matériel éolien, et d'une croûte sèche due à une diminution du niveau d'eau dans le lac,
- une série supérieure d'argiles lacustres d'une épaisseur allant de 25 à 50 m, composée d'une alternance de strates d'argiles de consolidation variable induite par des surcharges superficielles et par le pompage profond, et de strates de matériau dur,
- une couche dure composée principalement de matériel sablo-limoneux avec des lentilles d'argiles et de graves de cimentation et épaisseur variables (cette couche est quasi inexistante dans la zone centrale pour atteindre 2 m d'épaisseur sur les bords de l'ancien lac),
- une série inférieure d'argile lacustre, de 15 m dans le centre du lac et quasi inexistante sur les rives, alternance de strates argileuses et de lentilles plus dures,
- des dépôts profonds de 1 à 5 m, alternance de sables et de graves alluviales limoneuses cimentées par des argiles dures et des carbonates de calcium, sous laquelle on retrouve des strates moins compactes voire même des argiles préconsolidées.

Sous ces formations, on trouve une superposition de dépôts volcaniques et de sédiments lacustres qui atteignent une épaisseur de 800 m (figure 2.4).



Figure 2-5: stratigraphie actuelle simplifiée de la ville de Mexico (Franco Casas, 2002) L'échelle verticale est exagérée.

2.2.3 Zonage géotechnique

La complexité de la géologie de la vallée de Mexico a conduit les spécialistes à diviser le bassin en trois zones géotechniques distinctes :

- La zone de collines constituée de roches volcaniques ou de coulées de lave qui couvrent des sédiments,
- La zone lacustre constituée d'argiles,
- La zone de transition qui reflète le changement progressif entre la zone lacustre et la zone de collines.



Figure 2-6 : zonage géotechnique de la ville de Mexico utilisé dans les normes parasismiques actuelles.

Ce zonage, présenté dans la figure 2.6, reflète les grandes variations qui existent entre les différentes parties de la ville en termes de période dominante du site et d'amplification maximale du mouvement sismique,

autrement dit en terme de risque sismique. Le microzonage de la ville de Mexico est très important pour l'ingénierie civile puisqu'il est indispensable à la mise en place d'un code parasismique fiable. L'acquisition de nouveaux enregistrements sismiques (tremblements de terre ou bruit de fond sismique) et le développement et l'application de nouvelles techniques de traitement des données comme la technique de Nakamura (1989), qui consiste à calculer des rapports spectraux H/V à partir de mesures de bruit, ou le calcul de rapports spectraux H/V à partir d'enregistrements de tremblements de terre (Lermo et Chávez-García, 1993), ont permis de l'améliorer considérablement. Lermo et Chávez-García (1994) ont, par exemple, pu améliorer le zonage utilisé par Seligman *et al.* (1989) et Mateos *et al.* (1993) en signalant que la séparation arbitraire du lac de Texcoco en deux parties (lac de Texcoco et lac de Tenochtitlán) n'était pas justifiée.

2.2.4 Modèle structural du bassin

Le modèle de référence de Campillo et al. (1996) ne tient pas compte la géologie particulière du bassin de Mexico décrite dans la figure 2.5. Cette géologie superficielle influe de manière importante sur les longueurs d'onde inférieures à 1 km et il est donc indispensable de la prendre en compte pour l'interprétation des résultats. Malheureusement, la structure profonde du bassin est mal connue et les différents modèles existants (Iida, 1999; Shapiro et al., 2001; Montalvo-Arrieta et al., 2004, adapté de Singh et al., 1995) donnent des résultats assez différents. Les trois modèles structuraux considérés pour cette étude sont décrits dans le tableau 2.1 et représentés sur la figure 2.7. La figure 2.8 montre les courbes de vitesse de phase obtenues pour le mode fondamental des ondes de Rayleigh et de Love tandis que la figure 2.9 présente les courbes de vitesse de phase obtenues pour le premier mode supérieur d'ondes de Rayleigh. A longue période et pour le mode fondamental, les trois modèles convergent (figure 2.8) même si le modèle de Iida (1999) présente une onde de Love plus rapide que les deux autres modèles. Dans la figure 2.9, on peut observer que les périodes de coupure des modes supérieurs d'ondes de surface sont différentes pour les trois modèles considérés : pour le modèle de Iida (1999), la période de coupure du premier mode supérieur d'onde de Rayleigh est à 4 s alors que, pour les deux autres modèles, les modes supérieurs d'ondes de Rayleigh sont toujours présents pour des périodes supérieures à 4 s. On peut aussi voir que, pour les périodes inférieures à 5 s, les trois modèles présentent des augmentations rapides des valeurs de vitesse à des périodes très différentes (2 s pour celui de Iida, 3 s pour le modèle de Montalvo-Arrieta et presque 4 s pour le modèle de Shapiro). Ces différences représentent une limite importante pour l'interprétation des résultats et démontrent qu'il serait nécessaire de compiler toutes les mesures de vitesse et de densité existantes dans le bassin de Mexico et de réaliser éventuellement des études géophysiques complémentaires pour affiner notre connaissance de la structure de la vallée. L'analyse des vitesses de phase à partir du réseau installé dans la colonia Roma devrait néanmoins permettre de déterminer le modèle donnant les courbes les plus proches de nos résultats.

Modèle structural	z (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	ρ (g/cm ³)
Montalvo-Arrieta et al. (2004)	0.030	0.800	0.050	2.000
	0.020	1.200	0.100	2.000
	0.100	1.380	0.800	2.050
	0.210	1.900	1.100	2.050
	1.210	2.600	1.500	2.200
	0.800	3.460	2.000	2.300
	5.000	5.280	3.050	2.400
	12.000	5.710	3.300	2.400
	28.000	6.400	3.700	2.700
	∞	8.130	4.700	3.300
Iida (1999)	0.030	1.430	0.065	1.200
	0.015	1.430	0.165	1.400
	0.055	1.700	0.360	1.600
	0.112	1.900	0.600	1.800
	0.923	2.600	1.120	2.000
	0.800	3.300	2.600	2.300
	1.900	4.500	3.000	2.500
	5.165	5.600	3.700	2.700
	∞	5.600	3.700	2.700
Shapiro et al. (2001)	0.030	0.800	0.050	2.000
	0.020	1.200	0.100	2.000
	0.300	2.000	0.400	2.050
	0.200	2.500	0.800	2.050
	2.000	3.000	1.700	2.200
	5.000	5.280	3.050	2.400
	12.000	5.710	3.300	2.400
	28.000	6.400	3.700	2.700
	×	8.130	4.700	3.300

Tableau 2-1 : modèles structuraux du bassin de Mexico tirés de la littérature.



Figure 2-7 : modèles en vitesse et en densité décrits dans le tableau 2.1. La première courbe (en haut à gauche) représente le profil de vitesse des ondes P, la deuxième courbe (en haut à droite) représente le profil de vitesse des ondes S et la troisième courbe (en bas) représente le profil en densité des trois modèles considérés sur les 5 premiers kilomètres de profondeur.



Figure 2-8 : courbes de vitesse de phase pour le mode fondamental des ondes de Rayleigh et de Love obtenues à partir des trois modèles décrits dans le tableau 2.1.



Figure 2-9 : courbes de vitesse de phase pour le premier mode fondamental des ondes de Rayleigh obtenues à partir des trois modèles décrits dans le tableau 2.1.

2.3 Installation du nouveau réseau

2.3.1 Objectifs

Pendant le tremblement de terre du 19 septembre 1985, seuls huit instruments digitaux ont enregistré les accélérations du sol dans la ville de Mexico. Parmi ces huit instruments, trois étaient situés dans la zone lacustre où ont été recensés les dégâts matériels et humains les plus sévères. Suite à ce tremblement de terre, le gouvernement du District Fédéral a décidé de financer l'acquisition, l'installation et la maintenance d'un réseau accélérographique permanent dans le bassin de Mexico (Espinosa-Aranda *et al.*, 1989). Depuis juillet 1986, le Centre d'Instrumentation et d'Enregistrement Sismique (CIRES), en collaboration avec l'Institut d'Ingénierie de la UNAM, le Centre National de Prévention des Catastrophes (CENAPRED) et la Fondation des Ingénieurs Civils Associés (FICA) ont installé plus de 100 accélérographes dans différentes zones géotechniques de Mexico. Ce réseau appelé Réseau Accélérographique de la Ville de Mexico (RACM) comprend maintenant

plus de 100 instruments installés en champ libre (représentés par des points noirs sur la figure 2.10), plusieurs bâtiments instrumentés (comme les bâtiments Jalapa et Córdoba dans la colonia Roma) et une dizaine d'accélérographes de puits. Ce réseau a permis de résoudre plusieurs problèmes essentiels pour l'ingénierie civile comme la cartographie des isopériodes et des amplifications (Lermo et Chávez-García, 1994; Chávez-García et al., 1994) et il a permis d'améliorer considérablement notre connaissance du champ d'ondes présent dans la vallée (Chávez-García et Salazar, 2002). Néanmoins, les stations de ce réseau ne disposent pas d'une base de temps commune, ce qui oblige à aligner les enregistrements de façon manuelle en imposant une vitesse de propagation à une onde préalablement identifiée sur les enregistrements de chacune des stations. Cette vitesse de propagation provient d'un modèle moyen de la croûte comme celui de Valdés et al. (1986) ou de Campillo et al. (1996). Cette difficulté nous empêche de vraiment considérer et utiliser ces stations comme un réseau de stations. En outre, la zone lacustre se caractérise par la présence en surface d'une couche d'argile molle avec des vitesses d'ondes S très faibles, de 50 à 80 m/s. Cela implique des longueurs d'onde très courtes (de l'ordre de quelques centaines de mètres) pour les fréquences voisines de la fréquence de résonance de la couche d'argile (2-2.5 s). La distance entre les stations de la RACM ne permet pas d'étudier de telles longueurs d'onde. En conséquence, il a été décidé, avec l'appui du CONACYT (Conseil National des Sciences et Technologies), d'installer un réseau de faible ouverture dans la zone lacustre de Mexico. L'objectif de ce réseau est l'obtention d'enregistrements de qualité qui permettent d'améliorer notre compréhension du champ d'ondes qui se propage dans la vallée de Mexico pendant les forts tremblements de terre, en particulier pour les fréquences voisines de la fréquence de résonance de la couche d'argile superficielle et pour les courtes longueurs d'onde.

2.3.2 Description des sites

La colonia Roma Norte, située dans la zone lacustre, a subi de nombreux dommages en 1985 lors du tremblement de terre de Michoacán (Rosenblueth et Meli, 1986). Après presque 20 ans, les conséquences de cette catastrophe sont toujours visibles : bâtiments endommagés et abandonnés, bâtiments renforcés par des structures métalliques comme la Clinique Londres, nombreux parkings à la place d'anciens bâtiments écroulés. Dans cette partie de la ville, l'amplification du mouvement sismique due aux séismes ayant eu lieu sur la côte Pacifique est très forte. En 1985 par exemple, l'accélération enregistrée à la station du Ministère des Communications et des Transports (au coin des avenues Universidad et Xola, au Sud de la colonia Roma) fut de 0.2 g, valeur similaire à l'accélération observée à 20 km de l'épicentre, et l'amplification du mouvement dans la zone lacustre par rapport à la zone de collines atteignit un facteur 40 à 0.5 Hz (Singh *et al.*, 1988). De plus, la durée du fort mouvement sismique observé est plus longue que dans la zone de terrain ferme : en 1985, le mouvement sismique observé dans la zone lacustre fut trois fois plus long que dans la zone de collines (Chávez-García *et al.*, 1994). Les particularités géotechniques de la zone lacustre et son histoire en terme de risque sismique font donc de cette zone un lieu idéal pour l'étude détaillée du mouvement sismique.



Figure 2-10 : localisation des stations de la RACM et zonage géotechnique.

Le choix de la géométrie et de la localisation du nouveau réseau s'est fait sur la base des études antérieures et de la localisation actuelle des stations de la RACM. On a, en particulier, profité de l'existence d'un réseau de 5 stations (3 de surface et 2 de puits à 30 m et 102 m) connu comme le réseau "Roma" et géré par le CENAPRED. Il a aussi fallu tenir compte des longueurs d'onde attendues pour déterminer l'espacement idéal entre les stations et l'ouverture du réseau. A courtes périodes (autour de 1 s), les longueurs d'onde attendues sont de l'ordre de quelques centaines de mètres alors que, pour les périodes supérieures à 3 s, on aura à faire à des longueurs d'onde kilométriques. La taille du réseau installé est un compromis entre ces deux nécessités contradictoires et le nombre d'accéléromètres correspond au nombre maximal d'instruments qu'il nous a été possible d'acquérir avec le financement accordé par le CONACYT pour ce projet. Le choix des sites pour l'installation des nouvelles stations a aussi dépendu de la localisation des parcs et aires publiques du quartier. On a finalement choisi les sites suivants (voir figure 2.11) :

- Place Luis Cabrera,
- Camellón Álvaro Obregón, au coin de la rue Orizaba,
- Camellón Álvaro Obregón, au coin de la rue Tonalá,
- Camellón Álvaro Obregón, entre les rues Mérida et Frontera,
- Jardin Pushkín,
- Clinique Londres,
- Place Río de Janeiro,
- Place Romita,
- Place Morelia.



Figure 2-11 : carte du réseau accélérographique de la Colonia Roma Norte. La forme des symboles indique l'organisme responsable de la station considérée (Inst. Ing.=Institut d'Ingénierie). Les symboles noirs correspondent à des stations de surface. Les carrés blancs indiquent des sites équipés avec une station de surface et une de puits. Le cercle et le losange blancs indiquent des sites équipés avec une station de surface et deux de puits.

Une station de surface a été installée en chacun des sites présentés. Pour compléter ce réseau superficiel et permettre une étude 3D de la propagation des ondes, nous avons aussi installé 2 accéléromètres de puits. Nous avons choisi le site d'installation des ces deux instruments en tenant compte de la position des deux stations de puits du CENAPRED (RMC1 et RMC2) localisées dans le jardin Pushkín, respectivement à 30 m et 102 m de profondeur (cercle blanc sur la figure 2.11). En profondeur, l'influence de la couche d'argile diminue ce qui nous amène, pour les périodes inférieures à la période de résonance du site à 2.5 s, à étudier des longueurs d'onde plus longues que celles étudiées en surface. Par conséquent, nous avons choisi une distance entre stations de puits supérieure à la distance moyenne entre les stations de surface. Pour optimiser la géométrie du réseau et former un triangle équilatéral, nous avons également chercher à installer les stations de puits à égale distance les unes des autres. Une fois toutes ces considérations prises en compte, nous avons été amenés à installer les deux accéléromètres de puits sur les places Morelia et Río de Janeiro (carrés blancs sur la figure 2.11). Les deux instruments ont été installés à 50 m de profondeur, ce qui correspond d'une part à une profondeur intermédiaire aux deux profondeurs des accéléromètres de puits du CENAPRED (installés à 30 m et 102 m de profondeur) et, d'autre part, à la profondeur approximative de la base de la couche d'argile.

2.3.3. Description des instruments

Les instruments installés sont des accéléromètres digitaux de la marque suisse GeoSig, conçus pour l'enregistrement des forts mouvements du sol. Ces instruments se caractérisent par une large dynamique et

disposent de plusieurs options de déclenchement (par seuil, par rapport STA/LTA ou par table de temps) ce qui permet de les utiliser aussi bien pour les séismes que pour les mesures de bruit de fond. Nous avons choisi ces instruments parce qu'ils représentent un bon rapport qualité/prix.

Chaque station dispose d'un capteur triaxial de type AC-33 en surface et AC-23-DH en puits, ainsi qu'un enregistreur GSR-18A. L'échelle d'enregistrements est de +/- 0.5 g et le stockage des données se fait sur une mémoire Flash de 16 Mb par "mots" digitaux de 18 bits. Pour le réseau de la colonia Roma, nous avons choisi un pas d'échantillonnage de 100 Hz. Les conditions de bruit de fond sismique et les caractéristiques techniques des instruments nous ont poussés à programmer un déclenchement par seuil. Après plusieurs essais, nous avons choisi un seuil de 4 gals pour la majorité des stations de surface (deux des stations du Camellón Álvaro Obregón ont un seuil de 6 gals en raison d'un bruit important dû à la circulation automobile) et de 3 gals pour les stations de puits. Pour chaque site, un GPS fournit une base de temps fiable avec une précision de l'ordre de quelques millisecondes. L'enregistreur dispose d'une batterie interne de 20 A/h qui se charge automatiquement lorsqu'elle est connectée à une alimentation externe. Cette batterie permet une autonomie de 40 à 70 heures en cas de coupure de courant électrique.

2.3.4 Installation des accélérographes de surface

Une fois obtenus les permis *ad hoc* auprès des autorités locales (Delegación Cuauhtemoc), les travaux de construction des bases devant accueillir les accéléromètres de surface ont débuté le 22 mars 2001. Ces travaux se sont terminés à la fin du mois de mai de la même année. Les stations se situant dans une zone de terrain peu consolidé, il a été nécessaire de creuser une tranchée rectangulaire de 1 m de profondeur pour ancrer la station dans la couche d'argile (et éviter un couplage avec le remplissage artificiel présent en surface). La figure 2.12 présente le schéma d'une station de surface et les figures 2.13 à 2.16 illustrent les différentes étapes de l'installation des stations.

L'installation des appareils s'est faite en quatre étapes :

- Creusement d'une tranchée rectangulaire de 0.2 m de large, couvrant une surface de 0.8 m de long,
 1.1 m large, et 1 m de profondeur avec le petit côté orienté au Nord (figure 2.13),
- Mise en place dans la tranchée d'une armature constituée d'une grille faite de fers à béton avec des mailles de 0.2 m de large (figure 2.14),
- Bétonnage de la base de la station (figure 2.15),
- Mise en place de la caisse métallique de protection de la station avec cadenas et clé spéciale pour éviter les dégradations et les vols (figure 2.16).

Sur les sites des places Río de Janeiro et Morelia, l'enregistreur de l'accéléromètre de puits a été installé dans la caisse métallique de protection de la station de surface.



Figure 2-12 : schéma simplifié d'une station de surface. Les dimensions et l'orientation de l'installation sont décrites dans le paragraphe 2.3.4 et sur les figures 2.13 à 2.16.



Figure 2-13 : creusement de la tranchée rectangulaire pour l'installation de la base sur la place Luis Cabrera.



Figure 2-15 : base de béton terminée.



Figure 2-14 : armature (Jardin Pushkín).



Figure 2-16 : aspect final d'une station de surface (Place Luis Cabrera).

2.3.5 Installation des accélérographes de puits

Pour installer les accélérographes de puits sur les places Morelia et Río de Janeiro, il a fallu creuser un puits de 50 m de profondeur. Pour cela, nous avons fait appel à l'entreprise TGC Geotecnía. L'accéléromètre de puits installé sur la place Morelia est représenté sur la figure 2.17 et un schéma indiquant sa position dans le puits est représenté sur la figure 2.18.



Figure 2-17 : accéléromètre de puits AC-23-DH de la marque GeoSig installé place Morelia.

Lors du creusement des puits, deux études complémentaires ont été menées :

- Carottage par le Dr Efraín Ovando de l'Institut d'Ingénierie de la UNAM (place Río de Janeiro),
- Mesures de vitesse des ondes P et S réalisées tous les mètres avec une sonde suspendue par Carlos Gutiérrez du CENAPRED (places Río de Janeiro et Morelia).

Ces deux études supplémentaires ont été réalisées avant l'installation des tuyaux de PVC nécessaires au maintient des parois du puits. Pour éviter des dommages sur les parois du puits après les mesures de vitesse (puisqu'elles ne sont pas maintenues lors de ces mesures) et donc un mauvais couplage entre les tubes de PVC et le sous-sol (c'est-à-dire entre l'instrument et le sous-sol), le travail s'est réalisé de la manière suivante :

- Creusement d'un puits de 4 pouces de diamètre avec récupération des carottes,
- Mesures de vitesse avec la sonde suspendue,
- Augmentation du diamètre du puits à 6 pouces,
- Mise en place des tubes de PVC de 5 pouces de diamètre,
- Mise en place d'un regard pour protéger le puits.


Figure 2-18 : schéma de l'installation de l'accélérographe de puits. Les échelles réelles n'ont pas été respectées.

2.3.6 Stations complémentaires et réseau final

Pour compléter notre jeu de données, nous avons utilisé des données provenant de trois stations de surface de la RACM situées au voisinage de notre réseau : la station de champ libre EJCL proche du bâtiment Jalapa, et ses deux stations de puits associées à 20 m (EJP1) et 45 m de profondeur (EJP2), la station de champ libre du bâtiment Córdoba PCJR et la station du CIRES située rue Córdoba (CO56). Ses stations ont permis d'améliorer la couverture spatiale des enregistrements dans la partie Nord-ouest du réseau (figure 2.19). Les autres stations de la RACM installées dans la zone d'étude ne nous ont pas fourni d'enregistrements complémentaires utiles soit en raison de la mauvaise qualité voire de l'absence d'enregistrement soit à cause d'une trop grande distance entre la station considérée et le nouveau réseau.

Le réseau accélérographique complet (nouveaux sites + stations complémentaires) est composé de 15 stations en surface et 6 accélérographes de puits. Nous l'appellerons par la suite "réseau de la colonia Roma". Les caractéristiques des stations (nom, localisation, organisme responsable, coordonnées cartésiennes, modèle du capteur, résolution de l'enregistreur et échelle d'enregistrement) sont indiquées dans les tableaux 2.2 pour les stations de surface et 2.3 pour les stations de puits. Il est à noter que les coordonnées en latitude et longitude données par les GPS n'étaient pas assez fiables pour être utilisées lors de l'application des méthodes de traitement de données de réseau de type f-k. Nous avons donc décidé de déterminer les coordonnées cartésiennes des stations à partir d'une carte digitale en coordonnées UTM disponible à la coordination d'Ingénierie Sismologique de l'Institut d'Ingénierie de la UNAM.

	Stations de surface										
Nom	Localisation	Organisme	X (m)	Y (m)	Marque / Modèle	Résolution (bit)	Échelle complète d'enregistrement (g)				
PMOS	Place Morelia	I. I., UNAM	675.2	548.0	GeoSig / AC-33	18	1				
PROM	Place Romita	I. I., UNAM	767.6	478.6	GeoSig / AC-33	18	1				
PRJS	Place Río de Janeiro	I. I., UNAM	212.9	162.9	GeoSig / AC-33	18	1				
CLON	Clinique Londres	I. I., UNAM	590.1	188.3	GeoSig / AC-33	18	1				
RMAS	Roma A, Jardin Pushkín	CENAPRED	768.5	177.3	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	2				
RMBS	Roma B, Jardin Pushkín	CENAPRED	858.5	196.0	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1				
RMCS	Roma C, Jardin Pushkín	CENAPRED	804.4	68.3	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1				
JPSK	Centre Jardin Pushkín	I. I., UNAM	815.4	130.9	GeoSig / AC-33	18	1				
PLCA	Place Luis Cabrera	I. I., UNAM	342.6	-343.7	GeoSig / AC-33	18	1				
CAOE	Camellón Álvaro Obregón Este	I. I., UNAM	603.4	-37.9	GeoSig / AC-33	18	1				
CAOO	Camellón Álvaro Obregón et Orizaba	I. I., UNAM	283.2	-105.4	GeoSig / AC-33	18	1				
САОТ	Camellón Álvaro Obregón et Tonala	I. I., UNAM	-20.2	-166.7	GeoSig / AC-33	18	1				
EJCL	Bâtiment Jalapa, champ libre	I. I., UNAM	-21.7	366.8	Terra Technology / DCA-333R	16	1				
PCJR	Bâtiment Córdoba, champ libre	I. I., UNAM	288.9	313.4	Terra Technology / IDS-3602A	16	1				
CO56	Rue Córdoba	CIRES	350.5	67.1	CIRES / RAD-851	16	1				

Tableau 2-2 : caractéristiques des stations de surface du réseau de la colonia Roma.



Figure 2-19 : localisation des stations de surface du tableau 2.2 (avec leurs noms respectifs).

Stations de puits										
Nom	Nom Localisation Station de		Organisme	X(m)	Y(m)	Z(m)	Marque /	Résolution	Échelle complète	
		surface					Modèle	(bit)	d'enregistrement	
		associée							(g)	
PMOP	Place Morelia	PMOS	I. I., UNAM	675.2	548.0	50	GeoSig /	18	1	
							AC-23-DH			
PRJP	Place Río de	PRJS	I. I., UNAM	212.9	162.9	50	GeoSig /	18	1	
	Janeiro						AC-23-DH			
RMC1	Roma C,	RMCS	CENAPRED	804.4	68.3	30	IISEE	16	1	
	Jardin						Akashi /			
	Pushkín						SMAC-MD			
RMC2	Roma C,	RMCS	CENAPRED	804.4	68.3	102	IISEE	16	1	
	Jardin						Akashi /			
	Pushkín						SMAC-MD			
EJP1	Bâtiment	EJCL	I. I., UNAM	-21.7	366.8	20	Terra	16	0.5	
	Jalapa						Technology /			
							DCA-333R			
EJP2	Bâtiment	EJCL	I. I., UNAM	-21.7	366.8	45	Terra	16	0.5	
	Jalapa						Technology /			
							DCA-333R			

Tableau 2-3 : caractéristiques des stations de puits du réseau de la colonia Roma.

2.4 Réponse du réseau

2.4.1 Cas d'un réseau linéaire

Un réseau de stations agit comme un filtre dans le domaine des nombres d'onde. La réponse de ce filtre dans le domaine des nombres d'onde horizontaux (c'est-à-dire dans le plan du réseau) est déterminée par sa géométrie. Elle est très importante puisqu'elle définit l'adéquation du réseau au problème à résoudre en termes de vitesses et longueurs d'onde à étudier. Il y a trois paramètres essentiels pour le choix de la géométrie du réseau :

- son ouverture,
- le nombre d'instruments,
- la distance entre les capteurs.

Pour étudier la réponse d'un réseau, on calcule sa fonction de transfert H. Pour un réseau de N stations caractérisées par un vecteur position \mathbf{r} , sa fonction de transfert en nombre d'onde \mathbf{k} est déterminée par (Buttkus, 2000)

$$H(\mathbf{k}) = \sum_{j=1}^{N} e^{-2i\pi(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_{j})}$$

La fonction |H(k)| est la réponse impulsionnelle du filtre spatial défini par le réseau de stations.

Pour illustrer ce paragraphe, nous pouvons considérer un réseau linéaire de N stations avec un espacement entre stations Δx (pas d'échantillonnage spatial). Le théorème de l'échantillonnage permet de calculer le nombre d'onde de Nyquist k_N de la façon suivante :

$$k_{\rm N} = \frac{1}{2\Delta x}$$

Cela signifie que le réseau est capable de résoudre des nombres d'onde compris dans l'intervalle $[-k_N, k_N]$. Pour des nombres d'onde supérieurs au nombre d'onde de Nyquist, la réponse impulsionnelle du réseau présente des pics secondaires d'amplitude similaire au pic principal. On est alors en présence d'aliasing spatial. Ces pics secondaires peuvent induire des erreurs d'interprétation puisque, en les convoluant avec le signal enregistré par le réseau, ils créeront des pics qui viendront parasiter le spectre obtenu.

En étudiant, par exemple, la réponse impulsionnelle d'un réseau linéaire d'ouverture variable (500 m et 5 km) avec une distance entre stations de 100 m, nous observons que la largeur du pic principal dépend de l'ouverture considérée. Plus le réseau est long, plus le pic principal est étroit et meilleure est la résolution de ce réseau. Par ailleurs, le nombre d'onde de Nyquist ne dépend pas de l'ouverture du réseau : les pics secondaires d'aliasing apparaissent pour les mêmes nombres d'onde dans les deux cas (voir par exemple les pics à 0.01 m⁻¹ dans la figure 2.20).

La figure 2.21 montre la réponse de deux réseaux linéaires de 1 km d'ouverture avec des distances entre stations de 100 et 200 m. Nous voyons alors que la forme du pic principal est similaire dans les deux cas mais le pic secondaire correspondant à l'aliasing spatial apparaît pour un nombre d'onde deux fois plus faible pour $\Delta x=200$ m que pour $\Delta x=100$ m.



Figure 2-20 : réponse impulsionnelle de deux réseaux linéaires distincts, le premier de 500 m d'ouverture (ligne épaisse) et l'autre de 5 km d'ouverture (ligne fine). La distance entre les stations est de 100 m dans les deux cas.



Figure 2-21 : réponse impulsionnelle de deux réseaux linéaires distincts, le premier avec une distance entre stations de 100 m (ligne fine) et l'autre avec une distance entre stations de 200 m (ligne épaisse). L'ouverture du réseau est de 1 km dans les deux cas.

Avec ces exemples simples, nous voyons l'influence de la géométrie du réseau sur sa réponse impulsionnelle dans le domaine des nombres d'onde : l'ouverture du réseau détermine son pouvoir de résolution (c'est-à-dire sa capacité à séparer des signaux de vitesse et direction de propagation différentes), le nombre de capteurs conditionne la différence d'amplitude entre le pic principal et les pics secondaires, et la distance minimale entre les stations détermine le nombre d'onde maximal que l'on peut résoudre (nombre d'onde de Nyquist). Un réseau idéal pour séparer des signaux distincts serait caractérisé par une réponse impulsionnelle ayant un pic principal étroit (de largeur inférieure à la résolution souhaitée), des amplitudes faibles dans la zone de réjection (en dehors du pic principal), et un nombre d'onde de Nyquist supérieur au nombre d'onde maximal à étudier.

2.4.2 Réponse du réseau de la colonia Roma

Le réseau de la colonia Roma n'est pas régulier : son nombre d'onde de Nyquist dépend de la direction considérée. La distance minimale entre deux stations voisines est de 63 mètres (stations du Jardin Pushkín) et la distance moyenne est de 260 mètres. L'ouverture du réseau est d'approximativement 900 m dans les directions EO et NS. Sa réponse impulsionnelle est représentée par la figure 2.22. Cette réponse n'est pas symétrique (le pic maximal présente une forme elliptique) ce qui signifie que la résolution du réseau dépendra de l'azimut. Nous aurons une meilleure résolution pour les ondes provenant des directions SO-NE que pour les ondes provenant des directions NO-SE. Néanmoins, son pic principal est assez étroit ce qui implique une bonne résolution. L'ellipse correspondant à 70% du pic principal, par exemple, a une largeur de 0.0008 m⁻¹ dans la direction de son petit axe et une largeur de 0.00124 m⁻¹ sur son grand axe. Ceci nous a permis de travailler avec un pas d'échantillonnage en nombre d'onde relativement fin, et une grille régulière de 150 par 150. D'autre part, nous pouvons remarquer la présence de pics secondaires importants dans la réponse impulsionnelle (pour $k_v = \pm 0.0035 \text{ m}^{-1}$), ces pics pouvant atteindre une amplitude égale à 55% de l'amplitude du pic principal. Pour éviter les pics secondaires les plus forts, nous avons défini, dans un premier temps, comme limite de la grille de travail un nombre d'onde maximal de $k_{max}=0.003 \text{ m}^{-1}$. Cette limite correspond à une longueur d'onde minimale de 333 m, ce qui est trop grand si on la compare avec les longueurs d'onde attendues à la période de résonance du site (à 2.5 s dans la zone lacustre), qui peuvent aller jusqu'à 50 m. Néanmoins, il est important de remarquer que nous allons travailler essentiellement avec des longueurs d'onde apparentes. Cela signifie que, en cas de propagation verticale, les longueurs d'onde apparentes espérées en surface seraient beaucoup plus grandes que la limite imposée par la réponse du réseau, qui pourrait donc être suffisante. Par la suite, cette limite sera donc adaptée en fonction des résultats obtenus comme cela est décrit dans le paragraphe 4.3.3.



Figure 2-22 : réponse impulsionnelle du réseau de la colonia Roma. Le cercle en pointillés noirs indique la limite de la zone sans aliasing mentionnée dans le texte.

En complément, nous avons calculé les courbes de nombre d'onde k en fonction de la période à partir du modèle de Montalvo-Arrieta (2004) décrit dans le tableau 2.1 pour les trois premiers modes d'ondes de Rayleigh, comme cela est illustré dans la figure 2.23. Cette figure montre qu'il n'est pas possible de séparer les trois modes pour les périodes supérieures à 2 s. En revanche, pour les périodes inférieures à 2 s, le réseau

devrait permettre de distinguer le mode fondamental des modes supérieurs puisque l'écart entre les courbes est supérieur à la largeur du pic principal de la réponse impulsionnelle du réseau. Il sera cependant impossible de distinguer les deux modes supérieurs qui ont des nombres d'onde très proches.



Figure 2-23: courbes des nombres d'onde en fonction de la période pour les trois premiers modes d'ondes de Rayleigh calculées à partir du modèle structural de Montalvo-Arrieta (2004) décrit dans le tableau 2.1.

2.5 Séismes enregistrés par le nouveau réseau

Lors du travail de thèse, le nouveau réseau de la colonia Roma a enregistré deux séismes : le séisme de Coyuca, Guerrero, qui a eu lieu le 8 octobre 2001 (M=6.1) et le séisme de Colima (M=7.6) qui a eu lieu le 22 janvier 2003. La localisation des épicentres est indiquée sur la figure 2.24 et les paramètres des deux séismes sont décrits dans le tableau 2.4. Ces deux séismes sont présentés avec de plus amples détails dans les paragraphes suivants.



Figure 2-24 : localisation des épicentres des deux séismes enregistrés par le nouveau réseau de la colonia Roma (astérisques). L'Axe Volcanique Transmexicain est indiqué en gris.

Localisation	Date (GMT)	Heure (GMT)	Distance épicentre- réseau (km)	Baz épicentre- réseau (°)	Magnitude	Profondeur (km)
Coyuca, Guerrero	08/10/2001	03:39:20	290	202	6.1	16
Tecomán, Colima	22/01/2003	02:06:31	589	258	7.6	10

Tableau 2-4 : caractéristiques des deux séismes enregistrés par le nouveau réseau de la colonia Roma.

2.5.1 Séisme de Coyuca

Le 8 octobre 2001, à 03h39 GMT, un séisme de magnitude 6.1 frappa les côtes de l'état de Guerrero, près de Coyuca de Benítez. Ce séisme d'origine tectonique fut provoqué par l'activation d'une faille crustale située sur la partie continentale de la plaque Nord-Américaine. Le mécanisme focal déterminé par le Service Sismologique National Mexicain indique que la rupture s'est produite au niveau d'une faille normale caractérisée par un azimut de 281°, parallèle à la côte et à la zone de subduction, avec un pendage de 57° vers le sud (figure 2.25). La rupture a commencé à 10 km de profondeur puis s'est propagée vers la surface, avec un maximum entre 8 et 4 km de profondeur. La magnitude de ce séisme (6.1) indique qu'il s'agit d'un séisme modéré qui n'a causé que des dégâts matériels très localisés dans les villages proches de l'épicentre. Malgré sa magnitude modérée, ce séisme a été fortement ressenti à Mexico.



Figure 2-25 : localisation et mécanisme focal du séisme de Coyuca de Benítez, Guerrero, du 08/10/2001, d'après le rapport final du SSN (page web du SSN: www.ssn.unam.mx). Les sphères indiquent la distribution des répliques rapportées par le SSN pendant les deux jours qui ont suivi ce séisme. Sont indiquées également les zones de rupture des grands séismes ayant eu lieu dans la région dans les 50 dernières années. La ligne en pointillés représente la Fosse Méso-américaine (TMA).

Ce séisme constitue le premier événement enregistré par les stations nouvellement installées dans la colonia Roma et, comme tel, il nous a permis de tester la capacité de résolution du nouveau réseau 3D. Il nous a

aussi permis d'ajuster les paramètres d'enregistrement et d'analyse des données. La localisation de son épicentre rend ce tremblement de terre particulièrement intéressant puisqu'il se situe au niveau de la lacune sismique du Guerrero où l'on attend un séisme majeur potentiellement dangereux pour Mexico. Il pourrait donc nous fournir des indications importantes sur le champ d'ondes à attendre dans le cas d'un séisme d'épicentre similaire mais de magnitude supérieure.

Malheureusement, le séisme du 8 octobre 2001 a eu lieu quelques mois seulement après la mise en route des 11 nouvelles stations installées par l'Institut d'Ingénierie de la UNAM. Le réseau était alors toujours en période de réglage. En outre, la saison des pluies de l'année 2001 avait causé d'importants dommages aux alimentations des stations et certaines stations comme celles du Camellón Álvaro Obregón avaient dû être envoyées à la coordination d'Instrumentation pour y être réparées et avaient été remplacées pendant plusieurs semaines par des appareils moins sensibles. Par conséquent, nous avons obtenu peu d'enregistrements en champ libre (8 sur les 15 stations disponibles) et certains enregistrements furent coupés en raison de paramètres d'enregistrement mal définis (seuil de déclenchement trop élevé, *post-event* trop court). Toutes les stations de puits enregistrèrent le séisme, même si les enregistrements des places Morelia (PMOP) et Río de Janeiro (PRJP) sont très courts. Les sites avec enregistrement sont indiqués en noir sur la figure 2.26.



Figure 2-26 : localisation des stations ayant enregistré le séisme de Coyuca de Benítez, Guerrero, du 8 octobre 2001. Les carrés noirs correspondent aux stations avec enregistrement tandis que les carrés blancs correspondent aux stations sans enregistrement.

2.5.2 Séisme de Colima

Le 22 janvier 2003, un séisme de magnitude 7.6 frappa les côtes de l'état de Colima, face à Coyutlán, à 03h36 (heure GMT). Ce séisme toucha tout l'état de Colima ainsi que certaines zones éloignées des états de Michoacán et Jalisco. Le Service Sismologique National mexicain (SSN) a comptabilisé 30 morts, plus de 400 blessés et près de 10000 habitations endommagées par les forts mouvements du sol. Dans le District Fédéral, aucun dommage n'a été signalé. Il s'agit d'un séisme superficiel provoqué par un mécanisme de faille inverse dû à la subduction de la plaque de Cocos sous la plaque Nord-américaine (figure 2.27).



Figure 2-27 : localisation (point rouge) et mécanisme focal du séisme de Tecomán, Colima, du 22/01/2003, d'après le rapport final du SSN (page web du SSN: www.ssn.unam.mx). Les points noirs indiquent les répliques localisées par le SSN jusqu'au 23 janvier.

Le séisme a eu lieu à une distance de 589 km du réseau de la colonia Roma et il a pu être enregistré par 13 de nos 15 stations de surface (figure 2.28) et par la totalité des stations de puits. Contrairement à ce qui s'est passé pour le séisme de Coyuca, nous avons obtenu des enregistrements complets, d'une durée de plus de 150 secondes, ce qui nous a fourni une information très utile sur le champ d'ondes dans la zone lacustre de Mexico.



Figure 2-28 : distribution spatiale des stations ayant enregistré le séisme du 22 janvier 2003. Les carrés noirs représentent les sites avec enregistrements alors que les carrés blancs représentent les sites sans enregistrement.

2.6 Profils superficiels de vitesse dans la zone d'étude

Dans ce paragraphe, nous présentons les résultats des profils de vitesse réalisés à l'aide d'une sonde suspendue par Carlos Gutiérrez du CENAPRED pendant la perforation des puits des places Río de Janeiro et Morelia. Ces profils (figure 2.29) présentent une grande ressemblance entre eux (la distance entre les deux est de seulement 602 mètres). Les premiers 30 mètres de la couche d'argile se caractérisent par une vitesse V_s des ondes S très faible, de 35 à 80 m/s, et une vitesse VP des ondes P de 1400 m/s. Entre 30 et 40 mètres de profondeur, la vitesse des ondes S augmente à 160 m/s tandis que la vitesse des ondes P ne change pas. Entre 40 et 50 mètres de profondeur, la vitesse des ondes S atteint 450 m/s et la vitesse des ondes P varie de 1650 à 2000 m/s. Ces profils de vitesse nous ont servis à définir un modèle structural de référence pour la zone d'étude. Pour cela, nous avons combiné les valeurs de vitesse des profils de la figure 2.29 pour les 50 premiers mètres de profondeur avec les valeurs de vitesse du modèle de Montalvo-Arrieta (2004) décrit dans le tableau 2.1 pour les profondeurs supérieures à 50 m. Pour déterminer les valeurs de densité dans la couche d'argile superficielle, nous avons utilisé les informations disponibles dans les travaux de Acosta et al. (1993) et de Iida (1999; tableau 2.1). Le modèle structural ainsi défini est décrit dans le tableau 2.5. Ce modèle ne prétend pas être un modèle structural définitif mais il nous servira de référence pour l'interprétation des résultats obtenus dans les chapitres 4 et 5. A partir de ce modèle, nous avons calculé les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love présentées dans la figure 2.30.



Figure 2-29 : profils de vitesse réalisés dans les puits de la colonia Roma à l'aide d'une sonde suspendue avant l'installation des accélérographes de puits (Gutiérrez, communication personnelle). La courbe de gauche présente le profil de vitesse des ondes P et la courbe de droite celui des ondes S.

z (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	ρ (g/cm ³)
0.030	1.400	0.060	1.300
0.010	1.400	0.150	1.300
0.030	1.700	0.400	1.300
0.080	1.700	0.800	1.800
0.210	1.900	1.100	2.050
1.210	2.600	1.500	2.200
0.800	3.460	2.000	2.300
5.000	5.280	3.050	2.400
12.000	5.710	3.300	2.400
28.000	6.400	3.700	2.700
8	8.130	4.700	3.300

Tableau 2-5: modèle structural de référence dans la zone lacustre de Mexico.



Figure 2-30 : courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et de Love obtenues à partir du modèle structural du tableau 2.5.

L'obtention de ces courbes de dispersion de référence nous permet, dans un premier temps, de revenir sur le problème de la limite de résolution de notre réseau à courte période. On peut en effet superposer les courbes ainsi obtenues à la limite de la zone sans aliasing définie dans le chapitre 2.4.2 par analyse de la réponse impulsionnelle du réseau. On voit sur la figure 2.31 que le réseau permettra de résoudre les modes supérieurs, même à courte période, mais qu'il faudra être prudent pour les modes fondamentaux puisque, en toute logique, la résolution ne sera correcte qu'à partir de 2 s. Cela suppose d'ailleurs que l'on soit en présence de la configuration optimale (c'est-à-dire que toutes les stations auront enregistré le séisme à étudier) ce qui n'est pas le cas, par exemple, pour le séisme de Coyuca.



Figure 2-31 : courbes de dispersion des modes fondamentaux et premiers modes supérieurs des ondes de Rayleigh et Love obtenues à partir du modèle structural de référence (tableau 2.5) et courbe indiquant la limite de la zone sans aliasing spatial telle qu'elle a été définie dans le paragraphe 2.4.2. La zone sans aliasing se situe au dessus de la courbe de limite d'aliasing.

2.7 Conclusions

En 2001, un nouveau réseau de faible ouverture (1 km) a été installé dans la colonia Roma, quartier de la zone lacustre de la ville de Mexico qui avait subi d'importants dégâts pendant le séisme de Michoacán de 1985. Au total, 9 stations de surface et 2 de puits (à 50 m de profondeur) y ont été installées, toutes équipées d'un GPS. En tenant compte également des stations de la RACM existant dans les environs, nous pouvons donc compter sur 15 stations de surface et 6 de puits pour former un réseau 3D complet qui devrait nous permettre d'étudier précisément le champ d'ondes qui se propage dans cette zone pendant un fort tremblement de terre. L'étude de la réponse impulsionnelle du réseau nous a permis de définir la zone de non-aliasing (c'est-à-dire l'intervalle en nombre d'onde pour lequel la réponse impulsionnelle du réseau ne présente pas de forts pics secondaires) à utiliser pour l'application des méthodes de traitement de données de réseau comme les méthodes fréquence-nombre d'onde (*f-k*). Depuis son installation, ce réseau a enregistré deux séismes d'épicentre et de magnitude différents : le séisme de Coyuca, Guerrero (M=6.1) et le séisme de Colima (M=7.6). Ce sont les données provenant de ces deux séismes que nous allons étudier dans cette thèse.

Pendant l'installation de ce réseau, des mesures de vitesse d'ondes P et S ont été réalisées à l'aide d'une sonde suspendue. Ces mesures ont permis de définir avec précision le profil de vitesse de la zone d'étude entre 0 et 50 m de profondeur et ont complété les modèles structuraux actuels. Nous avons ainsi pu définir un modèle structural de référence pour la suite de notre étude. Il est néanmoins important de se rappeler que les différents modèles structuraux existants donnent des courbes de dispersion assez distinctes ce qui compliquera l'interprétation des résultats.

3 Méthodes d'analyse des données de réseau

Le développement des réseaux sismologiques a débuté après la conférence de Genève de 1958 sur la limitation des essais nucléaires (Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty) avec pour objectif d'améliorer la capacité des scientifiques à distinguer entre explosions nucléaires et séismes et à localiser les différents événements enregistrés (Husebye et Ruud, 1989). A la suite de ce traité international, plusieurs réseaux de grande ouverture ont été installés, comme le réseau LASA dans le Montana en 1965 avec une ouverture de 200 km, ou le réseau NORSAR en Norvège en 1971 avec une ouverture de 100 km. Par la suite, des réseaux de plus faible ouverture ont suivi comme le réseau NORESS en Norvège ou SMART à Taiwan, tous deux caractérisés par une ouverture maximale de 2 km (Mykkeltveit et al., 1983). A l'heure actuelle, l'amélioration de l'informatique et des techniques de communication ainsi que la diminution des coûts des instruments ont permis à beaucoup de pays différents de se doter de réseaux sismologiques. Les enregistrements obtenus par ces réseaux ont été utilisé notamment pour l'étude de la structure de la Terre, des mécanismes au foyer (Goldstein et Archuleta, 1991b), des effets de sites (Chávez-García, 2003; Cornou, 2003a, 2003b) et de propagation (Higashi et Kudo, 1992; Wagner, 1997; Bear et Pavlis, 1997). Avec l'installation de nouveaux réseaux de capteurs caractérisés par des ouvertures et des densités d'instruments variées, de nouvelles techniques de traitement de données liées à ce type de configuration ont été développées. Dans les années soixante, les techniques de traitement de données de réseau consistaient à chercher le nombre d'onde pour lequel la somme des signaux enregistrés en différents points de l'espace et corrigés des effets de propagation était maximale (Marcos, 1998). Ces méthodes, appelées beamforming dans le domaine temporel et méthodes fréquence-nombre d'onde (f-k) dans le domaine fréquentiel, sont peu précises et leur application se limite au cas d'un signal unique en présence de bruit blanc. Pour améliorer leurs performances, en particulier leur résolution et leur capacité à détecter des signaux peu énergétiques, des méthodes haute résolution comme la méthode de Capon (1969) ont été développées dans les années soixante-dix. Ces méthodes haute résolution ont d'abord été développées dans le domaine acoustique pour le sonar passif puis elles furent appliquées à la sismologie dans les années quatre-vingts grâce aux travaux de Schmidt (1981) et de Goldstein et Archuleta (1987).

Il existe maintenant un grand nombre de méthodes temps-fréquence qui permettent d'analyser la nature des ondes sismiques qui se propagent à travers un réseau de capteurs : les méthodes fréquence-nombre d'onde classiques (*f-k*), les méthodes basées sur la décomposition de l'espace en un sous-espace du bruit et un sous-espace du signal (Marcos, 1998), les méthodes basées sur le calcul de fonctions de corrélation (Buttkus, 2000), ou les méthodes basées sur le calcul de transformées par ondelettes (Bear et Pavlis, 1997, 1999; Bear *et al.*, 1999). Marcos (1998) a réalisé une synthèse très complète des différentes méthodes haute résolution existantes avec une description détaillée de la théorie sous-jacente et de leurs possibles applications (radar, sonar, tomographie, sismologie). Almendros González (1999) a également réalisé une comparaison des différentes méthodes de traitement de données de réseau dans le cas de données volcaniques, c'est-à-dire dans le cas de sources proches et d'enregistrements large-bande très cohérents entre eux.

Pour résoudre notre problème, il était nécessaire d'envisager des méthodes robustes, capables de traiter des données de réseau de faible ouverture avec éventuellement peu d'enregistrements et un fort bruit de fond.

Nous avons donc décidé de tester les trois méthodes suivantes : l'analyse spectrale f-k conventionnelle, l'analyse spectrale f-k haute résolution et l'algorithme MUSIC (Multiple Signal Characterization). Dans les paragraphes suivants, nous décrirons brièvement chaque méthode et nous présenterons les tests réalisés à l'aide de données synthétiques et réelles afin de comparer les trois méthodes dans le cas très particulier de la vallée de Mexico. Nous finirons ce chapitre par la présentation de la méthode de corrélation utilisée pour l'analyse de nos données de puits.

3.1 Spectres de puissance fréquence-nombre d'onde (f-k)

3.1.1 Méthode f-k conventionnelle

Cette méthode est basée sur le calcul d'un spectre de puissance fréquence-nombre d'onde à partir d'une transformée de Fourier. Ce spectre mesure la quantité d'énergie présente pour différentes vitesses de phase et directions de propagation. La position des pics spectraux principaux (c'est-à-dire leur nombre d'onde) caractérise les différents signaux qui se propagent à travers le réseau. C'est l'une des méthodes les plus utilisées pour l'analyse des données de réseau (Almendros González, 1999 ; Castillo Aldana, 2000).

Si l'on considère un réseau de K capteurs et des enregistrements de L échantillons divisés en M fenêtres de N points chacune (L=MN), le spectre de puissance fréquence-nombre d'onde P(k,f) est défini par (Aki et Richards, 1980) :

$$\mathbf{P}(\mathbf{k}, f) = \frac{1}{K^2} \sum_{j=1}^{K} \sum_{n=1}^{K} w_j w_n^* C_{jn}(f) e^{2i\pi \mathbf{k} \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_n)}$$

où la fonction interspectrale C_{jn} s'écrit :

$$C_{jn}(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{M} S_{jm}(f) S_{nm}^{*}(f)$$

Dans ces équations, $i^2=1$, k est le vecteur nombre d'onde (en m⁻¹), f est la fréquence, \mathbf{r}_i est le vecteur position de la station i, S_{jm} représente la transformée de Fourier discrète de la m-ième fenêtre d'analyse enregistrée à la station j, et w_j décrit la fonction de poids utilisée pour contrôler la forme de la fenêtre en nombre d'onde. L'astérisque indique le complexe conjugué.

La différence entre les différents spectres fréquence-nombre d'onde réside dans le choix des fonctions de poids. La méthode conventionnelle utilise des poids fixes unitaires qui ne dépendent pas du nombre d'onde. Dans ce cas, la résolution de la méthode est déterminée principalement par la géométrie du réseau (Aki et Richards, 1980; Dudgeon et Mersereau, 1984). Par conséquent, pour un réseau de faible ouverture disposant d'un nombre limité de capteurs, la réponse impulsionnelle du réseau présentera un large pic principal et des pics secondaires qui pourront limiter la précision de l'estimation des nombres d'onde présents dans le signal analysé (cf. paragraphe 2.4).

3.1.2 Méthode de Capon ou méthode f-k haute résolution

Pour améliorer la méthode *f-k* conventionnelle, plusieurs méthodes fréquence-nombre d'onde haute résolution ont été développées (Marcos, 1998). La méthode la plus connue est celle développée par Capon (1969). Avec cette méthode, on réalise une estimation haute résolution du spectre de puissance avec :

$$\mathbf{P}(\mathbf{k}, \mathbf{f}) = \left[\sum_{j=1}^{K} \sum_{l=1}^{K} Q_{jl}(\mathbf{f}) e^{i\mathbf{k} \cdot (\mathbf{r}_{j} - \mathbf{r}_{l})}\right]^{-1}$$

où **k** représente le nombre d'onde dans le plan du réseau, f la fréquence, \mathbf{r}_{j} le vecteur position de la station j, K le nombre de stations, et Q_{jl} est l'inverse de la matrice interspectrale C_{jl} .

Capon a démontré que $P(\mathbf{k}, f)$ pouvait être considéré comme le spectre de sortie d'un filtre de maximum de vraisemblance dont la forme variait en fonction du nombre d'onde. Ce filtre ne déforme pas les ondes monochromatiques qui voyagent à une vitesse correspondante au nombre d'onde \mathbf{k} et atténue l'énergie des autres ondes au sens des moindres carrés. Les résultats expérimentaux ont montré que la résolution en nombre d'onde de cette méthode était bien meilleure que la résolution de la méthode *f-k* conventionnelle (Capon, 1969 ; 1973).

Il faut cependant se rappeler que le calcul des spectres f-k avec les équations précédentes se fait sous certaines hypothèses. Cela suppose en particulier que le champ d'ondes est constitué d'une superposition d'ondes planes simples. En outre, les signaux doivent être stationnaires dans le temps et dans l'espace. Enfin, on considère que les signaux qui composent les enregistrements ne sont pas corrélés entre eux. Ces différentes hypothèses constituent d'importantes limitations dans le cas de Mexico.

3.2 Multiple Signal Characterization (MUSIC)

La méthode MUSIC (Multiple Signal Characterization) est une technique haute résolution basée sur le calcul des vecteurs et valeurs propres de la matrice interspectrale pour la détermination des paramètres du signal. Cette méthode peut s'appliquer aussi bien dans le domaine temporel que fréquentiel. Elle a été développée par Schmidt (1981, 1986) puis appliquée par la suite à la sismologie par Goldstein (1988) et Goldstein et Archuleta (1987, 1991a, 1991b). Ceux-ci ont notamment démontré que MUSIC pouvait résoudre de multiples sources proches. MUSIC peut aussi travailler avec des signaux stationnaires ou non-stationnaires et est plus sensible aux signaux les plus énergétiques. Pour appliquer cette méthode, on suppose qu'il existe un nombre fini de signaux (inférieur au nombre de stations) qui voyagent à travers le réseau.

3.2.1 Théorie

Pour une description complète de la méthode MUSIC, il convient de se reporter aux travaux de Schmidt (1981, 1986), Goldstein (1988) et Goldstein & Archuleta (1987, 1991a, 1991b).

Les fronts d'onde enregistrés aux K stations d'un réseau peuvent être considérés comme une combinaison linéaire de D fronts d'onde incidents et du bruit. De cette façon, le signal enregistré à la station $\mathbf{r}_{\mathbf{l}}$ et au temps t s'écrit :

$$\mathbf{x}(\mathbf{r}_{1},t) = \sum_{j=1}^{D} \mathbf{A}_{j} e^{2i\pi(\mathbf{k}_{j}\cdot\mathbf{r}_{1}-\boldsymbol{\omega}t+\phi_{j}(t))} + \eta(\mathbf{r}_{1},t)$$

où $i^2=1$, A_j représente l'amplitude de la j-ième onde, k_j son vecteur nombre d'onde (en m⁻¹), ω sa pulsation, ϕ_j sa phase, et η le bruit. On suppose que les termes de phase ne sont pas corrélés entre eux (c'est-à-dire que le signal est stationnaire), et que le bruit est une fonction aléatoire de la position et du temps.

Nous pouvons alors écrire la relation précédente sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{X}_{1} \\ \mathbf{X}_{2} \\ \vdots \\ \mathbf{X}_{D} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{a}(\mathbf{k}_{1}) & \mathbf{a}(\mathbf{k}_{2}) & \cdots & \mathbf{a}(\mathbf{k}_{D}) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{F}_{1} \\ \mathbf{F}_{2} \\ \vdots \\ \mathbf{F}_{D} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \mathbf{W}_{1} \\ \mathbf{W}_{2} \\ \vdots \\ \mathbf{W}_{D} \end{bmatrix}$$

ou

X=AF+W

où la matrice X représente les traces enregistrées, A est la fonction de transfert entre X et F qui décrit la propagation des ondes entre la source et le réseau, F représente les signaux incidents et W le bruit. Ceci est le modèle des données sur lequel se base la méthode MUSIC. Les éléments de la matrice A sont des fonctions connues du nombre d'onde et de la position des stations du réseau. La matrice X est définie soit par les traces en temps (éventuellement après filtrage), soit par les transformées de Fourier des traces brutes.

A partir de la matrice des données X, on calcule la matrice R définie comme:

$$\mathbf{R}_{ij} = \left\langle \mathbf{x}(\mathbf{r}_{i}, t) \, \mathbf{x}^{*}(\mathbf{r}_{j}, t) \right\rangle_{t} \text{ ou } \mathbf{R} = \overline{\mathbf{X}\mathbf{X}}$$

où x^{*} représente le conjugué de x, et y $\langle \rangle_t$ représente une moyenne en temps (ou en fréquence selon les cas). La matrice **R** s'appelle matrice de covariance dans le domaine temporel et matrice interspectrale dans le domaine des fréquences. Les éléments R_{lj} mesurent la corrélation qui existe entre les traces enregistrées aux stations l et j.

On peut montrer que :

$$R_{lj} = \sum_{m=l}^{D} \left| A_m \right|^2 e^{2i\pi \mathbf{k}_m \cdot (\mathbf{r}_l - \mathbf{r})} + \sigma^2 \delta_{lj}$$

où σ représente l'amplitude du bruit, $\delta_{lj}=0$ pour $l\neq j$ et $\delta_{lj}=1$ pour l=j.

L'étape suivante consiste à déterminer les valeurs et vecteurs propres de **R** afin de diviser l'espace en sous-espaces du signal et du bruit. En effet, si l'on considère D signaux incidents sur un réseau de K stations, on peut montrer que les K-D valeurs propres minimales de **R** sont liées à l'intensité du bruit et que les D autres valeurs propres représentent les D signaux incidents. Par conséquent, les D vecteurs propres associés aux D valeurs propres maximales définissent l'espace du signal E_s alors que les K-D autres vecteurs propres représentent l'espace du bruit E_R . Le principe de MUSIC consiste à rechercher les D vecteurs directionnels qui donnent la meilleure approximation des covariances réelles. Pour cela, on définit les vecteur **a**(**k**,**r**) de la façon suivante :

$$\mathbf{a}(\mathbf{k},\mathbf{r}) = \begin{bmatrix} e^{2i\pi\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_{1}} \\ e^{2i\pi\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_{2}} \\ \vdots \\ e^{2i\pi\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}_{K}} \end{bmatrix}$$

Ensuite, on cherche les vecteurs $\mathbf{a}(\mathbf{k},\mathbf{r})$ qui donnent une projection minimale sur l'espace du bruit. On cherche donc les maxima de la fonction $\mathbf{D}(\mathbf{k})$ définie par :

$$\mathbf{D}(\mathbf{k}) = \frac{1}{\mathbf{a}^*(\mathbf{k})\mathbf{E}_{\mathbf{R}}\mathbf{E}_{\mathbf{R}}^*\mathbf{a}(\mathbf{k})}$$

Cette fonction est définie comme étant le spectre MUSIC et ses maxima correspondent aux vecteurs nombre d'onde des signaux incidents sur le réseau.

Une fois que l'on a déterminé la direction et la vitesse de propagation des signaux incidents, on peut calculer la matrice A et, par conséquent, leur amplitude, avec :

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{a}(\mathbf{k}_1) & \mathbf{a}(\mathbf{k}_2) & \cdots & \mathbf{a}(\mathbf{k}_D) \end{bmatrix}$$

et

$$\mathbf{P} = \overline{\mathbf{FF}^*} = (\mathbf{A}^* \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^* (\mathbf{E}_{\mathbf{S}} \mathbf{\Lambda}_{\mathbf{S}} \mathbf{E}_{\mathbf{S}}^*) \mathbf{A} (\mathbf{A}^* \mathbf{A})^{-1}$$

où Λ_s représente la matrice diagonale des valeurs propres associées à l'espace du signal \mathbf{E}_s .

Les éléments de la diagonale de P donnent une estimation de l'amplitude des différents signaux.

L'algorithme MUSIC ainsi décrit se base sur plusieurs hypothèses. D'abord, nous devons supposer que les fronts d'onde sont plans, ce qui semble raisonnable dans notre cas puisque la source principale se situe à plus de 300 km du réseau. En second lieu, nous devons supposer que le bruit est blanc, ce qui n'est pas nécessairement le cas, et que les signaux ne sont pas corrélés entre eux. Cette dernière hypothèse n'est pas valide dans notre cas puisqu'un phénomène de diffraction apparaît entre la côte et la vallée de Mexico. Néanmoins, il existe plusieurs méthodes pour adapter l'algorithme à des cas plus complexes ou pour faciliter son application à des cas particuliers. C'est ce que nous allons décrire dans les paragraphes suivants.

3.2.2 Alignement des sismogrammes

Dans sa thèse de doctorat, Goldstein (1988) propose d'aligner les sismogrammes avant de les analyser à l'aide de l'algorithme MUSIC. On calcule d'abord les décalages en temps entre les capteurs par pointés d'une arrivée commune puis on en déduit un nombre d'onde correspondant en utilisant, par exemple, les moindres carrés. On corrige alors les traces du décalage en temps estimé et on applique l'algorithme MUSIC à ces traces corrigées. Ensuite, on ajoute ce nombre d'onde à celui calculé par l'algorithme MUSIC afin d'obtenir le nombre d'onde final. Cela permet de travailler avec de petites valeurs de retards en temps entre capteurs, c'est-à-dire avec de courtes fenêtres d'analyse. Cette procédure peut s'avérer particulièrement efficace dans le cas d'ondes lentes pour lesquelles, si l'on travaille sans aligner les enregistrements au préalable, il faudrait utiliser de longues fenêtres d'analyse pour pouvoir suivre la même onde sur toutes les stations. Or l'utilisation de

longues fenêtres d'analyse présente l'inconvénient de travailler avec des fenêtres pouvant contenir plusieurs signaux distincts ce qui complique l'interprétation des résultats.

Dans notre cas, nous pouvons espérer la présence d'ondes de surface lentes (avec des vitesses très faibles de l'ordre de 50 m/s) pour les courtes périodes, ce qui devrait nous inciter à appliquer la méthode décrite ici. Néanmoins, des analyse antérieures ont montré qu'il était difficile de trouver des arrivées communes à toutes les stations et il est, de plus, très probable qu'il y ait une superposition de modes de propagation, soit une succession d'ondes lentes et rapides, ce qui empêche l'application de cette technique à nos données.

3.2.3 Calcul de la matrice de covariance

Dans cette étude, nous travaillons dans le domaine des fréquences. Cela signifie que nous calculons une matrice de covariance pour chaque pas en fréquence. Pour lisser les résultats obtenus, on détermine une matrice de covariance moyenne centrée sur la fréquence à étudier. Si l'on considère la fréquence centrale f_c d'un intervalle de 2n+1 fréquences [f_{c-n} ; f_{c+n}], cette matrice de covariance moyenne est définie par l'équation :

$$\mathbf{R}(\mathbf{f}_{c}) = \frac{1}{2n+1} \sum_{j=c-n}^{c+n} \mathbf{R}(\mathbf{f}_{j})$$

où $\mathbf{R}(f_j)$ représente la matrice de covariance intermédiaire calculée pour la j-ième fréquence. Cette opération de lissage suppose que nous travaillions sur des bandes de fréquences suffisamment étroites pour ne pas mélanger des signaux différents.

3.2.3.a Cas de signaux large-bande

En présence de signaux large-bande (et donc en cas d'étude sur de larges bandes de fréquences), il est impossible de sommer les matrices de covariance intermédiaires sans précaution préalable puisqu'elles correspondent à des fréquences très différentes et peuvent donc contenir des signaux peu cohérents. Pour éviter ce problème, on applique une matrice de focalisation à chaque matrice de covariance intermédiaire (Wang et Kaveh, 1985). La matrice de focalisation corrige la matrice de covariance intermédiaire qui peut alors être ajoutée à la matrice correspondant à la fréquence centrale sans déformer le signal. Pour ce faire, Hung et Kaveh (1988) ont décrit un type de matrice de focalisation adapté au cas de signaux large-bande. Dans notre cas, nous travaillons avec des bandes de fréquence suffisamment étroites pour éviter ce problème.

3.2.3.b Moyenne spatiale

Les méthodes haute résolution basées sur la détermination des sous-espaces du bruit et du signal à partir de l'estimation de vecteurs propres comme MUSIC ne fonctionnent pas bien dans le cas de signaux très cohérents (propagation avec des trajectoires multiples) ou non-stationnaires. Plusieurs auteurs (Schmidt, 1981; Shan *et al.*, 1985; Goldstein et Archuleta, 1987) proposèrent une solution à cette limitation. L'idée est d'éliminer la grande cohérence qui existe entre certains signaux. Pour cela, on divise le réseau en sous-réseaux similaires, c'est-à-dire avec des géométries semblables en termes de taille et d'orientation, puis on ajoute les matrices de covariance de chaque sous-réseau pour obtenir une moyenne spatiale de la matrice de covariance finale. Goldstein et Archuleta (1991a) proposèrent une solution équivalente pour améliorer la résolution de la

méthode dans le cas de signaux corrélés, hypothèse très probable dans la ville de Mexico où l'on s'attend à observer des phénomènes de trajectoires multiples et des superpositions de modes de propagation. Cependant, pour cela, il faut diviser le réseau en sous-réseaux linéaires et calculer des matrices de covariance moyennes à partir de sous-réseaux ayant une orientation et un espacement entre stations similaires. Malheureusement, la géométrie de notre réseau n'a pas permis de mettre en œuvre cette technique. En effet, dans notre cas, le réseau est assez irrégulier : il est donc difficile de définir des sous-réseaux similaires et d'appliquer cette moyenne spatiale. Nous avons néanmoins réalisé plusieurs tests en calculant une moyenne spatiale à partir de paires de stations ayant des orientations et des espacements similaires : la différence entre les résultats obtenus avec et sans moyenne spatiale s'est avérée négligeable. Nous n'avons donc pas appliqué ce procédé au cours de notre étude.

3.2.3.c Pre-whitenning (cas synthétiques)

Dans le cas de signaux synthétiques sans bruit ou avec un bruit de faible amplitude, la matrice de covariance peut être singulière (déterminant nul) ce qui complique notablement l'estimation des vecteurs propres. Dans ce cas, il est recommandé d'introduire du bruit blanc dans les traces ou d'ajouter une constante à la diagonale de la matrice de covariance. Cette opération s'appelle le *pre-whitenning*.

3.2.4 Détermination du nombre de signaux

Le point le plus délicat de la méthode MUSIC consiste à estimer le nombre de signaux présents dans les enregistrements. Ce nombre détermine le rang des sous-espaces du signal et du bruit. Pour déterminer ce nombre de signaux, Wax et Kailath (1985) proposèrent deux estimateurs distincts basés sur la théorie de l'information : les estimateurs AIC (Aikake Information Criterion) et MDL (Minimum Description Length). Ces deux méthodes sont assez simples mais, dans le cas d'un jeu de données avec peu d'enregistrements, la probabilité de sous-estimation du nombre de signaux est grande (Marcos, 1998), ce qui implique une estimation incorrecte des paramètres des signaux. Il existe une autre façon de déterminer le nombre de signaux : le critère à seuil (Marcos, 1998; Cornou, 2002). Cette méthode consiste à rechercher une rupture dans le profil des valeurs propres à partir d'un estimateur empirique ou statistique. C'est une méthode qui présente plusieurs avantages importants. D'abord, il n'est pas nécessaire de supposer que le bruit inclus dans les enregistrements est blanc et, d'autre part, elle peut même être utilisée avec peu d'enregistrements. Nous décrivons ici les deux méthodes d'estimation du nombre de signaux.

3.2.4.a Critères statistiques

Pour estimer le nombre de signaux qui se superposent au bruit de fond par analyse spectrale, on cherche à déterminer le rang du modèle (soit la dimension du sous-espace du signal dans notre cas) qui optimise l'adéquation du modèle à l'observation. Cette information est essentielle pour déterminer les paramètres qui caractérisent le modèle (nombre d'onde et fréquence des signaux incidents) par l'application d'algorithmes haute résolution. Les méthodes classiques d'estimation du rang de l'espace du signal sont basées sur la théorie de l'information (Akaike, 1974). Wax et Kailath (1985) ont appliqué cette théorie à l'analyse multidimensionnelle à travers le calcul des critères AIC (Aikake Information Criteria) et MDL (Minimum Description Length). Contrairement aux méthodes à seuil décrites dans le paragraphe suivant, ces méthodes ont l'avantage de pouvoir s'appliquer sans qu'il soit nécessaire de fixer des paramètres *a priori* (comme le seuil de détection) pour estimer le nombre de signaux présents dans les enregistrements.

La matrice de covariance **R** définie antérieurement possède K valeurs propres $\lambda_1 \ge \lambda_2 \ge \cdots \ge \lambda_K$. Nous cherchons les D premières valeurs propres qui correspondent à l'espace du signal. Pour cela, on minimise les critères AIC(j) ou MDL(j) définis par (Wax et Kailath, 1985) :

$$AIC(j) = -\log\left(\frac{\left(\prod_{i=j+1}^{K}\lambda_{i}\right)^{\frac{1}{K-j}}}{\left(\frac{1}{K-j}\sum_{i=j+1}^{K}\lambda_{i}\right)}\right)^{(K-j)N} + j(2K-j),$$
$$MDL(j) = -\log\left(\frac{\left(\prod_{i=j+1}^{K}\lambda_{i}\right)^{\frac{1}{K-j}}}{\left(\frac{1}{K-j}\sum_{i=j+1}^{K}\lambda_{i}\right)}\right)^{(K-j)N} + \frac{1}{2}j(2K-j)\log N$$

La valeur j pour laquelle ces fonctions sont minimales correspond au nombre de signaux D recherché. On rappelle ici que N représente le nombre de points de la fenêtre d'analyse.

Wax et Kailath (1985) ont montré, à l'aide de tests synthétiques, l'efficacité de ces tests pour la détermination du nombre de signaux dans le cas d'un réseau linéaire. Dans ces tests, le critère MDL s'est avéré plus robuste que le critère AIC qui tend à surestimer le nombre de signaux pour un grand nombre d'échantillons N. Marcos (1998) a aussi montré que ces critères tendaient à surestimer le nombre de signaux quand il y a peu d'enregistrements, configuration très probable avec notre réseau, et que sa probabilité de fausse alarme (c'est-à-dire sa probabilité à détecter un signal pour des enregistrements n'en comportant pas) est importante (5% pour le critère AIC et 2% pour le MDL). Nous avons donc décidé de travailler avec les critères à seuil définis dans le paragraphe qui suit.

3.2.4.b Critères à seuil

Il existe des critères qui utilisent un modèle de décroissance des valeurs propres du bruit. Le principe en est simple : on définit un modèle qui décrit le profil de décroissance des valeurs propres du bruit, puis on cherche une rupture entre le profil observé et le profil obtenu en supposant que les enregistrements ne comportaient qu'un signal unique de bruit (donc une loi unique de décroissance).

On peut utiliser plusieurs types de loi (Marcos, 1998) pour décrire le profil moyen des P valeurs propres du bruit. Nous illustrons ici notre propos en supposant une loi exponentielle :

$$\lambda_i = \lambda_1 r^{i-1}, 1 \le i \le P$$

Dans ce cas, les paramètres λ_1 et r sont définis par :

$$\lambda_1 = PJ_P\sigma_r^2$$

58

$$r = \exp\left\{-2\sqrt{\frac{15}{2(P^{2}+2)}}\left[1-\sqrt{1-\frac{4P(P^{2}+2)}{5N(P^{2}-1)}}\right]\right\}$$

où

et

$$J_{\rm P} = \frac{1-r}{1-r^{\rm P}}$$

et σ_r représente la variance du bruit.

Si l'on considère un espace du bruit de rang P (P=K-D), nous avons :

$$\sigma_r^2 = \frac{1}{P} \sum_{i=0}^{P-1} \lambda K_{M-i} \; . \label{eq:sigma_relation}$$

Le principe de la méthode est de déterminer l'indice de la valeur propre à partir duquel la loi qui modélise le profil moyen des valeurs propres du bruit n'est plus respectée (figure 3.1). Pour cela, on calcule, à chaque pas et en commençant par la valeur propre minimale, la valeur propre λ_{P-1} théorique à partir de la valeur propre λ_P et on compare cette valeur à la valeur réelle. Si la différence entre les deux valeurs est supérieure à un seuil déterminé précédemment, on considère que cette valeur propre est une valeur propre du signal. On a alors atteint le point de rupture recherché et l'algorithme est terminé. C'est ainsi que l'on détermine le nombre de signaux. Il existe d'autres critères de détection pour déterminer le nombre de signaux basés par exemple sur une loi géométrique (Marcos, 1998) mais le principe général de la méthode est le même. Un exemple sur des données réelles est représenté sur la figure 3.18.

L'expérience que nous avons eue de l'application de MUSIC aux données réelles nous a montré qu'il est utile de fixer préalablement le nombre de signaux à un ou deux et d'étudier les résultats obtenus avant de passer au critère à seuil. Ces résultats donnent généralement une bonne idée de ce que l'on peut attendre des données à analyser et permettent d'ajuster les seuils de détection nécessaires à l'application du critère décrit ici.



Figure 3-1 : profil de valeurs propres pour un réseau de M stations et deux sources distinctes (d'après Marcos, 1998).

3.2.5 Estimation des incertitudes

Une fois déterminé le nombre de signaux présents dans les enregistrements, on calcule le spectre MUSIC défini précédemment. On obtient les coordonnées k_x et k_y du vecteur nombre d'onde correspondant au pic principal du spectre MUSIC. A partir de ces coordonnées, on calcule la direction de propagation θ et la vitesse apparente V_a du signal dominant :

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\mathbf{k}_{x}}{\mathbf{k}_{y}} \right)$$
$$\mathbf{V}_{a} = \frac{\mathbf{f}}{|\mathbf{k}|}.$$

L'échantillonnage spatial et fréquentiel ainsi que la présence de bruit dans les enregistrements introduisent des incertitudes dans le calcul de la direction et de la vitesse de propagation. Pour quantifier ces incertitudes dans le cas d'un réseau linéaire, Goldstein et Archuleta (1991a) proposèrent une estimation basée sur le calcul de l'effet total dû à un mauvais positionnement du pic spectral dans le domaine (k_x , k_y) et à l'incertitude sur la valeur en temps mesurée. Considérons le déphasage $\Delta \phi$ entre deux stations pour une onde plane. Nous pouvons définir ce déphasage comme égal à :

$$\Delta \phi = \omega \Delta t = \omega S_h \Delta x$$

où Δt représente la différence de temps d'arrivée entre les deux stations considérées pour une même phase, S_h la lenteur horizontale, et Δx la distance entre les deux stations. Nous introduisons ensuite la déviation en temps δt et en lenteur δS entre les valeurs estimées et les valeurs réelles Δt_0 et S_{h0}

$$\Delta t = \Delta t_0 + \delta t$$
$$S_h = S_{h0} + \delta S$$

La variation entre la lenteur estimée et la lenteur réelle se définit comme

$$\delta S = \delta t / \Delta x$$
,

et la déviation standard σ_S des N mesures de lenteur réalisées vaut

$$\sigma_{\rm S} = \frac{\delta t}{\sqrt{N}\Delta x}$$

A partir de cette définition, Goldstein et Archuleta (1991a) généralisèrent l'estimation de la précision en lenteur proposée par Schmidt (1981) pour l'algorithme MUSIC à des cas plus réels (incluant de possibles variations latérales de vitesse) et proposèrent l'estimation suivante :

$$d\left(\frac{1}{V}\right) = \sqrt{\left(\frac{\delta t}{\sqrt{K}\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{\sqrt{1 + K.SNR}}{K.SNR\sqrt{N}2\pi Rf}\right)^2}$$

où K représente le nombre de stations, SNR le rapport signal sur bruit, N le nombre d'échantillons en temps, f la fréquence, R l'ouverture du réseau, δt l'incertitude dans la mesure du temps et Δx le pas d'échantillonnage spatial. Cependant, cette formule reste difficile à appliquer en raison de la difficulté à déterminer le rapport signal sur bruit pour chaque bande de fréquences. Nous estimons donc l'incertitude à partir de la largeur du pic du spectre obtenu (Chávez-García *et al.*, 1999; Cornou, 2002) comme le montre la figure 3.2. On détermine d'abord la largeur du pic spectral pour une valeur liée à l'amplitude maximale du pic (par exemple à 90% de l'amplitude maximale) dans les directions radiale et transversale. Puis, on calcule les incertitudes en vitesse et azimut avec :

 $\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta f}{f} + \frac{\Delta k_r}{k}$

et

$$\Delta \theta = 2 \tan^{-1} \left(\frac{\Delta k_t}{2k} \right)$$

où $\Delta\theta$ représente l'incertitude en azimut, ΔV l'incertitude en vitesse, Δf le pas d'échantillonnage en fréquence, Δk_r la largeur du pic spectral dans la direction radiale et Δk_t la largeur du pic dans la direction transversal. Plus le pic est étroit, plus l'incertitude sera petite.



Figure 3-2 : exemple de détermination d'incertitude pour un spectre *f-k*. Les courbes indiquent les contours du spectre et les lignes noires représentent la largeur du pic à 80% de son amplitude maximale dans les directions radiale et transversale. Cet exemple provient des données du séisme du Guerrero du 05/05/1994 (filtrées entre 2.5 s et 5.0 s) analysées dans les paragraphes suivants.

3.2.6 Applications antérieures de la méthode MUSIC

Il existe peu d'applications de la méthode MUSIC à des données sismologiques, et, par conséquent, peu de comparaisons entre cette méthode et les méthodes f-k sur des cas réels. Schmidt (1981, 1986), Goldstein et Archuleta (1987), par exemple, se sont limités à des tests synthétiques avec un réseau linéaire pour comparer les méthodes haute résolution de type f-k (comme celle de Capon, 1969) et le nouvel algorithme MUSIC. Pour avoir une idée des capacités de MUSIC, il m'a donc paru intéressant de présenter le type de réseau et de données traités précédemment à l'aide de cette méthode.

Goldstein (1988) et Goldstein et Archuleta (1991b) ont utilisé MUSIC pour étudier la propagation de la rupture (extension spatiale, durée et direction de la rupture) de deux séismes régionaux ayant eu lieu à Taiwan (magnitudes locales 6.3 et 7.0) et enregistrés par le réseau SMART 1. Il s'agit un réseau de 36 accélérographes

situé au Nord-est de Taiwan, dans une vallée alluviale, près d'une zone de subduction. Ce réseau consiste en trois cercles concentriques de 200 m, 1 km et 2 km de rayon. Pour les deux séismes étudiés, toutes les stations se sont déclenchées. Les résultats obtenus ont montré l'efficacité d'un réseau dense et de l'algorithme MUSIC pour déterminer les caractéristiques de la rupture dans une zone de subduction pour des séismes régionaux. Pour analyser leurs données, Goldstein et Archuleta (1991a, 1991b) ont amélioré la méthode MUSIC de deux façons comme cela a été décrit dans les paragraphes antérieurs : en alignant préalablement les sismogrammes et en effectuant une moyenne spatiale de la matrice de covariance. De plus, ils ont sommé les spectres dans le domaine des lenteurs par un procédé similaire au *stack* que l'on réalise en sismique. Ils se sont par ailleurs concentrés sur l'analyse des ondes de volume. Leurs résultats furent particulièrement innovants puisqu'ils ont permis de mesurer de manière directe la propagation de la rupture des séismes étudiés. Ils ont également obtenu une estimation de l'extension spatiale de la rupture ainsi que sa durée et sa direction de propagation.

Sidorovich et Gershman (1998) ont utilisé une version optimisée de la méthode MUSIC pour analyser des données sismiques enregistrées par le réseau GERESS en Allemagne. Ce réseau consiste en 25 sismographes avec une ouverture de 4 km. Les signaux étudiés étaient d'origine sismique (explosion dans une mine de fer) et ont montré la capacité de l'algorithme MUSIC modifié à séparer les ondes P et S et à estimer leurs paramètres de propagation pour un événement ayant eu lieu à 171 km du réseau.

Cornou (2002) a réalisé deux expériences différentes d'application de l'algorithme MUSIC sur des données réelles. Elle a d'abord utilisé MUSIC pour analyser des séismes locaux ayant eu lieu sur un glacier dans les Alpes françaises. Dans ce cas, les événements furent enregistrés par un réseau de 24 géophones distribués sur une zone de 30 m par 50 m. Ces stations disposaient d'une base de temps commune. Les résultats de cette analyse ont montré le bon comportement de MUSIC en termes de localisation des épicentres et d'estimation des valeurs de vitesse de propagation bien que la détermination de la vitesse ait présenté de fortes instabilités. La seconde étude réalisée par Cornou (2002) a consisté à installer un réseau temporaire de 29 stations avec une ouverture de 1 km dans la ville de Grenoble. Cette ville est située sur une vallée sédimentaire profonde des Alpes. De la même façon que Mexico, Grenoble présente d'importants effets de site (amplification du mouvement sismique et longue durée du mouvement). L'idée était donc d'étudier les effets de site multidimensionnels, en particulier les phénomènes de diffraction d'ondes sur les bords de la vallée. Pour cela, des séismes locaux, régionaux voire des téléséismes ont été analysés. Les résultats ont permis de mettre en évidence la présence d'effets de diffraction 3D et la création d'ondes de surface secondaires sur les bords du bassin.

Une lecture attentive de la littérature n'a pas permis de trouver d'autres applications de MUSIC à des données sismologiques. Il existe par ailleurs des applications de MUSIC à des signaux volcaniques à l'aide de réseaux de faible ouverture comme les travaux de Goldstein et Chouet (1994) sur le volcan Kilauea, à Hawaii, ou de Chouet *et al.* (1997) sur le volcan Stromboli, en Italie. Bien que les travaux cités précédemment donnent des résultats prometteurs, Almendros González (1999) a démontré à l'aide de données synthétiques que les méthodes *f-k* haute résolution ou les méthodes de corrélation pouvaient donné des résultats plus exacts que la méthode MUSIC. De fait, dans les analyses récentes faites sur des données volcaniques, des auteurs comme Almendros *et al.* (1999) ou Saccoroti et Del Pezzo (2000) ont préféré une méthode de corrélation à la méthode

MUSIC. Par conséquent, à ce stade du travail, il nous a paru nécessaire de comparer les trois méthodes considérées pour tester leur applicabilité au cas de Mexico.

Le programme MUSIC utilisé pendant cette thèse a été écrit en Fortran 77 et utilise des fonctions de détermination de valeurs et vecteurs propres et de calcul de transformées de Fourier de EIGPACK et FFTPACK (http://www.netlib.org.com).

3.3 Comparaison des méthodes sur des données synthétiques

Dans un premier temps, nous avons réalisé des tests sur des données synthétiques pour déterminer la capacité de chacune des méthodes dans des cas complexes tels que : la présence d'un fort bruit de fond sismique, le cas d'aliasing spatial, ou l'arrivée simultanée de signaux différents. Pour réaliser ces tests, nous avons utilisé la configuration du réseau qui a enregistré le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001. Les 6 stations de surface qui ont enregistré ce séisme sont représentées par des cercles noirs sur la figure 3.3. Nous avons décidé d'utiliser cette géométrie pour simuler le problème de l'aliasing spatial qui se présente quand il y a peu d'enregistrements (ce qui est le cas pour les séismes de magnitude modérée). Les trois méthodes que nous avons testées sont la méthode *f-k* classique, la méthode *f-k* haute résolution et la méthode MUSIC.



Figure 3-3 : géométrie du réseau de la colonia Roma. Les cercles noirs indiquent les stations qui ont enregistré le séisme de Coyuca et qui ont été utilisé pour les tests synthétiques. Les carrés représentent les stations qui ont enregistré le séisme de Coyuca mais qui n'ont pas été utilisées pour ces tests (les enregistrements ont été obtenus après avoir réalisé les tests). Les losanges représentent les stations sans enregistrement.

Pour chaque station du réseau, nous calculons un sismogramme synthétique en fixant une direction de propagation θ et une vitesse de propagation V_a. Pour ces tests, nous avons choisi d'utiliser l'impulsion d'Ohnaka (Almendros González, 1999) comme signal d'entrée :

$$s(t) = A\left(\frac{t}{t_0}\right)^B e^{-t/t_0} \sin(\omega t)$$

où A est liée à l'amplitude du signal, t_0 décrit la diminution de l'amplitude de l'enveloppe du signal en fonction du temps, B définit la forme du signal (impulsionnel ou de longue durée), et ω est la pulsation dominante du signal. Ce type de signal permet de construire aussi bien des trains d'onde courts que longs.

3.3.1 Cas de signaux non simultanés

Goldstein et Archuleta (1987, 1991a) réalisèrent des tests synthétiques pour comparer la méthode haute résolution développé par Capon et la méthode MUSIC en utilisant un réseau linéaire régulier. Avec cette configuration, ils ont montré que les deux méthodes possédaient des capacités de résolution similaires en présence d'un signal unique. Nous avons répété ce test avec notre réseau irrégulier en utilisant deux signaux successifs de même fréquence dominante mais caractérisés par des directions et des vitesses de propagation différentes (tests 1 et 2, tableau 3.1).

Numéro du	Signal 1				Signal 2				Signaux
test	f (Hz)	Α	V (m/s)	Baz	f (Hz)	Α	V (m/s)	Baz (°)	simultanés ?
				(°)					
1	0.25	100	1000	200	0.25	75	2000	250	non
2	1	100	50	200	1	75	150	20	non
3	0.25	100	1000	200	0.25	75	2000	250	oui
4	0.25	100	1000	200	0.33	75	2000	250	oui

Tableau 3-1 : caractéristiques principales des signaux utilisés pour les tests synthétiques.

Pour le premier test, nous avons utilisé des signaux ayant une fréquence dominante de 0.25 Hz et une vitesse de propagation de 1000 m/s et 2000 m/s. Les longueurs d'onde de ces signaux sont respectivement de 4000 m et 8000 m, valeur très supérieure à l'ouverture du réseau. Dans ce cas, le problème d'aliasing spatial n'existe pas. Les valeurs de backazimuth utilisées pour ce test (200° et 250°) correspondent respectivement à la direction épicentrale des séismes de Coyuca, Guerrero, et de Colima enregistrés par le réseau de faible ouverture et décrits dans le tableau 2.4. Dans ce cas, les trois méthodes donnent de bons résultats (figure 3.4) pour la vitesse comme pour la direction de propagation, avec une meilleure précision pour les méthodes f-k haute résolution et MUSIC. La méthode f-k conventionnelle tend à sous-estimer la vitesse du deuxième signal. Cela permet d'étendre les résultats de Goldstein et Archuleta (1991a) au cas de réseaux très irréguliers.

Nous avons aussi testé le cas de signaux très lents, avec des vitesses de propagation de 50 m/s et 150 m/s, et une fréquence dominante de 1 Hz (test 2, tableau 3.1) pour simuler les paramètres de propagation attendus dans la couche d'argile molle de la zone lacustre. Les longueurs d'onde (50 m et 150 m) sont inférieures à la moitié de la distance maximale entre les stations: le problème d'aliasing devient donc important. Pour le résoudre, nous avons travaillé avec une fenêtre d'analyse temporelle de 12 cycles et un nombre d'onde maximal de 0.032 m⁻¹. Sans ces paramètres, aucune des trois méthodes n'est capable de donner des résultats

valables. Comme le montre la figure 3.5, sous ces conditions, les méthodes f-k donnent une bonne estimation des deux vitesses de propagation et du backazimuth du deuxième signal. En ce qui concerne le premier signal, la méthode f-k haute résolution n'arrive pas à déterminer correctement la direction de propagation, alors que la méthode f-k conventionnelle présente une grande dispersion mais les valeurs obtenues sont centrées autour du backazimuth correct. MUSIC s'avère incapable de résoudre le problème. En cas d'aliasing, la méthode f-kconventionnelle, et, dans une moindre mesure, la méthode f-k haute résolution, peuvent déterminer les paramètres de propagation des signaux mais il faut noter que cela oblige à utiliser de longues fenêtres d'analyse temporelles et une grille de grande taille ce qui est peu conseillé dans un cas réel avec un grand nombre de signaux successifs. De plus, la forme du spectre f-k présente un pic principal peu clair et de nombreux pics secondaires, ce qui démontre bien la fragilité des résultats. Dans un cas plus complexe, avec du bruit et des signaux superposés, les résultats se dégraderaient fortement.



Figure 3-4 : vitesse de propagation (haut) et backazimuth (bas) en fonction du temps obtenus par les méthodes *f-k* conventionnelle (astérisques), *f-k* haute résolution (cercles) et MUSIC (carrés) pour le test 1.



Figure 3-5 : vitesse de propagation (haut) et backazimuth (bas) en fonction du temps obtenus par les méthodes *f-k* conventionnelle (astérisques), *f-k* haute résolution (cercles) et MUSIC (carrés) pour le test 2.

3.3.2 Cas de signaux simultanés

Nous considérons maintenant les résultats obtenus par les trois méthodes d'analyse à tester dans le cas d'arrivées simultanées de deux signaux distincts sur le réseau. Ces tests correspondent aux cas 3 et 4 du tableau 3.1. Le premier cas correspond à deux signaux ayant le même contenu fréquentiel et des amplitudes différentes, alors que le second cas correspond à deux signaux de fréquence dominante et amplitude différentes.

Les résultats du test 3 sont représentés sur la figure 3.6. Cette figure représente la vitesse de phase et le backazimuth en fonction du temps pour chaque méthode. Les trois méthodes donnent des résultats similaires : dans les trois cas, il n'est pas possible de séparer les deux signaux et on obtient un résultat correspondant à une moyenne des deux signaux originaux. Le premier signal étant celui de plus grande amplitude, les résultats sont plus proches de ses paramètres.



Figure 3-6 : vitesse de propagation (haut) et backazimuth (bas) en fonction du temps obtenus par les méthodes *f-k* conventionnelle (astérisques), *f-k* haute résolution (cercles) et MUSIC (carrés) pour le test 3.



Figure 3-7: vitesse de propagation (haut) et backazimuth (bas) en fonction du temps obtenus par les méthodes *f-k* conventionnelle (astérisques), *f-k* haute résolution (cercles) et MUSIC (carrés) pour le test 4. Le dernier test de ce paragraphe correspond au cas 4 du tableau 3.1. Les résultats sont représentés sur la figure 3.7, cette fois-ci avec la vitesse et le backazimuth en fonction de la fréquence. La figure 3.7 montre que les deux méthodes *f-k* identifient les deux trains d'onde présents dans les sismogrammes, ce qui n'est pas le cas de l'algorithme MUSIC. En termes de résolution de la vitesse de phase, les trois méthodes obtiennent des tendances correctes mais les méthodes *f-k* sont plus précises que les résultats de MUSIC. La méthode *f-k* haute résolution sous-estime légèrement les valeurs de vitesse (on obtient des valeurs de l'ordre 750 m/s au lieu de 1000 m/s pour le signal basse fréquence et 1750 m/s au lieu de 2000 m/s pour le deuxième signal) et donne des résultats plus dispersés que la méthode *f-k* conventionnelle. MUSIC ne distingue pas les deux directions de propagation et identifie uniquement le backazimuth du signal de plus basse fréquence. Finalement, dans le cas de signaux simultanés, les méthodes *f-k* sont meilleures que la méthode MUSIC, avec des résultats plus stables pour la méthode *f-k* conventionnelle.

3.3.3. Influence du bruit

Le dernier test réalisé avec des données synthétiques a consisté à rajouter du bruit aux sismogrammes du signal 1 du test 1. Les spectres fréquence-nombre d'onde obtenus par les trois méthodes pour les traces sans bruit sont reproduits dans la figure 3.8. Les résultats montrent une grande différence entre la résolution des trois méthodes. La méthode f-k conventionnelle présente un pic unique très large alors que les méthodes f-k haute résolution et MUSIC présentent des pics plus étroits. MUSIC détermine les paramètres du signal avec une incertitude très petite tant en vitesse qu'en direction de propagation.

Nous avons répété le calcul en présence de bruit. Pour cela, nous avons ajouté du bruit blanc avec une distribution uniforme, une déviation standard de 0.5, une moyenne nulle et une amplitude maximale égale à 30% de l'amplitude maximale du signal. Les résultats (figure 3.9) démontrent que la présence de bruit affecte principalement la méthode *f-k* haute résolution, pour laquelle la largeur du pic spectral augmente de manière importante. Cela signifie que l'incertitude sur les résultats augmente considérablement. Les méthodes *f-k* conventionnelle et MUSIC sont, quant à elles, peu affectées par la présence de bruit. Pour les deux méthodes *f-k*, on observe une légère sous-estimation de la vitesse. L'estimation de la vitesse par la méthode MUSIC est meilleure en présence de bruit, sans que la précision des résultats en soit pour autant altérée. Cela illustre bien la nécessité de l'opération de *pre-whitenning* décrite dans le paragraphe 3.2.3 pour la méthode MUSIC. Les valeurs de backazimuth obtenus sont correctes avec et sans bruit pour les trois méthodes.



Figure 3-8 : spectres obtenus pour le signal 1 du test 1 en absence de bruit pour les méthodes *f-k* conventionnelle (gauche), *f-k* haute résolution (centre) et MUSIC (droite).



Figure 3-9 : spectres obtenus pour le signal 1 du test 1 en présence de bruit pour les méthodes *f-k* conventionnelle (gauche), *f-k* haute résolution (centre) et MUSIC (droite).

3.4 Comparaison des méthodes considérées sur des données réelles

Les résultats obtenus avec les données synthétiques donnent des indications sur les avantages et désavantages de chacune des méthodes considérées et sur les résultats que l'on peut attendre au moment de l'interprétation des résultats mais n'indiquent en aucun cas que l'une des méthodes testées soit meilleure que les deux autres pour analyser les données enregistrées dans la vallée de Mexico. Pour cette raison, nous avons également utilisé les trois méthodes décrites dans les paragraphes antérieurs pour analyser des jeux de données différentes enregistrés par deux réseaux distincts à Mexico. Le premier jeu de données fut enregistré par un réseau temporaire installé dans le jardin botanique de la UNAM, dans la zone de collines de la vallée de Mexico. Le second provient du nouveau réseau dense semi permanent installé dans la colonia Roma, au centre de Mexico et décrit dans la figure 3.3. La localisation de ces deux réseaux est indiquée dans la figure 3.10. Pour chaque réseau, un seul séisme a été analysé.



Figure 3-10: localisation des deux réseaux utilisés pour la comparaison des trois méthodes d'analyse considérées. Les trois zones géotechniques sont indiquées par trois gris distincts. La zone de collines est indiquée en gris foncé, la zone de transition en gris clair et la zone lacustre en blanc. Certaines routes importantes sont indiquées par des lignes noires.

Les données du réseau du jardin botanique de la UNAM furent analysées par Barker *et al.* (1996). Nous avons choisi un des événements traités par ces auteurs pour tester nos trois méthodes sur ce jeu de données présentant une grande cohérence entre les traces. Dans le cas de la colonia Roma, nous avons simplement utilisé le premier jeu de données enregistré par notre nouveau réseau (séisme de Coyuca). Les deux séismes analysés eurent lieu sur la côte Pacifique, dans l'état du Guerrero, avec un azimut et une distance épicentrale très similaires, c'est-à-dire avec des effets de trajets très semblables. Leurs caractéristiques principales sont décrites dans le tableau 2.4 pour le séisme enregistré dans la colonia Roma et dans le tableau 3.2 pour le séisme enregistré dans le jardin botanique de la UNAM.

Localisation	Date (GMT)	Heure (GMT)	Distance épicentre- réseau (km)	Baz épicentre- réseau (°)	Magnitude	Profondeur (km)
Guerrero	05/05/1994	12:18:50.7	337.4	205	4.4	41

Tableau 3-2 : caractéristiques du séisme de Guerrero enregistré en 1994 dans le jardin botanique de la UNAM et utilisé comme jeu de données de test pour comparer les trois méthodes de traitement de données de réseau.

3.4.1 Données du jardin botanique de la UNAM

Du 1^{er} avril au 14 mai 1994, un réseau temporaire de 7 sismographes Lennartz à trois composantes a fonctionné dans le jardin botanique de l'Université Nationale Autonome de Mexico. Le pas d'échantillonnage était de 25 échantillons par seconde. Le réseau était installé dans la zone de collines, sur une coulée de lave provenant de l'Ajusco due à l'une des éruptions qui fermèrent la vallée il y a de cela 700000 ans. L'espacement moyen entre les stations était de 150 m et l'ouverture de 500 m dans les directions NS et EO, comme le montre la figure 3.11. La faible distance entre les stations et la vitesse de propagation rapide des ondes dans la lave en surface ont permis d'obtenir des enregistrements très cohérents (figure 3.12), avec une cohérence supérieure à 0.95 entre les stations (figure 3.13).



Figure 3-11 : géométrie du réseau temporaire du jardin botanique de la UNAM en fonctionnement du 1^{er} avril au 14 mai 1994.

En raison de la grande similitude entre les enregistrements, il est très difficile de déterminer des déphasages entre les stations. Barker *et al.* (1996) suggérèrent que l'analyse *f-k* n'avait pas une résolution suffisante pour cette étude et développèrent donc une méthode particulière pour mesurer des déphasages entre stations inférieurs au pas d'échantillonnage spatial. Nous avons analysé leurs données en utilisant nos trois méthodes pour la bande de période de 5 à 10 s. Les traces filtrées dans cette bande de fréquence sont représentées dans la figure 3.12.



Figure 3-12 : traces filtrées dans la bande de période de 5 s à 10 s pour le séisme du 05/05/1994 enregistré par le réseau temporaire du jardin botanique de la UNAM (composante verticale).

Pour analyser les enregistrements, nous avons calculé des spectres en nombre d'onde en utilisant des fenêtres temporelles de 20 secondes avec un recouvrement de 20% entre deux fenêtres successives. Les résultats en vitesse, backazimuth et cohérence en fonction du temps sont représentés dans la figure 3.13. MUSIC (carrés) comme la méthode f-k conventionnelle (losanges) présentent des résultats similaires. La méthode f-k haute résolution (cercles), quant à elle, présente des résultats peu cohérents, avec une grande dispersion pour les valeurs de backazimuth et des vitesses peu crédibles (les valeurs de 7000 m/s correspondent à la limite de résolution de la grille). Contrairement à l'hypothèse de Barker et al. (1996) selon laquelle les méthodes f-k ne pouvaient pas s'appliquer à ce cas, les résultats de la méthode f-k conventionnelle sont très acceptables. Néanmoins, ils présentent des fortes incertitudes (jusqu'à 85° en backazimuth et 3300 m/s en vitesse) : cette méthode est, pour autant, peu recommandée pour ce type de données. Au contraire, MUSIC présente des résultats cohérents, tant pour la direction de propagation que pour la vitesse de phase, avec des incertitudes raisonnables (entre 3° et 15° pour les angles et de 430 à 1700 m/s pour les vitesses). Ses résultats coïncident avec ceux obtenus par Barker et al. (1996) sur les mêmes données. En effet, pour les longues périodes, le signal provient principalement de la direction épicentrale (205°), avec des incertitudes inférieures à 10° pour les 200 premières secondes de l'enregistrement. Après ces 200 s, nous observons une plus grande dispersion des valeurs de backazimuth qui varient alors entre 160° et 220°, avec des incertitudes qui peuvent atteindre 30°. En termes de vitesse de propagation, les 80 premières secondes présentent des vitesses très

rapides, supérieures à 4000 m/s, avec des incertitudes jusqu'à \pm 1700 m/s, suivies par des vitesses de phase plus faibles après 80 secondes (entre 2000 et 3000 m/s) avec des incertitudes plus petites (de l'ordre de \pm 700 m/s). Les fortes incertitudes obtenues sur les valeurs de vitesse indiquent que les valeurs absolues ne sont pas fiables mais les tests synthétiques réalisés auparavant ont montré que la tendance principale, elle, est fiable. La similitude entre les résultats obtenus avec la méthode MUSIC et les résultats obtenus précédemment par Barker *et al.* (1996) démontre que MUSIC est une technique plus efficace que les méthodes *f-k* dans le cas de délais en temps très petits entre les stations d'un réseau.



Figure 3-13 : résultats obtenus par les méthodes *f-k* et MUSIC pour le séisme de Guerrero du 05/05/1994 enregistré par le réseau du jardin botanique de la UNAM pour les périodes allant de 5 s à 10 s.

3.4.2 Données de la colonia Roma

Le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 fut enregistré par 10 des 21 stations qui composent le réseau (6 en surface, indiquées par des cercles noirs sur la figure 3.3, et 4 en puits). Les traces de la composante verticale filtrées autour de 3.45 s de période sont représentées sur la figure 3.14. Le pas d'échantillonnage est de 100 Hz. La cohérence moyenne entre les traces varie entre 0.4 et 0.7 (figure 3.15). Ces valeurs sont beaucoup plus faibles que celles obtenues pour les données du jardin botanique (figure 3.13), ce qui est dû probablement au

fait que le champ d'ondes enregistré dans la zone lacustre est plus complexe que celui enregistré en zone de collines en raison probablement de la présence d'hétérogénéités de petite échelle et d'effets très locaux comme des interactions sol-structure.



Figure 3-14 : traces enregistrées par le réseau de la colonia Roma pour le séisme de Coyuca, Guerrero, du 08/10/2001, et pour la composante verticale, filtrées autour de 3.45 s. Les pointillés indiquent l'impulsion utilisée pour comparer les trois méthodes d'analyse.



Figure 3-15: cohérence moyenne entre les enregistrements de la composante verticale du séisme de Coyuca du 08/10/2001. Pour chaque période, chaque carré représente une fenêtre d'analyse temporelle distincte.

La première étape du travail a consisté à analyser "manuellement" une onde commune à tout le réseau. Pour cela, il faut pointer une phase commune à toutes les stations et en déterminer ainsi les temps d'arrivée à chacune des stations. Une fois déterminés les délais en temps entre les stations pour la phase étudiée, on calcule les valeurs de vitesse de phase et d'azimut correspondantes en résolvant le système d'équations suivant (Cárdenas Soto, 2000) :

$$\begin{pmatrix} \mathbf{x}_{12} & \mathbf{y}_{12} & \mathbf{z}_{12} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{x}_{1K} & \mathbf{y}_{1K} & \mathbf{z}_{1K} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{p}_{x} \\ \mathbf{p}_{y} \\ \mathbf{p}_{z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \boldsymbol{\tau}_{12} \\ \vdots \\ \boldsymbol{\tau}_{1K} \end{pmatrix}$$

où K représente le nombre de stations du réseau, 1 l'indice de la station de référence, (x_{1i}, y_{1i}, z_{1i}) sont les coordonnées du vecteur position entre la station 1 et la station i, (p_x, p_y, p_z) représente les composantes du vecteur lenteur, et τ_{1i} est le retard en temps entre les stations 1 et i.

La solution de ce système nous donne les composantes du vecteur lenteur à partir duquel nous pouvons calculer la vitesse de phase c et la direction de propagation θ de l'onde dans le plan du réseau (donc ici dans le plan horizontal) :

$$c = \frac{1}{\sqrt{p_x^2 + p_y^2}},$$
$$\theta = \cos^{-1}(p_x c).$$

Ensuite, nous avons comparé les résultats obtenus par cette méthode avec les résultats obtenus par les trois autres méthodes décrites précédemment et pour la même phase. Pour illustrer l'analyse manuelle, nous avons indiqué dans la figure 3.14 par des pointillés la phase analysée à 3.45 s de période. La comparaison entre les deux méthodes f-k (conventionnelle et haute résolution), MUSIC et l'analyse manuelle a été faite pour les trois composantes du mouvement mais je ne présente ici que les résultats obtenus pour la composante verticale. Néanmoins, les conclusions sont similaires pour les trois composantes.

Les résultats obtenus par les quatre méthodes sont très distincts. L'analyse manuelle, qui sert ici de référence, indique des vitesses très lentes (inférieures à 200 m/s) entre 1 s et 3 s de période avec une augmentation brutale et importante de la vitesse autour de 3 s de période. Pour les périodes supérieures à 3s, les valeurs de vitesse atteignent 1500 m/s. Le backazimuth obtenu est très stable avec la période avec des valeurs comprises entre 190° et 230°, proches de la valeur de backazimuth épicentral (202°). Pour les vitesses de phase (figure 3.16), la méthode *f-k* conventionnelle donne des résultats très semblables à ceux obtenus par analyse manuelle. La méthode *f-k* haute résolution présente aussi une augmentation de vitesse pour les périodes supérieures à 3 s mais les valeurs de vitesse pour les périodes supérieures à 3.5 s (entre 500 et 1000 m/s) sont inférieures à celles attendues et présentent plus de dispersion que celles obtenues par analyse manuelle ou *f-k* conventionnel. MUSIC présente un comportement similaire à la méthode *f-k* haute résolution et ne montre pas clairement l'augmentation de la vitesse de phase : on obtient en effet des valeurs inférieures à 1000 m/s pour les longues périodes. En ce qui concerne le backazimuth (figure 3.17), les résultats obtenus par les méthodes *f-k* haute résolution et MUSIC présentent une tendance correcte mais avec beaucoup de dispersion. Par contraste, les résultats obtenus par la méthode *f-k* conventionnelle sont très stables mais tendent à dévier de 20° à 30° des valeurs attendues. Cette déviation n'est pas visible sur les composantes horizontales.

Les résultats obtenus mettent en évidence la plus grande stabilité de la méthode f-k conventionnelle par rapport aux méthodes f-k haute résolution et MUSIC. Par conséquent, nous avons décidé d'utiliser cette
méthode pour l'analyse temps-fréquence des enregistrements en surface obtenus pour les séismes de Coyuca et Colima.



Figure 3-16 : vitesse de phase obtenue par analyse manuelle (a), *f-k* conventionnel (b), *f-k* haute résolution (c) et MUSIC pour la phase indiquée sur la figure 3.14.



Figure 3-17 : backazimuth obtenu par analyse manuelle (a), *f-k* conventionnel (b), *f-k* haute résolution (c) et MUSIC pour la phase indiquée sur la figure 3.14.

La figure suivante est une bonne illustration de la difficulté à choisir le nombre de sources à prendre en compte pour les calculs. Cette figure représente le profil de valeurs propres obtenu par la méthode MUSIC pour

la fenêtre d'analyse indiquée sur la figure 3.14. On voit clairement apparaître une inflexion du profil des valeurs propres à partir de la 3^{ème} valeur mais l'utilisation des critères à seuil décrits précédemment montre que, pour un cas comme celui-là, on peut estimer le nombre de sources du signal à 1 ou 2 selon le seuil considéré. Des tests approfondis montrent que les résultats en termes de direction et vitesse de propagation restent très similaires dans les deux cas. On considèrera donc, dans ce cas, que l'espace de signal est défini par un seul vecteur propre.



Figure 3-18: profil de valeurs propres obtenu par la méthode MUSIC pour la fenêtre d'analyse indiquée sur la figure 3.14.

3.5 Méthode de corrélation

Les méthodes f-k et MUSIC présentées jusqu'alors ne permettent pas d'utiliser de façon simple les enregistrements de puits qui impliqueraient l'utilisation d'une quatrième dimension liée à la profondeur. Par conséquent, pour pouvoir analyser nos données à l'intérieur de la couche d'argile dans le domaine tempspériode, nous avons appliqué une méthode basée sur le calcul de fonctions d'intercorrélation comme cela a été décrit par Buttkus (2000) et utilisé par Iida (1999) dans le cas de Mexico.

L'analyse de corrélation permet de mesurer des retards en temps entre les traces de différentes stations et donc de calculer la vitesse et la direction de propagation des ondes. Pour cela, on calcule d'abord la fonction d'intercorrélation $c_{x,y}$ entre deux traces x(t) et y(t):

$$c_{x,y}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) y^*(t-\tau) dt$$

ou, si l'on considère des fonctions discrètes :

$$\mathbf{c}_{\mathbf{x},\mathbf{y}}(\mathbf{n}) = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} \mathbf{x}(\mathbf{m}) \mathbf{y}^{*}(\mathbf{m}-\mathbf{n}).$$

La variable τ représente un retard en temps ($\tau = n\Delta_t$) tandis que y* représente le complexe conjugué de y.

La fonction de corrélation mesure la ressemblance entre les séries temporelles x(t) et y(t) pour différentes valeurs de retard τ appliquées à l'une des deux séries. Dans le cas de traces semblables, il est possible de

déterminer le déphasage en temps d'un signal entre les deux traces. Pour cela, on évalue l'intercorrélation entre ces deux traces et on détermine la valeur de τ pour laquelle c(τ) est maximale.

Dans le cas d'un réseau de K stations, on détermine les retards en temps pour chaque station par rapport à une station de référence et on résout le système d'équations suivant :

$$\begin{pmatrix} x_{12} & y_{12} & z_{12} \\ x_{13} & y_{13} & z_{13} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{1K} & y_{1K} & z_{1K} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_x \\ p_y \\ p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tau_{12} \\ \tau_{13} \\ \vdots \\ \tau_{1K} \end{pmatrix},$$

où x_{1i} , y_{1i} et z_{1i} représentent les coordonnées du vecteur position entre la première et la i-ème station, 1 est l'indice de la station de référence, (p_x , p_y , p_z) représentent les composantes du vecteur lenteur **p** et τ_{1i} représente le délai en temps entre la station i et la station 1 considérée comme référence.

Nous avons réalisé quelques tests synthétiques très simples pour tester notre programme en considérant une onde plane qui se propage à travers le réseau 3D avec une vitesse V, un azimut θ (angle entre le nord et la direction source-réseau) et un angle d'incidence δ (angle entre l'horizontale et la direction de propagation de l'onde). Nous avons effectué plusieurs essais avec des valeurs de vitesse, azimut et angle d'incidence distincts. Pour chacun des essais effectués, les résultats furent corrects et démontrèrent la fiabilité de la méthode pour des azimuts et des incidences variés. Ils démontrèrent aussi que l'on ne pouvait pas résoudre des vitesses inférieures à 300 m/s en raison de l'espacement entre les stations. Pour réaliser ces calculs, j'ai modifié un programme qui m'a été fourni par le Dr. Martín Cárdenas-Soto (UNAM). Ce programme a été écrit à l'aide du logiciel Matlab.

3.6 Analyse de polarisation

L'étude de la polarisation peut permettre de déterminer le type d'onde présent dans les enregistrements et peut servir de complément aux méthodes décrites jusqu'à présent. Elle aide aussi à tester les indications obtenues lors de l'étude visuelle des formes d'onde en fonction de la période. Pour sa mise en œuvre, nous nous sommes basés sur le travail de Vidale (1986) qui s'applique à des données provenant d'un seul capteur à 3 composantes. Avec cette méthode, combinée à une analyse temps-fréquence des paramètres de propagation, Higashi et Kudo (1992) et Barker *et al.* (1996) ont pu distinguer différents types d'onde présents dans les enregistrements. C'est ce que nous nous proposons de faire par la suite. Il existe également une méthode applicable à un réseau de stations à 3 composantes qui permet de déterminer une polarisation moyenne sur tout le réseau (Jurkevics, 1988) mais la faible cohérence existant entre les stations pour certaines fréquences ne nous a pas permis de l'appliquer ici.

L'analyse de polarisation se fait dans le domaine temporel. Les données sont filtrées en différentes bandes de fréquence (les mêmes que celles utilisées auparavant pour l'analyse f-k) avant d'être analysées.

On calcule d'abord le signal analytique de chaque composante à partir de la transformée de Hilbert :

$$u = u_r + iH(u_r)$$
$$v = v_r + iH(v_r)$$
$$w = w_r + iH(w_r)$$

où u, v, w représentent respectivement les composantes radiale, transversale et verticale du signal réel (sousindice r) ou analytique (sans indice), et H est la transformée de Hilbert. Par la suite, on calcule la matrice de covariance pour chaque temps t :

$$C(t) = \begin{pmatrix} uu^{*} & uv^{*} & uw^{*} \\ vu^{*} & vv^{*} & vw^{*} \\ wu^{*} & wv^{*} & ww^{*} \end{pmatrix},$$

où l'astérisque indique le complexe conjugué.

On calcule ensuite les valeurs propres $(\lambda_0 \ge \lambda_1 \ge \lambda_2)$ et vecteurs propres associés (V_0, V_1, V_2) de cette matrice hermitienne. Puis on effectue une rotation du vecteur V_0 (x_0 , y_0 , z_0) dans le plan complexe pour maximiser sa partie réelle. Pour cela, on maximise la fonction:

$$X(\alpha) = \sqrt{\left(\operatorname{Re}(x_0 e^{i\alpha})^2 + \left(\operatorname{Re}(y_0 e^{i\alpha})\right)^2 + \left(\operatorname{Re}(z_0 e^{i\alpha})\right)^2\right)}$$

où α est compris entre 0° et 180°.

On effectue donc une rotation du vecteur V_0 de l'angle α qui maximise la fonction $X(\alpha)$ et on calcule les différents paramètres de l'analyse de polarisation. On détermine d'abord la valeur du degré d'ellipticité de la polarisation :

$$P_{\rm E} = \frac{\sqrt{1 - X^2}}{X}$$

où X est la partie réelle maximale du vecteur propre V₀. Le cas $P_E = 1$ correspond à un mouvement circulaire alors que $P_E = 0$ correspond à un mouvement de particules linéaire. On obtient ensuite les valeurs de pendage δ , et d'azimut ϕ avec :

$$\delta = \tan^{-1} \left(\frac{\operatorname{Re}(z_0)}{\sqrt{(\operatorname{Re}(x_0))^2 + (\operatorname{Re}(y_0))^2}} \right)$$
$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\operatorname{Re}(y_0)}{\operatorname{Re}(x_0)} \right)$$

On peut aussi calculer le degré de polarisation Ps et le degré de polarisation plane Pp:

$$P_{s} = 1 - \frac{\lambda_{1} + \lambda_{2}}{\lambda_{0}}$$
$$P_{p} = 1 - \frac{\lambda_{1}}{\lambda_{2}}$$

Si $P_s=1$, le signal est considéré comme totalement polarisé. Cela signifie qu'il existe une seule composante de polarisation qui domine le mouvement sismique. Si $P_s=0$, la polarisation consiste en plusieurs

composantes de poids similaire. $P_P=1$ si la composante intermédiaire de la polarisation domine les composantes les plus faibles alors que $P_P=0$ si les composantes intermédiaires à faibles ont des amplitudes semblables.

Ces paramètres sont calculés pour chaque échantillon en temps. Pour éviter une trop grande dispersion dans les résultats, on effectue un lissage en temps soit de la matrice de covariance soit des paramètres finaux. La longueur de la fenêtre de lissage dépend en particulier du contenu fréquentiel du signal analysé. Dans le cas du bassin de Mexico, j'ai travaillé avec une fenêtre de lissage d'une longueur correspondant à 2 cycles (soit deux fois la période centrale du filtre passe-bande appliqué aux données).

3.7 Conclusions

Nous avons étudié trois méthodes différentes pour tester leur applicabilité à l'analyse du champ d'ondes superficiel qui se propage dans la vallée de Mexico : l'analyse spectrale *f-k* conventionnelle, l'analyse *f-k* haute résolution et MUSIC. Cette évaluation s'avéra nécessaire en raison de la complexité du mouvement du sol dans la vallée de Mexico, où le caractère destructif du mouvement sismique est dû à des effets de sites particulièrement importants. Nous avons analysé les résultats obtenus par les trois méthodes pour des données synthétiques afin de déterminer leurs avantages et désavantages respectifs face aux caractéristiques du mouvement du sol enregistré à Mexico.

Les tests synthétiques ont montré que les méthodes f-k s'avèrent plus robustes que MUSIC en présence d'arrivées simultanées mais que leurs pics spectraux sont plus larges, ce qui limite leur résolution. Quand l'aliasing spatial est important, aucune des trois méthodes n'est capable de déterminer de façon correcte les paramètres des signaux en cas de signaux multiples. En outre, nos tests ont montré que la résolution était limitée à un nombre d'onde maximal de 2.5 km⁻¹ pour la configuration du réseau correspondante à la distribution des stations qui enregistrèrent le séisme de Coyuca du 08/10/2001.

Nous avons aussi testé les trois méthodes sur des jeux de données réels enregistrés à Mexico. Le premier jeu de données fut enregistré par un réseau de géométrie très régulière, avec une faible distance entre les stations, dans la zone de collines de la ville (Ciudad Universitaria) caractérisée par des vitesses de propagation rapides. Pour cette raison, la cohérence moyenne entre les stations est très forte (supérieure à 0.95) et les délais en temps très petits. Nous avons montré que MUSIC était la méthode la plus appropriée pour traiter ces données puisqu'elle permettait d'obtenir à la fois des résultats précis et des incertitudes raisonnables. La méthode *f-k* conventionnelle donne elle aussi des résultats cohérents mais avec de fortes incertitudes alors que la méthode *f-k* haute résolution ne peut résoudre le problème ni en termes de vitesse ni de backazimuth.

Le second jeu de données utilisé est constitué des premiers enregistrements obtenus par notre réseau de faible ouverture installé dans la colonia Roma. La qualité de ces données n'est pas très bonne car le réseau était encore en période de rodage lorsque le tremblement de terre eut lieu. Malgré cela, l'analyse a montré que la méthode f-k était l'outil le plus adapté pour traiter des données aussi complexes. La méthode f-k haute résolution donne de bons résultats en vitesse mais ne permet pas une estimation précise de la direction de propagation des ondes, paramètre pourtant critique pour comprendre le champ d'ondes enregistré. Seligson (1970) a d'ailleurs montré que, dans le cas d'un unique signal incident, cette méthode était très sensible aux changements de forme et d'amplitude du signal entre les capteurs et pouvait avoir une résolution inférieure à la

méthode f-k conventionnelle. Cette explication paraît s'appliquer parfaitement au cas de la zone lacustre de la vallée de Mexico. Par ailleurs, la mauvaise qualité des enregistrements et le problème d'aliasing spatial inhérent à la distribution spatiale des enregistrements eurent raison de la méthode MUSIC qui s'avère totalement inefficace dans ces conditions.

Par la suite, nous avons présenté la méthode de corrélation employée pour l'analyse du jeu de données 3D formé par les données de surface et de puits enregistrées dans la zone lacustre. Avec cette méthode, nous espérons améliorer notre connaissance du champ d'ondes dans la couche d'argile et obtenir des informations sur leurs caractéristiques 3D afin de déterminer en particulier si le mouvement sismique observé est dominé par une propagation verticale ou horizontale.

Nous avons enfin décrit brièvement le principe de l'analyse de polarisation utilisée pour déterminer le type d'ondes composant le signal à différentes fréquences.

4 Analyse du séisme du 8 octobre 2001

4.1 Introduction

Le séisme de Coyuca (état du Guerrero) enregistré par notre réseau est intéressant de par la localisation géographique de son épicentre, situé dans le gap sismique de Guerrero, une zone potentiellement dangereuse pour le District Fédéral en termes de risque sismique. En outre, ce séisme étant le premier événement enregistré par nos capteurs, il s'est avéré être un bon événement test pour les différentes méthodes de traitement comme nous l'avons vu dans le chapitre antérieur.

Dans ce chapitre, je présente l'analyse des enregistrements de surface et de puits obtenus par le réseau de la colonia Roma Norte. La première partie du travail a consisté à traiter les enregistrements en surface. Nous avons analysé les effets de site dans le domaine du temps et des fréquences (rapports spectraux), puis nous avons étudié les formes d'onde pour différentes bandes de fréquence afin de déterminer les principales caractéristiques temporelles du fort mouvement du sol et nous avons appliqué la méthode d'analyse temps-période *f-k* conventionnelle pour estimer les paramètres de propagation du champ d'ondes dominant (vitesse apparente et backazimuth). La seconde partie du travail a consisté à analyser les enregistrements de puits grâce aux rapports spectraux pour quantifier les effets de site, puis nous avons réalisé une analyse qualitative des formes d'onde pour différentes périodes et nous avons appliqué la méthode de corrélation décrite dans le chapitre antérieur au réseau vertical composé par les 3 stations RMCS-RMC1-RMC2 et au réseau 3D composé des stations de puits et de surface correspondantes. Finalement, nous avons utilisé l'analyse de polarisation de Vidale (1986) pour essayer d'identifier le type d'onde présent dans les enregistrements.

4.2 Traitement préliminaire des données

Pour le traitement des données (rotation des composantes, filtres, spectres, analyse *f-k*), j'ai utilisé le logiciel SAC (Seismic Analysis Code) du Lawrence Livermore National Laboratory (www.llnl.gov/sac). Les autres programmes utilisés ont été écrits en Fortran 77 ou avec le logiciel Matlab (www.mathworks.com).

Dans un premier temps, nous avons converti les enregistrements du format ASCII au format SAC et nous avons défini les différents paramètres nécessaires au traitement des données (pas d'échantillonnage, coordonnées des stations, temps du premier échantillon). Par la suite, nous avons visualisé les traces pour vérifier leur temps, leur polarité et pour contrôler qu'il n'y ait pas d'erreurs ou d'anomalies dans les enregistrements, puis nous avons effectué une rotation des composantes horizontales NS et EO pour pouvoir travailler avec les composantes radiale et transversale à la direction source-réseau.

L'application des méthodes *f-k* nécessite des temps et des coordonnées précis pour chaque enregistrement. Les nouvelles stations installées dans la colonia Roma disposent d'une synchronisation par GPS ce qui permet d'avoir des temps absolus de grande précision pour ces stations. Cependant, nous avons dû vérifier avec beaucoup d'attention et éventuellement corriger les temps des enregistrements obtenus par les autres stations gérées par le CIRES (CO56, EJCL, EJP1, EJP2, PCJR) et le CENAPRED (RMAS, RMCS, RMC1, RMC2, RMBS). Les enregistrements du réseau Roma (RMAS, RMBS, RMCS, RMC1, RMC2) n'ont pas nécessité de correction en temps. Les temps des stations du CIRES furent ajustés manuellement. Pour cela,

nous avons choisi une arrivée commune à toutes les stations à longue période et nous avons déterminé sa vitesse de propagation et son azimut à partir d'une analyse spectrale *f*-*k* appliquée aux enregistrements disposant de temps absolus corrects. Nous avons ensuite calculé le retard temporel à appliquer aux enregistrements à corriger à partir de ces paramètres puis nous avons appliqué la correction en temps.

4.3 Traitement des données de surface

4.3.1 Caractérisation des effets de site

Une première comparaison des enregistrements obtenus lors du séisme du 8 octobre 2001 (figure 4.1) dans la zone de collines (station CUP4) et dans la zone lacustre (station RMCS) permet de mettre en relief l'importance des effets de site observables dans la vallée de Mexico, effets qui se traduisent par une amplification importante et une augmentation de la durée du fort mouvement sismique. Dans la zone lacustre, on observe des enregistrements de longue durée avec des arrivées tardives d'énergie basse fréquence, presque monochromatiques, sur les composantes horizontales (jusqu'à 100 secondes, par exemple, pour la composante transversale, figure 4.1). La composante verticale, par contraste, est beaucoup moins énergétique et ne présente pas ces paquets d'énergie tardifs. L'amplification du mouvement horizontal est très marquée. L'accélération maximale à la station RMCS est de 8.06 gals pour la composante transversale, de 7.24 gals pour la radiale, et de seulement 5.13 gals pour la verticale. Par comparaison, les enregistrements de la zone de collines (station CUP4) sont plus courts, avec des accélérations inférieures et sans arrivée tardive d'énergie. Pour cette station, l'accélération maximale atteint 3.53 gals pour la composante transversale, 2.78 pour la radiale et 2.42 pour la verticale.



Figure 4-1: enregistrements du séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 pour la station CUP4 (zone de collines) à gauche et RMCS (zone lacustre) à droite. Les composantes sont indiquées à droite des traces (R=radiale, T=transversale, V=verticale). Les échelles verticales sont différentes pour chacune des stations.

Dans un bassin sédimentaire comme la zone lacustre de Mexico, la présence d'une couche d'argile molle superficielle provoque un phénomène de résonance. En raison du contraste de vitesse entre la couche superficielle et le sous-sol ferme, les ondes restent piégées dans la couche d'argile ce qui provoque une forte amplification du mouvement sismique en surface. Pour caractériser ces effets de site, il existe plusieurs méthodes basées sur le calcul de rapports spectraux à partir d'enregistrements de forts tremblements de terre ou de bruit de fond sismique. La méthode la plus commune consiste à calculer des rapports spectraux entre les stations de la zone lacustre et une station de référence située dans une zone de terrain ferme libre d'effets de site (Borcherdt, 1970). Dans le cas de Mexico, cette méthode n'est pas très adaptée à cause du phénomène d'amplification régionale présent dans les sites de la zone de collines (Ordaz et Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995), ce qui empêche d'avoir une station de référence fiable. Lermo et Chávez-García (1993) ont proposé d'appliquer la technique de Nakamura (1989), initialement prévue pour les enregistrements de bruit de fond sismique, à des enregistrements de tremblement de terre. La méthode proposée (appelée H/V) consiste à calculer le rapport entre le spectre en amplitude de la composante horizontale du mouvement sismique et le spectre en amplitude de sa composante verticale. Cette méthode suppose que la résonance due aux effets de site affect en priorité les composantes horizontales et Field et Jacob (1995) ont montré que c'était une alternative valable à la méthode des rapports spectraux classiques pour étudier les effets de site et obtenir une indication sur la période de résonance du site et sur le niveau d'amplification local quand on l'appliquait à la partie des enregistrements dominée par les ondes S.

Dans un premier temps, nous avons utilisé la méthode standard de rapports spectraux et nous avons calculé les rapports spectraux entre les stations de surface de la colonia Roma et l'enregistrement obtenu par le capteur de puits situé à 102 mètres de profondeur (station RMC2) sous la couche d'argile molle, à l'aplomb de la station de surface RMCS (figure 4.2). Le calcul des rapports spectraux s'est effectué à partir de spectres de Fourier lissés sur des fenêtres de 5 échantillons. Ce calcul permet de mettre en valeur l'effet de la couche d'argile et de valider l'hypothèse selon laquelle les composantes horizontales sont plus affectées par les effets de site que la composante verticale. Nous voyons en effet la forte amplification que subissent les composantes horizontales autour de 0.45 Hz (soit 2 secondes de période) avec des facteurs d'amplification qui atteignent 25.8 pour la station PCJR (composante radiale) alors que, pour la composante verticale, cette amplification est très faible (le facteur d'amplification est d'à peine 1.18 pour la station PCJR et atteint 4.0 pour la station sont très similaires pour les deux composantes horizontales et chacun des sites, sauf pour la station JPSK qui présente un facteur d'amplification inférieur, d'à peine 6.2 (composante transversale). Pour la composante verticale, les rapports spectraux des stations RMCS, RMAS et PRJS présentent une légère amplification d'un facteur 3 à 4 entre 0.4 et 0.8 Hz, amplification absente des rapports spectraux des autres stations.

En complément des résultats des rapports spectraux entre les stations de surface et de puits, nous avons calculé les rapports spectraux H/V, où H représente la moyenne entre les composantes radiale et transversale $(H^2=R^2+T^2)$. Les résultats sont représentés dans la figure 4.3. Les rapports spectraux H/V de la zone lacustre présentent un maximum d'amplitude pour une fréquence comprise entre 0.37 et 0.47 Hz. Ce pic coïncide avec la fréquence de résonance du site obtenue par les rapports spectraux de la figure 4.2 et correspond à la valeur que l'on peut obtenir à partir d'un modèle de propagation 1D. En effet, dans le cas de la résonance d'une couche d'épaisseur H et de vitesse β (vitesse des ondes S), la fréquence de résonance f₀ du site est déterminée par l'équation :

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

Si l'on considère une couche d'argile de 45 mètres d'épaisseur et de vitesse d'ondes S de 80 m/s pour simuler le cas de la colonia Roma (figure 2.29), nous obtenons une fréquence de résonance de 0.45 Hz, ce qui coïncide avec le résultat des rapports spectraux. Ceci démontre l'importance de la résonance local 1D pour cette zone. Par comparaison, nous pouvons voir que, pour la station CUP4 située dans la zone de collines (ligne noire épaisse dans la figure 4.3), les rapports spectraux présentent une amplification inférieure à 2.8 observable à des fréquences plus hautes (autour de 0.66 Hz) que dans la zone lacustre. Ceci explique en grande partie que ce soit une zone moins sensible en termes de risque sismique. Les rapports spectraux H/V obtenus pour les différentes stations présentent des formes similaires mais avec des facteurs d'amplification variés qui vont d'un facteur 7.1 pour la station RMCS, à l'Est du réseau, jusqu'à 22.9 pour la station PCJR, au Nord-ouest du réseau. De telles différences pour des stations séparées par moins d'un kilomètre pourraient venir des différences en contenu fréquentiel observées dans les rapports spectraux représentés sur la figure 4.2, en particulier pour la composante verticale. Ces différences de contenu fréquentiel pourraient être dues à des hétérogénéités de petite échelle dans la couche superficielle (Campillo *et al.*, 1989), à des ondes de surface générées localement (Chávez-García *et al.*, 1999), ou à des interactions sol-structure (Guéguen *et al.*, 2002; Chávez-García et Cárdenas-Soto, 2002).



Figure 4-2 : rapports spectraux entre les stations de surface de la colonia Roma et la station de puits RMC2, pour les trois composantes.



Figure 4-3: rapports spectraux H/V obtenus pour les stations de surface de la colonia Roma (zone lacustre).

Un autre point intéressant est à observer dans la figure 4.3, où nous voyons apparaître un pic secondaire autour de 0.2 Hz, pic qui n'apparaît pas dans les rapports spectraux de la figure 4.2. Ce pic apparaît également dans la zone de collines, bien qu'avec une amplitude très faible, ce qui suggère qu'il s'agisse d'un effet à l'échelle du bassin. Si l'on sépare les contributions de chacune des composantes horizontales et que l'on effectue la rotation de ces composantes pour différents angles de propagation, on voit que l'amplitude de ce pic varie en fonction de l'angle de propagation considéré et est maximale pour une direction transverse à la direction épicentrale (figure 4.4) et minimale pour la direction radiale réseau-épicentre. Au contraire, le pic correspondant à la fréquence de résonance du site à 0.45 Hz est stable et ne dépend pas de la direction de propagation considérée. Ceci démontre que, autour de 0.2 Hz, le champ d'ondes est anisotrope, c'est-à-dire que ses caractéristiques dépendent de la direction considérée. Pour ces périodes, ce sont les ondes de surface de longueur d'onde de plusieurs kilomètres provenant de la direction épicentrale qui dominent le mouvement sismique, ce qui explique les observations faites ici.



Figure 4-4: rapport spectral H/V obtenu pour la station EJCL de la colonia Roma (zone lacustre) à partir d'une seule composante horizontale pour différents angles de rotation indiqués gauche de la figure. Les lignes noires correspondent aux spectres R/V et T/V et servent ici de référence.

4.3.2 Formes d'onde sur la surface libre

Une fois déterminées les caractéristiques spectrales des enregistrements de ce séisme, nous avons recherché des caractéristiques de propagation communes à toutes les stations. Pour cela, nous avons étudié de manière qualitative les formes d'onde des enregistrements en fonction de la fréquence pour identifier les impulsions les plus énergétiques ou les ondes communes aux différentes stations et aux différentes composantes du mouvement. Nous avons étudié en particulier les ressemblances entre les composantes verticale et radiale qui permettent d'identifier les ondes de Rayleigh. Pour ce faire, nous avons filtré les traces en 18 bandes de fréquence en suivant le procédé utilisé auparavant par Cárdenas-Soto (2000). Nous avons utilisé des filtres de Butterworth à deux pôles dont la période centrale est calculée à partir de l'équation

$$T_c = (1.1)^{i-1}$$

où i varie de 2 à 19.

La bande passante du filtre varie en fonction de la période centrale de la façon suivante

$$0.75/T_{c} < f < 1.25/T_{c}$$

Ces relations permettent d'obtenir un filtre dont la largeur de bande passante augmente avec la fréquence.

Nous illustrons notre discussion avec la représentation, sur les figures 4.7 à 4.9, des traces filtrées à différentes fréquences pour la station de surface Roma C (RMCS). Cette station a l'avantage de disposer d'un enregistrement complet et de ne pas présenter d'erreurs en temps. Les ondes décrites dans le texte sont indiquées par différents symboles (flèches, lignes, encadrements) sur les figures correspondantes.

Pour la composante verticale (figure 4.7), nous pouvons suivre clairement une première arrivée (flèche noire continue) autour de 40 secondes qui disparaît pour les périodes supérieures à 2 s. Une impulsion similaire, peu energétique et présentant un temps d'arrivée constant, est aussi présente dans les enregistrements de la composante radiale (figure 4.8) et correspond au début du fort mouvement dans cette zone. Cette première arrivée est suivie d'une impulsion plus energétique autour de 55 secondes pour les courtes périodes et 45 secondes pour les périodes plus longues (flèche avec pointillés). Cette deuxième arrivée est energétique, dispersive (son temps d'arrivée diminue avec la période) et on la retrouve dans la composante radiale. Il faut remarquer cependant que, dans le cas de la composante radiale et pour les périodes inférieures à 1.77 s, cette arivée se divise en deux impulsions distinctes indiquées par des flèches noires (figure 4.8). Entre 1.46 s et 2.59 s de période (c'est-à-dire jusqu'à la période de résonance du site) et la composante radiale, les arrivées tardives pour des temps supérieurs à 65 secondes, indiquées par un rectangle noir, sont de longue durée, énergétiques (avec des amplitudes parfois supérieures aux premières arrivées), et ne semblent pas dispersives (le pic présent à 65 secondes sur la composante radiale en est un bon exemple). Au contraire, pour la composante verticale, les arrivées tardives d'énergie pour les temps supérieurs à 65 secondes se présentent comme une succession de courtes impulsions (figure 4.7). Entre 3.45 et 5.05 secondes de période, on observe une première arrivée de forte amplitude pour les deux composantes verticale et radiale, à 48 secondes (ligne noire continue). La composante radiale présente également une arrivée énergétique à 90 secondes (tirets noirs), non dispersive et absente de la composante verticale. Pour les périodes supérieures à 5 s, la composante verticale présentent deux arrivées importantes à 38 et 58 secondes (lignes en pointillés). Le second pic, à 58 secondes, est aussi présent dans la composante radiale et pourrait correspondre à une onde de Rayleigh (probablement le mode fondamental) comme le montre le mouvement de particules dans le plan vertical représenté dans la figure 4.5 (à droite). Si l'on suppose que ces ondes se générèrent au niveau de l'épicentre (hypothèse qui s'appuie notamment sur le travail de Barker *et al.*, 1996), nous obtenons une vitesse de phase de 2.6 à 2.8 km/s qui correspond à la valeur obtenue par Chávez-García et Salazar (2002) dans une étude similaire. La vitesse de phase de la première arrivée observée dans la composante verticale est de 3.6 km/s. Ce train d'ondes est absent tant de la composante radiale dans la zone lacustre que des enregistrements obtenus à la station CUP4 située dans la zone de collines (figure 4.6). Cela suggère qu'il s'agisse d'une onde générée localement dans le bassin.



Figure 4-5 : mouvement des particules dans le plan vertical pour la station RMCS entre 30 et 50 secondes (gauche) et entre 50 et 70 secondes (droite) autour de 7.40 secondes de période. Le point noir indique le début du mouvement (dans les deux cas, le mouvement est rétrograde).

Pour la composante transversale (figure 4.9) et aux périodes inférieures à 2 s, nous pouvons observer deux arrivées d'amplitude importante à 45 et 55 secondes entre 1.46 et 1.77 s de période qui semblent se superposer aux périodes plus longues pour former un train d'ondes de longue durée autour de la période de résonance du site (flèches discontinues). Entre 1.61 s et 2.35 s de période, les ondes ayant des temps d'arrivée supérieurs à 65 secondes se superposent pour former un train d'ondes très long, d'une durée allant jusqu'à 25 secondes (entre 65 et 90 secondes), à la période de résonance (rectangle noir). Pour les périodes supérieures à 2.60 s et jusqu'à 4.18 s, ces trains d'ondes tardifs se divisent et on observe une arrivée très énergétique (tirets) en fin de trace à 88 secondes. Pour les longues périodes, supérieures à 5.05 s, on observe une première arrivée de faible amplitude à 40 secondes, arrivée légèrement en retard par rapport à la première arrivée de la composante verticale, suivie par une arrivée énergétique à 70 secondes (tirets). La vitesse de phase de cette première impulsion (en supposant de nouveau que les ondes ont été générées à l'épicentre) est de 3.7 km/s alors que, pour la deuxième impulsion, la vitesse est de 2.6 km/s, valeur trop basse pour correspondre à une onde de Love provenant de l'épicentre. Si l'on considère le modèle structural de Campillo et al. (1996), les vitesses de phases obtenues pour ces arrivées suggèrent que la première onde corresponde au mode fondamental de Love provenant de l'épicentre et la seconde à une onde générée entre l'épicentre et le réseau : en raison de son temps d'arrivée et de la vitesse mesurée, il n'est en effet pas possible que cette onde provienne de l'épicentre.

L'analyse des enregistrements filtrés à longue période à la station CUP4 (figure 4.6) permet de comparer nos observations avec le champ d'ondes présent dans la zone de collines. Dans la zone de collines et aux longues périodes, le champ d'ondes s'avère plus simple que dans la zone lacustre puisqu'il se compose d'un seul paquet d'énergie important pour les composantes verticale et radiale entre 40 et 60 secondes. Si notre interprétation antérieure est correcte, cette onde correspond au mode fondamental de Rayleigh. En outre, on observe deux arrivées energétiques dans la composante transversale à 45 et 60 secondes, que nous interprétons comme le mode fondamental de Love suivi par une onde générée entre l'épicentre et le réseau. L'analyse temps-fréquence détaillée des paramètres de propagation de ces trains d'onde (vitesse de phase, direction de propagation et polarisation) devra confirmer cette interprétation préliminaire.



Figure 4-6: enregistrements du séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 filtrés autour de 7.40 secondes pour la station CUP4 (zone de collines). R, T et V indiquent respectivement les composantes radiale, transversale et verticale.

Les formes d'onde pour les autres stations de surface de la zone lacustre présentent des propriétés similaires aux observations réalisées pour la station RMCS mais il est intéressant de compléter cette analyse par une comparaison des traces enregistrées aux différentes stations. Les observations démontrent de nouveau l'importance de la période de résonance du site et la différence de comportement sismique de part et d'autre de cette période clé. Pour les périodes inférieures à la période de résonance du site (figure 4.10), les traces présentent des allures très différentes, tant en forme qu'en amplitude, même pour des stations aussi proches que PRJS et EJCL (espacées de 310 m seulement) ou RMCS et RMAS (situées à 115 m de distance). Ceci est particulièrement visible pour les composantes horizontales, très affectées par les effets de site dus à la couche d'argile molle présente dans cette zone. A ces effets de site pourraient s'ajouter des effets d'interaction entre le sol et les bâtiments voisins (Wirgin et Bard, 1996) qui pourraient compliquer davantage le mouvement sismique à courtes périodes. Malgré leur différence, les traces filtrées autour de la période de résonance se ressemblent par leur complexité et par la présence de trains d'ondes très longs (ils peuvent atteindre 20 secondes de durée) et des phénomènes du type *beating* comme on peut l'observer sur la composante verticale. Ces phénomènes furent analysés comme étant des effets de multitrajet par Ordaz et Singh (1993). Pour les périodes supérieures à la période de résonance, les enregistrements deviennent plus simples avec une



succession d'impulsions courtes cohérentes spatialement et la présence d'arrivées tardives d'énergie sur les composantes horizontales.

Figure 4-7 : la trace supérieure montre la composante verticale de l'accélérogramme enregistrée à la station RMCS pour le séisme du 8 octobre 2001. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 4-8 : la trace supérieure montre la composante radiale de l'accélérogramme enregistrée à la station RMCS pour le séisme du 8 octobre 2001. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 4-9 : la trace supérieure montre la composante transversale de l'accélérogramme enregistrée à la station RMCS pour le séisme du 8 octobre 2001. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 4-10 : traces filtrées autour de 1.95 s pour les stations de surface et les trois composantes du séisme de Coyuca du 8 octobre 2001. Les échelles verticales sont différentes d'une composante à l'autre.

4.3.3 Analyse spectrale f-k

4.3.3.a Paramètres de la méthode

L'étape suivante du travail a consisté à appliquer l'analyse f-k conventionnelle aux données de surface pour différentes fenêtres temporelles et les différentes bandes de fréquence décrites précédemment. Pour appliquer cette méthode sur les enregistrements de la colonia Roma Norte, il a fallu prendre des précautions particulières puisque nous devions travailler à la fois avec des longueurs d'onde de l'ordre de 100 m aux courtes périodes et des longueurs d'onde de l'ordre de plusieurs kilomètres aux longues périodes. Après plusieurs essais, nous avons décidé de travailler avec des fenêtres d'analyse de 3 cycles, un recouvrement de 50% entre deux fenêtres temporelles successives (figure 4.11), et d'adapter la grille utilisée pour le calcul du spectre à la fréquence étudiée.

La définition de la grille, en particulier ses limites, s'est avéré particulièrement délicate puisque nous voulions éviter les problèmes d'aliasing spatial dus à la mauvaise distribution spatiale des enregistrements obtenus pour ce séisme et, dans un même temps, obtenir une bonne résolution en nombre d'onde, en particulier pour les longues périodes (soit pour les vitesses rapides et les petits nombres d'onde). La réponse du réseau formé par les stations avec enregistrements pour le séisme de Coyuca (figure 4.12) montre que le pic principal de la réponse du réseau est large et son extension dépend de l'azimut. Cela signifie que la résolution du réseau dépend de l'azimut et qu'il sera difficile de séparer deux signaux avec des paramètres de propagation similaires (cas de sources proches ou de signaux corrélés). De plus, les pics secondaires sont très proches du pic principal et atteignent 70% de l'amplitude du pic principal. L'intervalle sans aliasing est [-0.0014 ; 0.0014] m⁻¹ dans la direction EO et [-0.002 ; 0.002] m⁻¹ dans la direction NS. Cette limite, correspondant à une longueur d'onde minimale de 500 à 715 m, est trop restrictive pour les périodes courtes et ne permet pas de résoudre correctement les faibles vitesses attendues dans la couche d'argile. Pour une période de 5 s, cette limite impose une vitesse minimale de 100 à 143 m/s, valeur compatible avec les modèles structuraux connus dans la zone, mais, pour une période de 1.5 s, par exemple, la limite inférieure de vitesse apparente serait de 333 à 476 m/s, valeur incompatible avec notre problème.



Figure 4-11 : distribution temps-fréquence des fenêtres d'analyse temporelles pour l'application de la méthode *f-k* conventionnelle aux enregistrements de surface obtenus pour le séisme du 8 octobre 2001. Les carrés indiquent le centre des fenêtres d'analyse.



Figure 4-12 : réponse impulsionnelle du réseau formé par les stations avec enregistrements pour le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001.

Dans la pratique, nous avons effectué plusieurs essais pour ajuster les limites de la grille à partir des valeurs choisies, en vérifiant à chaque étape la forme du spectre *f-k*. Après plusieurs essais, nous avons adopté une limite de 0.0025 m⁻¹ (ajustée de la limite donnée par la réponse du réseau) pour les périodes inférieures à la période de résonance et de 0.0007 m⁻¹ (plus restrictive que la limite donnée par la réponse du réseau pour avoir

une meilleure résolution avec un pas de grille inférieur) pour les périodes supérieures à la période de résonance. Ces limites ont l'avantage de permettre à la fois l'analyse des petites longueurs d'onde attendues aux courtes périodes et les vitesses rapides attendues aux longues périodes. Pour l'interprétation des résultats, il faudra néanmoins se rappeler que la grille choisie est un compromis entre résolution et aliasing spatial et qu'elle présente des désavantages très importants (comme le risque d'aliasing aux courtes périodes) qui ne permettent pas la résolution de nombres d'onde inférieurs aux limites imposées (c'est-à-dire de vitesses inférieures à f/k_{max}). De plus, ce type de grille induit un saut de la limite de vitesse au niveau de la période de résonance. Les tests réalisés avec différentes grilles, en particulier avec une grille dont la limite k_{max} varie de façon linéaire avec la fréquence, ont démontré que ce changement brusque de grille n'affectait pas de manière significative la qualité des résultats et permettait d'obtenir des résolutions homogènes avant et après la période de résonance.

Un test synthétique utilisant un signal monochromatique de type Ohnaka a montré que, à très courte période, il n'était pas possible de résoudre des longueurs d'onde inférieures à 150 m avec la distribution spatiale des enregistrements dont nous disposons pour le séisme de Colima et en utilisant la méthode f-k classique. Ce test très simple permet d'avoir une estimation de la limite de validité des résultats à courte période.

4.3.3.b Résultats préliminaires

La caractérisation des paramètres de propagation des ondes à partir de l'analyse temps-fréquence des données de surface illustre une fois de plus le changement de comportement que l'on observe au niveau de la période de résonance (figures 4.16 à 4.19).

Pour les courtes périodes, inférieures à la période de résonance, la vitesse apparente des ondes est en général inférieure à 500 m/s avec des incertitudes inférieures à 200 m/s. Les vitesses minimales obtenues s'alignent suivant une droite correspondant à la limite de la grille (si k_{max} correspond à la limite de la grille utilisée pour le calcul des spectres f-k, nous avons V \geq f/k_{max}). Pour ces fréquences, l'effet d'aliasing est très important et empêche une bonne résolution de la vitesse de phase. Néanmoins, les résultats obtenus suggèrent des vitesses de phase lentes. Il faut se rappeler que nous obtenons une valeur de vitesse apparente pour les périodes dominées par la résonance de la couche d'argile c'est-à-dire que l'angle d'incidence de la propagation est probablement proche de la verticale. Ceci explique que nous obtenions des valeurs de vitesse supérieures à la vitesse de phase attendue, de l'ordre de 50 m/s (figure 2.30). Ces ondes semblent provenir d'azimuts distincts de la direction épicentrale avec deux directions préférentielles entre 90° et 160° (ESE) et entre 270° et 360° (cadrant NO). Les incertitudes en angle sont majoritairement inférieures à 15°. Cela suggère la présence de plusieurs zones de diffraction dans le bassin de Mexico responsables de la création de ces ondes. Une analyse complémentaire sera nécessaire pour valider ce résultat en raison notamment de la complexité des spectres pour ces périodes et à de possibles artefacts liés à l'aliasing spatial. Si l'on continue avec les courtes périodes, nous obtenons aussi, pour les composantes horizontales, des vitesses apparentes élevées, de 500 à 1000 m/s. Les arrivées les plus rapides n'apparaissent pas clairement dans la distribution temps-période des valeurs de vitesse (l'augmentation des valeurs de vitesse n'est pas très important et le problème d'aliasing spatial ne permet pas de mettre en valeur ces ondes avec beaucoup de clarté) mais elles semblent former des trains d'onde cohérents visibles dans la figure 4.13 (entre 20 et 40 s et entre 70 et 80 s pour la composante radiale par exemple).

Cependant, l'analyse visuelle de ces arrivées dans la figure 4.7 à 4.9 démontre qu'elles correspondent soit à des parties peu énergétiques des traces, soit à des parties plus complexes de superposition ou de transition entre différents trains d'onde : nous ne pouvons donc pas conclure de manière certaine quant à l'existence de ces arrivées "rapides".



Figure 4-13 : distribution temps-période des valeurs de vitesse apparente obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001. Cette figure présente un zoom de la figure 4.17 pour les périodes inférieures à 2.5 s.

Pour les périodes supérieures à la période de résonance, nous observons une brusque augmentation de vitesse avec des valeurs allant jusqu'à 2000-2500 m/s et une propagation des ondes provenant de directions centrées autour de la direction épicentrale attendue (entre 200° et 240° pour les composantes horizontales et entre 200° et 270° pour la composante verticale) avec une légère rotation vers le sud-est (de 30° approximativement) pour les trois composantes aux plus longues périodes. L'arrivée commune aux composantes radiale et verticale (entre 40 et 60 secondes) présente une vitesse de 1600 à 2250 m/s selon la période avec une direction de propagation de 210° qui coïncide avec les valeurs attendues pour le mode fondamental des ondes Rayleigh. La première arrivée de la composante verticale à 38 secondes a une vitesse de phase de 2260 m/s et un backazimuth de 240°. Cette direction de propagation paraît indiquer une déviation de cette onde de la direction épicentrale et son temps d'arrivée implique une propagation plus rapide que le mode fondamental de Rayleigh, ce qui pourrait s'interpréter comme un mode supérieur de Rayleigh généré entre l'épicentre et le réseau. Pour la composante transversale, la première arrivée énergétique (à 40 s) a une vitesse de 2200 à 3000 m/s et un backazimuth de 160 à 180°, soit une direction plus au sud que la direction épicentrale. Sa vitesse coïncide avec la vitesse de phase du mode fondamental de Love mais sa direction de propagation semble indiquer qu'il ne provient pas directement de l'épicentre mais qu'il a été diffracté durant son trajet entre la source et le réseau. Le deuxième paquet d'énergie (à 70 s) se caractérise par une vitesse de 600 m/s et une direction de propagation de 185°.

En début (pour des temps inférieurs à 20 s) et en fin de trace (pour des temps supérieurs à 60 s), la vitesse de phase pour les composantes horizontales présente des valeurs inférieures à 500 m/s ce qui assez surprenant étant donné la vitesse attendue pour les périodes supérieures à la période de résonance (figure 2.30). Ces ondes proviennent d'une direction proche à la direction source-réseau (entre 150 et 200°) ou d'une direction NNE (entre 10° et 70°) avec de petites incertitudes tant en vitesse (inférieures à 200 m/s) qu'en azimut (inférieurs à 30°). Ces résultats pourraient aussi bien être réels que correspondre à un artefact de la méthode dû au manque

de données pour les temps supérieurs à 75 secondes (les stations PROM, PMOS et JPSK ont des enregistrements très courts, ce qui implique une mauvaise couverture spatiale des enregistrements pour ces temps). La représentation des enregistrements de la composante transversale filtrés autour de 7.4 secondes (figure 4.14) permet de voir clairement à cette onde lente (indiquée par une flèche sur la figure). Nous pouvons observer qu'elle subit un changement important de forme entre les différentes stations et correspond à la fin de l'enregistrement des station PROM et PMOS : il est donc très délicat d'interpréter cette onde de façon définitive. Avant d'analyser en détail cette onde lente et de discuter sur sa pertinence et ses caractéristiques, il m'a paru nécessaire d'éliminer des résultats temps-période les parties les moins énergétiques des enregistrements afin de conserver seulement les résultats correspondants au champ d'ondes dominant et de faciliter l'interprétation. Je reviendrai donc sur ce point au paragraphe suivant.



Figure 4-14 : enregistrements de la composante transversale du séisme de Coyuca du 8/10/2001 filtrés autour de 7.4 s de période. La flèche noire indique la position de l'onde lente citée dans le texte.

Pour les périodes supérieures à 2.5 s, les incertitudes varient beaucoup en fonction de la fenêtre de temps considérée et de la composante étudiée : pour les périodes supérieures à 5.0 s, par exemple, nous avons de fortes incertitudes (supérieures à 500 m/s en vitesse et jusqu'à 90° en azimut) entre 20 et 50 secondes. De telles incertitudes sont difficiles à interpréter pour ce séisme en raison de grand nombre de paramètres possibles pour les expliquer : mauvaise distribution spatiale des stations qui empêche une bonne résolution azimutale du problème, faible amplitude des signaux, forme allongée des signaux (c'est-à-dire signaux de longue durée), influence du rapport entre la longueur d'onde étudiée et l'ouverture du réseau.

Pour tester l'influence de ces paramètres sur la précision et l'incertitude des résultats obtenus par la méthode f-k, nous avons réalisé des tests synthétiques complémentaires. Pour cela, nous avons considéré une onde plane avec une vitesse de phase de 1500 m/s et un azimut épicentre-réseau de 260°, valeurs proches des deux cas observés pour les périodes supérieures à la période de résonance du site. Le signal utilisé fut un pulse de Ohnaka comme dans le paragraphe 3.3. Le tableau 4.1 présente les paramètres utilisés pour les signaux d'entrée et les résultats obtenus pour chaque test. Les tests ont consisté à appliquer la méthode f-k conventionnelle à des signaux d'amplitude, de longueur d'onde et de forme distinctes (tableau 4.1). Pour

chaque essai, nous avons contrôlé la forme du spectre f-k calculé (pour déterminer une augmentation éventuelle des valeurs d'incertitude) et la précision des résultats. Les valeurs présentées dans la tableau 4.1 démontrent qu'aucune des causes indiquées précédemment ne peuvent expliquer les valeurs d'incertitude en angle et en vitesse trouvées précédemment : la largeur du pic du spectre f-k ne varie pas en fonction des paramètres testés ici. D'autre part, la longueur d'onde et la forme d'onde jouent un rôle important sur l'erreur en vitesse puisque celle-ci augmente de manière importante à mesure que la longueur d'onde augmente et que l'onde devient plus allongée, mais elles n'expliquent pourtant pas les valeurs d'incertitude obtenues. Les valeurs de backazimuth, quant à elles, sont précises pour tous les tests réalisés.

Paramètre testé	Signal d'entrée	V obtenue (m/s)	θ obtenu (°)
Forme d'onde	Impulsive :	1581	260.9
	• t0=1.0,		
	• B=1.0,		
	• A=10		
	• T=4 s		
	(fenêtre d'analyse 0-12 s)		
	Allongée :	1845	260.9
	• t0=5.0,		
	• B=2.0,		
	• A=10		
	• T=4 s		
	(fenêtre d'analyse 10-40 s)		
Longueur d'onde	T=1 s (λ=1500 m)	1550	260.9
	T=4 s (λ=6000 m)	1845	260.9
	T=8 s (λ=12000 m)	2768	264.9
Amplitude du signal	A=1, T=1 s	1550	260.9
	A=10, T=1 s	1550	260.9

Tableau 4-1 : résultats des tests synthétiques réalisés pour l'interprétation des résultats *f-k* obtenus pour le séisme de Coyuca du 22/10/2001.

Finalement, la cause la plus probable pour expliquer les incertitudes obtenues est purement géométrique. Pour les longues périodes, les valeurs de vitesse augmentent et le pic spectral f-k se rapproche du centre de la grille. Le nombre d'onde diminue ce qui implique, pour un pic spectral de même dimension, une incertitude en angle et en vitesse supérieure. Ceci peut s'illustrer simplement avec la représentation de la distribution tempspériode de la valeur de la largeur du spectre f-k dans les directions radiale et transversale (figure 4.15) : nous observons alors que la largeur du spectre f-k dans la direction transversale (qui permet de calculer l'incertitude en azimut) n'augmente pas avec la période. Les valeurs sont stables et diminuent pour les périodes supérieures à la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. La largeur du spectre dans la direction radiale (qui permet de calculer l'incertitude en set la période du site. vitesse) ne présente pas non plus une augmentation généralisée pour les longues périodes mais montre une zone pour laquelle la largeur du pic est supérieure aux périodes supérieures à 3 s entre 60 et 90 secondes. Cette zone correspond aux faibles valeurs de vitesse, c'est-à-dire aux ondes "lentes" décrites précédemment : il semble donc raisonnable de trouver des valeurs d'incertitude supérieures pour cette zone. Ces considérations confirment que la présence de fortes valeurs d'incertitudes aux longues périodes pour les ondes les plus rapides est due à la géométrie du problème et non à un élargissement des pics spectraux.



Figure 4-15 : distribution temps-période de la largeur de pic spectral *f-k* dans la direction radiale (gauche) et transversale (droite).



Figure 4-16 : valeurs de vitesse apparente en fonction de la période obtenues à partir de l'analyse *fk* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres d'analyse temporelles différentes.



Figure 4-17 : distribution temps-période des valeurs de vitesse apparente (colonne de gauche) et des incertitudes correspondantes (colonne de droite) obtenues à partir de l'analyse f-k des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001.



Figure 4-18 : valeurs de backazimuth en fonction de la période obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres d'analyse temporelles différentes.



Figure 4-19 : distribution temps-période des valeurs de backazimuth (colonne droite) et des incertitudes correspondantes (colonne droite) obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001.

4.3.3.c Résultats après filtrage en énergie

Jusqu'à maintenant, nous avons représenté les résultats de l'analyse *f-k* sans prendre en compte l'énergie présente dans chaque fenêtre d'analyse. Néanmoins, il semble légitime de penser que les fenêtres avec peu d'énergie ont moins d'importance pour la compréhension du champ d'ondes total. Pour mettre en valeur les parties les plus énergétiques du champ d'ondes dans nos résultats, nous avons calculé, pour chaque fenêtre d'analyse temps-période, le rapport entre l'énergie de la fenêtre considérée et l'énergie totale de la trace à cette période (l'énergie étant calculée à partir de la somme des carrés des amplitudes de chaque échantillon). Considérant un réseau de K capteurs et des enregistrements sismiques de L échantillons divisés en M fenêtres de N points (L=MN), nous avons donc calculer

$$E(t, f) = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^{K} \left(\frac{\sum_{k=k_{W}+N}^{k=k_{W}+N} a_{ik}^{2}}{\sum_{l=1}^{l=L} a_{il}^{2}} \right)$$

où k_w représente l'indice du premier échantillon de la fenêtre d'analyse correspondant au temps t et à la fréquence f, et a_{ij} est l'échantillon j de la trace enregistrée à la station i.

Nous obtenons alors, pour les trois composantes, la distribution temps-période des fenêtres de plus grand poids en termes d'énergie (figure 4.20).





A partir de ces valeurs, nous avons filtré les résultats f-k précédents afin de conserver uniquement les fenêtres de plus grande énergie, c'est-à-dire les trains d'onde qui dominent le champ d'ondes total. Les figures 4.21 et 4.22 montrent les résultats obtenus pour la composante radiale (pour les deux autres composantes, les résultats sont similaires) avec un seuil de filtrage dépendant du nombre de fenêtres d'analyse à la période considérée. De manière générale, le filtrage effectué permet de faire ressortir les principales caractéristiques de la propagation dans la zone d'étude en simplifiant notablement les résultats.



Figure 4-21 : distribution temps-période des valeurs de vitesse apparente obtenues à partir de l'analyse f-k de la composante radiale des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001 après filtrage en énergie.



Figure 4-22 : distribution temps-période des valeurs de backazimuth obtenues à partir de l'analyse f-k de la composante radiale des enregistrements de surface du séisme du 8/10/2001 après filtrage en énergie.

Aux courtes périodes, les trains d'onde les plus énergétiques ont de faibles vitesses, entre 250 et 500 m/s (nous voyons d'ailleurs que nous atteignons la limite imposée par la zone de non-aliasing) et des directions de propagation comprises entre 100 et 150°. Les résultats sont très cohérents et suggèrent la présence d'une zone de diffraction importante au sud-est du réseau. Le deuxième zone de diffraction entre 300° et 360° citée dans l'analyse *f-k* complète n'apparaît pas ici ce qui implique qu'il s'agisse soit d'une zone de moindre importance, plus éloignée, soit d'un artefact de la méthode dû à la faible amplitude des signaux pour les temps correspondants. De même, les arrivées plus rapides citées auparavant disparaissent après le filtrage en énergie ce qui signifie qu'elles correspondent elles aussi à des parties de trace peu énergétiques.

Aux longues périodes, nous observons une grande dispersion des valeurs de vitesse de phase, entre 300 et 2500 m/s, qui semble confirmer la présence d'ondes lentes pour les périodes supérieures à 5 secondes dans le champ d'ondes enregistré. Entre 2.5 et 5 secondes, la partie la plus énergétique de la trace (entre 0 et 80 secondes) provient de l'épicentre avec une vitesse qui croît de 300 m/s à 1500 m/s. Ces valeurs sont un peu basses par rapport aux valeurs attendues pour le mode fondamental de Rayleigh (les valeurs sont légèrement supérieures pour la composante transversale) mais la tendance observée coïncide bien avec les modèles structuraux de Campillo et al. (1996) ou avec le modèle de référence (figure 2.30). Après 80 s, nous avons des arrivées à faible vitesse (inférieure à 500 m/s) provenant du Nord comme nous l'avons vu dans le paragraphe antérieur. Pour valider l'existence de ce train d'ondes lent, nous avons représenté les enregistrements de la composante radiale filtrés autour de 4.18 s de période (figure 4.23) pour les stations disposant d'un enregistrement de longue durée. On observe très clairement une arrivée, indiquée par une flèche noire dans la figure 4.23, qui change de forme pendant sa propagation à travers le réseau. On peut d'ailleurs apprécier la différence de forme entre la station PRJS, où cette onde ne se distingue pas nettement du champ d'ondes total, et la station RMAS, où elle prend la forme d'une impulsion très marquée. Les caractéristiques de cette onde sont semblables à celle de l'onde signalée sur la figure 4.14 pour la composante transversale. Il est très difficile d'estimer la vitesse et l'azimut de ce type d'onde en raison de son changement de forme. Pour analyser ce problème, nous avons donc calculer la vitesse apparente et la direction de propagation de cette onde à partir de la méthode f-k conventionnelle pour une fenêtre temporelle entre 80 et 100 secondes. Ce calcul a été réalisé pour la composante radiale en ne prenant en compte que les traces des stations représentées sur la figure 4.23. Nous obtenons alors une onde provenant du Nord (θ =20°) avec une vitesse très faible (V=185 m/s) alors que, si nous ne tenons compte que des trois stations EJCL, PCJR et RMCS (c'est-à-dire si nous éliminons les stations pour lesquelles le changement de forme de l'onde complique l'interprétation du résultat), nous obtenons une direction de propagation de 201.7° qui correspond à la direction épicentrale et une vitesse apparente de 260 m/s, ce qui reste très faible. Ce test tout simple confirme la difficulté d'interprétation de ce type d'onde comme nous l'avons mentionné dans le commentaire de la figure 4.14. Ce que nous pouvons déduire de ce calcul est que nous nous trouvons en présence d'une onde lente tardive avec une forme d'onde qui varie beaucoup dans l'espace mais dont la direction de propagation reste incertaine. Pour appuyer nos observations, nous pouvons citer le travail de Chávez-García et al. (1995) qui ont déjà identifié, sur la composante transversale des enregistrements du séisme de Michoacán du 19 septembre 1985, des ondes de Love similaires (avec une vitesse de phase de 320 à 360 m/s à 3.5 s de période) dans le bassin de Mexico, ces ondes provenant soit de l'épicentre soit d'une direction N76°E. Après 5 s de période, la première partie énergétique de la trace (entre 30 et 45 s) provient du Nord (20-30°) avec des vitesses rapides supérieures à 1500 m/s. Ces arrivées correspondent en fait à la partie émergente de l'impulsion principale, c'est-à-dire à la partie la moins organisée du signal. Ceci pourrait expliquer que l'on obtienne une direction de propagation différente de la direction épicentre-réseau attendue. La deuxième partie énergétique de la trace (après 45 s) se propage à une vitesse de phase inférieure à 1500 m/s d'une direction SSO (160-200°) qui implique une légère rotation de backazimuth vers le sud par rapport à la direction épicentrale de 201°.



Figure 4-23 : enregistrements de la composante radiale du séisme de Coyuca du 8/10/2001 filtrés autour de 4.18 s de période. La flèche noire correspond à l'onde lente citée dans le texte.

4.4 Traitement des données de puits

Afin de compléter l'analyse détaillée du champ d'ondes en surface, il est nécessaire d'étudier la propagation des ondes en profondeur à partir de l'analyse des enregistrements de puits. Ceci devrait permettre de distinguer entre une propagation verticale, typique de la résonance de la couche d'argile superficielle, et une propagation horizontale, caractéristique des ondes de surface. Pour traiter ces données, nous avons commencé par l'étude des rapports spectraux H/V suivi par une analyse qualitative des formes d'onde puis nous avons complété l'analyse avec une étude quantitative des paramètres de propagation obtenue par un programme de corrélation.

4.4.1 Rapports spectraux

Nous avons calculé les rapports spectraux H/V pour les stations de puits situées dans la colonia Roma de la même façon que pour les stations de surface. Les résultats sont présentés dans la figure 4.24 où nous avons mis comme référence le rapport H/V obtenu pour la station de surface de la zone de collines CUP4 et de la zone lacustre EJCL.



Figure 4-24: rapports spectraux H/V calculés à partir des stations de puits de la zone lacustre.

Les résultats montrent la disparition du pic de résonance du site avec la profondeur. A l'intérieur de la couche d'argile, le comportement varie d'une station à l'autre. La station EJP1, à 20 m de profondeur, ne présente pas de pic de résonance à 0.45 Hz alors que la station RMC1 située à 30 m de profondeur présente clairement un pic d'amplification d'amplitude 5. A partir de 45 m de profondeur, c'est-à-dire à partir de la profondeur de la base de la couche d'argile molle, le pic d'amplification à 0.45 Hz disparaît. Ceci indique que l'amplification du mouvement sismique affecte en priorité la surface. Au contraire, le pic observé autour de 0.2 Hz pour le rapport H/V varie en fonction de la station considérée, en raison probablement d'effets locaux qui perturbent l'amplification, mais ne s'atténue pas avec la profondeur. Nous observons un facteur d'amplification à 0.2 Hz d'amplitude similaire à la base de la couche d'argile (stations PMOP et RMC2) et dans la zone de collines (CUP4), ce qui appuie l'hypothèse d'une amplification régionale.

4.4.2 Formes d'onde

L'étude des formes d'onde pour différentes bandes de fréquence et la comparaison des traces en surface et en puits permettent d'avoir une première idée du type de propagation présente, sachant qu'une propagation horizontale est caractéristique des ondes de surface.

Pour illustrer ce paragraphe, nous présentons les traces filtrées à différentes bandes de période (1.95 s, 3.45 s et 5.05 s) pour les trois composantes du mouvement obtenues aux stations situées à côté du bâtiment Jalapa, en surface (EJCL), à 20 mètres (EJP1) et à 45 mètres de profondeur (EJP2). Cela nous donne des indications importantes sur la propagation dans la couche d'argile. Pour les courtes périodes (1.95 s), nous présentons aussi les enregistrements filtrés obtenus à la station du CENAPRED Roma C en surface (RMCS), à 30 mètres (RMC1) et à 102 mètres de profondeur (RMC2), ce qui permet d'étudier ce qui se passe sous la couche d'argile.

Aux courtes périodes, inférieures à la période de résonance, nous observons un champ d'ondes très complexe avec une superposition de trains d'onde qui forment des paquets d'énergie de longue durée et de forte amplitude. Ceci s'accentue en surface, où les composantes horizontales présentent des amplitudes jusqu'à 10 fois plus fortes que l'amplitude de la composante verticale. L'amplitude de ces signaux diminue rapidement avec la profondeur jusqu'à atteindre des amplitudes comparables pour les trois composantes (avec un facteur 2 à 3 entre les composantes horizontales et la verticale) à partir de 30 m de profondeur (figures 4.25 et 4.26). Cette forte amplification du mouvement horizontal en surface par rapport à la profondeur est représentative des effets provoqués par la résonance du site ce qui confirme que, à ces périodes, le mouvement sismique est dominé par le phénomène de résonance de la couche d'argile. Nous observons une certaine ressemblance dans les formes des paquets d'énergie entre la surface et jusqu'à 30 m de profondeur pour les composantes horizontales. A partir de 45 m de profondeur, cette ressemblance disparaît, en particulier pour la fin des traces (pour les temps supérieurs à 50-60 secondes) qui présentent des amplitudes inférieures et sur lesquelles les arrivées tardives d'énergie observables en surface ne sont plus visibles. Les enregistrements de la station RMC2 à 102 m de profondeur présentés dans la figure 4.26 en sont un bon exemple. Pour la composante verticale de la station EJP1, nous pouvons remarquer une amplification du mouvement d'un facteur 3 par rapport à

l'enregistrement obtenu à 45 mètres de profondeur. Ceci démontre la présence de phénomènes de propagation complexes qui ne se limitent pas à un effet de résonance 1D mais auxquels s'ajoutent probablement des effets locaux d'interaction sol-structure. Nous observons aussi que les enregistrements situés sous la couche d'argile sont beaucoup plus "propres" pour les composantes horizontales que pour la verticale qui présente des arrivées à 60 secondes plus énergétiques que les premières arrivées à 20 secondes. De façon générale, il s'avère difficile de suivre des arrivées communes entre les stations de surface et de puits, ce qui implique la présence de longueurs d'onde très courtes, correspondantes aux vitesses lentes attendues dans la couche d'argile. La complexité des enregistrements et les faibles délais en temps que l'on peut observer sur les premières arrivées entre la profondeur et la surface impliquent un mode de propagation à dominante verticale.

Pour les périodes supérieures à la période de résonance (figures 4.27 et 4.28), nous notons un changement radical de comportement pour le mouvement sismique, avec une propagation horizontale et une grande ressemblance entre les traces en surface et en profondeur. Néanmoins, nous pouvons faire la distinction entre le mouvement observé entre 2.5 et 4 s de période, mouvement de nature toujours complexe, et le mouvement observé pour les périodes supérieures à 4 s, avec des enregistrements plus simples dominés par une arrivée de plus forte amplitude en début de trace.

Pour les périodes entre 2.5 et 4 s, on n'observe aucune amplification de la composante verticale alors que la composante transversale subit une légère amplification en surface (d'un facteur 2 à 3) par rapport à l'enregistrement obtenu à 45 m de profondeur. La première arrivée énergétique de la composante radiale est elle aussi amplifiée, ce qui coïncide avec les résultats des rapports spectraux R/V et T/V calculés précédemment. Il est possible de suivre des ondes communes entre la surface et les stations de puits correspondantes : ces ondes présentent de faibles retards temporels ce qui implique une propagation quasi horizontale dominée par des ondes de surface. Le champ d'ondes est constitué d'une superposition complexe de trains d'onde, en particulier pour les composantes transversale et verticale, avec des paquets d'énergie tardifs d'amplitude similaire voire supérieure à celle des premières arrivées. Nous observons aussi une grande différence entre l'amplitude des composantes horizontales avec des maxima de l'ordre de 0.2 à 0.5 gals, et l'amplitude de la composante verticale avec des maxima de seulement 0.05 gals.

Pour les périodes supérieures à 4 s (figure 4.28), il n'y a plus d'amplification du mouvement sismique en surface. Les retards en temps entre la surface et la profondeur sont nuls et la propagation est purement horizontale. L'amplitude de la composante transversale domine comme l'indique le rapport T/V obtenu précédemment. De la même façon que pour l'étude des formes d'onde en surface, nous voyons ici que la composante verticale présente deux arrivées énergétiques à 40 et 60 secondes alors que la composante radiale en présente une à 60 secondes et une autre, plus tardive, à 95 secondes. En outre, la composante transversale présente une arrivée de faible amplitude à 40 secondes suivie par l'arrivée principale, en termes d'amplitude, à 70 secondes. Comme nous le commentions dans le paragraphe sur les données de surface, nous pouvons supposer que le mode fondamental de Love correspond à l'arrivée présente sur la composante transversale à 40 secondes tandis que le mode fondamental de Rayleigh correspond à l'onde présente sur les composantes verticale et radiale à 60 secondes. Les autres ondes présentes dans les enregistrements pourraient s'expliquer par la présence d'ondes de surface générées entre l'épicentre et le réseau ou par des modes supérieurs de

propagation. Lors de l'analyse f-k, nous avons remarqué que leur interprétation n'était pas triviale, même en connaissant leur vitesse et leur direction de propagation.



Figure 4-25 : traces filtrées autour de 1.95 s pour le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 obtenues aux trois stations du bâtiment Jalapa pour les trois composantes : en surface (EJCL), à 20 m de profondeur (EJP1) et à 45 m de profondeur (EJP2). Les échelles verticales de chacune des composantes et de chacune des stations sont différentes.



Figure 4-26 : traces filtrées autour de 1.95 s pour le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 obtenues aux trois stations de la Roma C pour les trois composantes : en surface (RMCS), à 30 m de profondeur (RMC1) et à 102 m de profondeur (RMC2). Les échelles verticales de chacune des composantes et de chacune des stations sont différentes.



Figure 4-27 : traces filtrées autour de 3.45 s pour le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 obtenues aux trois stations du bâtiment Jalapa pour les trois composantes : en surface (EJCL), à 20 m de profondeur (EJP1) et à 45 m de profondeur (EJP2). Les échelles verticales de chacune des composantes et de chacune des stations sont différentes.



Figure 4-28 : traces filtrées autour de 5.05 s pour le séisme de Coyuca du 8 octobre 2001 obtenues aux trois stations du bâtiment Jalapa pour les trois composantes : en surface (EJCL), à 20 m de profondeur (EJP1) et à 45 m de profondeur (EJP2). Les échelles verticales de chacune des composantes et de chacune des stations sont différentes.
4.4.3 Corrélation

L'analyse visuelle des formes d'onde en surface et en puits a montré que le mouvement sismique était dominé par la résonance de la couche d'argile pour les périodes inférieures à la période fondamentale du site avec, en majeure partie, une propagation à dominante verticale alors que, pour les périodes supérieures à la période de résonance, le mouvement est dominé par la propagation horizontale d'ondes de surface. Pour affiner cette étude, nous avons utilisé une méthode basée sur l'analyse de corrélation appliquée aux données de puits (Buttkus, 2000). Le but est notamment de distinguer entre la propagation horizontale et verticale. En corrélant les enregistrements de surface (dominés par la résonance 1D du site) avec ceux de puits (moins affectés par l'effet de la résonance), nous espérons mieux caractériser le champ d'ondes présent.

4.4.3.a Paramètres de la méthode

L'application de la méthode de corrélation à des données peu cohérentes avec une distribution spatiale irrégulière rend la détermination des paramètres de la méthode tels que la longueur de la fenêtre d'analyse ou la station de référence assez délicate (Chávez-García *et al.*, 2000). Nous avons, pour notre part, choisi la station Roma C comme station de référence : elle dispose en effet de deux stations de puits associées et ses enregistrements sont longs. D'autre part, la distance moyenne entre les stations de puits étant d'environ 500 m, nous avons choisi des fenêtres d'analyse de 5 cycles, ce qui correspond à peu près au temps nécessaire à une onde de longueur d'onde de 100 m (valeur attendue pour les périodes de 1 s dans la zone lacustre) pour traverser le réseau. Nous avons utilisé le même type de filtre et les mêmes bandes de fréquence que ceux utilisés pour la méthode *f-k* et un recouvrement de 50% entre deux fenêtres d'analyse successives.

4.4.3.b Résultats pour le réseau vertical de la station RMCS

Dans un premier temps, j'ai appliqué la méthode de corrélation au réseau vertical Roma C composé d'une station de surface (RMCS) et de deux stations de puits: RMC1 à 30 m de profondeur et RMC2 à 102 m de profondeur. Ce réseau présente l'avantage de disposer d'enregistrements complets et d'avoir une des stations située sous la couche d'argile (RMC2) ce qui permet d'avoir une référence peu affectée par les effets de la résonance du site. L'objectif est de caractériser la propagation dans et sous la couche d'argile, en particulier aux courtes périodes pour lesquelles se produit le phénomène de résonance.

Nous avons calculé les retards en temps entre la station de surface et la station RMC1 à 30 m de profondeur puis entre la station RMC1 à 30 m et la station RMC2 à 102 m de profondeur (figure 4.29). Dans la couche d'argile , la distribution des retards en fonction de la période indique clairement un changement de comportement autour de la période de résonance, avec des délais importants pour les périodes inférieures à 2.5 s, et des délais très faibles (inférieurs à 0.25 s) pour les longues périodes. A titre de comparaison, les délais temporels en surface entre les stations RMAS et RMCS, espacées de 120 m, valent entre 0 et 2.5 secondes à courte période et de l'ordre de 1.5 secondes à longue période. Les valeurs obtenues à longue période sont cohérentes et correspondent à une propagation de type horizontale d'ondes de surface caractérisées par de grandes longueurs d'onde (de plusieurs kilomètres). En revanche, à courte période, les résultats sont assez surprenants puisque les délais en temps obtenus impliquent des vitesses de propagation inférieures à 30 m/s,

c'est-à-dire inférieures à la vitesse des ondes S attendue dans la couche superficielle d'argile molle. L'analyse de la distribution temps-période de ces valeurs (figure 4.30) montre que cette représentation est assez trompeuse. En effet, on trouve très peu de points dont les délais en temps sont supérieurs à 0.2 s. Ces points se concentrent en tout début de trace, pour les périodes supérieures à la période de résonance du site (ils correspondent donc à des parties peu énergétiques du signal), ou bien, pour les périodes inférieures à 2.5 s, sur les 50 premières secondes du signal, c'est-à-dire probablement avant l'entrée en résonance de la couche d'argile molle.



Figure 4-29 : retards en temps (en secondes) calculés à partir de la méthode de corrélation pour la composante transversale des enregistrements obtenus par le réseau vertical de la Roma C pour le séisme du 8/10/2001. Il est à noter que, pour les longues périodes, la plupart des points obtenus se superposent ce qui explique le peu de valeurs apparaissant sur les graphiques.



Figure 4-30 : distribution temps-période des valeurs de délais en temps entre les stations RMC1 (à 30 m de profondeur) et RMCS (en surface) calculées à partir de l'intercorrélation des composantes transversales des enregistrements obtenus par le réseau vertical de la Roma C pour le séisme du 8/10/2001.

Les figures suivantes illustrent bien la difficulté d'interprétation de la méthode de corrélation telle que nous l'avons appliquée au réseau vertical de la Roma C. La figure 4.31 représente la fonction d'intercorrélation obtenue à partir des composantes transversales filtrées autour de 1.95 s et le délai temporel qui en découle pour le début de la trace, c'est-à-dire avant que la couche n'entre en résonance. Dans ce cas, on obtient à la fois des délais importants de l'ordre de la seconde et des coefficients de corrélation raisonnables (bien que celui obtenu entre les stations RMC1 et RMCS soit assez faible). La figure 4.32 représente la même analyse mais pour des temps plus importants, c'est-à-dire à un temps où la couche superficielle d'argile est entrée en résonance. On voit alors que le délai en temps entre les stations RMC3 et RMC1 (situées toutes deux dans la couche d'argile) est très faible alors que celui obtenu entre la station RMC1 (dans la couche d'argile, à 30 m de profondeur) et RMC2 (sous la couche d'argile, à 102 m de profondeur) est très important (1.39 s) mais correspond en fait à une faible cohérence entre les deux traces qui se traduit par un très faible coefficient de corrélation (0.155).

On voit, par ces deux exemples, la difficulté d'interprétation des résultats obtenus par la méthode de corrélation appliquée au réseau vertical de la Roma C puisqu'un délai en temps important peut s'expliquer à la fois par un faible cohérence entre traces et par une vitesse de propagation lente, explications qui conduisent à des conclusions différentes quant au type de propagation en jeu (résonance d'une couche ou propagation verticale). Il est donc clair qu'une analyse systématique du réseau vertical composé des stations de la Roma C ne permet pas de mettre en évidence simplement le type de propagation en jeu à courte période.



Figure 4-31 : (gauche) traces des stations RMCS (surface), RMC1(30 m de profondeur) et RMC2 (102 m de profondeur) filtrées autour de 1.95 s de période pour la composante transversale du séisme de Coyuca du 8 octobre 2001. (droite) Fonctions d'intercorrélation entre les stations RMCS et RMC1 (haut) et RMC1 et RMC2 (bas) obtenues pour la fenêtre temporelle indiquée par des pointillés sur la figure de gauche.



Figure 4-32 : (gauche) traces des stations RMCS (surface), RMC1(30 m de profondeur) et RMC2 (102 m de profondeur) filtrées autour de 1.95 s de période pour la composante transversale du séisme de Coyuca du 8 octobre 2001. (droite) Fonctions d'intercorrélation entre les stations RMCS et RMC1 (haut) et RMC1 et RMC2 (bas) obtenues pour la fenêtre temporelle indiquée par des pointillés sur la figure de gauche.

4.4.3.c Résultats pour le réseau 3D (stations de puits + stations de surface)

Pour compléter notre analyse, nous avons appliqué la méthode de corrélation à un réseau 3D afin de déterminer la distribution temps-période de la direction de propagation et de la vitesse de phase et de les comparer avec les résultats obtenus en surface. Pour cela, nous avons utilisé toutes les stations de puits et leur station de surface correspondante. Les résultats obtenus ne sont pas très clairs et s'avèrent difficiles à interpréter. En effet, les valeurs de lenteur calculées ne correspondent pas aux résultats obtenus par la méthode f-k. Le changement de lenteur attendu au niveau de la période de résonance n'apparaît pas (figure 4.33) contrairement aux observations faites à la fois lors de l'analyse visuelle des traces et lors de l'analyse temps-période des enregistrements de surface (méthode f-k) et de puits (méthode de corrélation appliquée au réseau vertical de la Roma C). A partir des valeurs de lenteur obtenues, nous avons néanmoins calculé la vitesse de phase correspondante. Les résultats de vitesse de phase sont présentés uniquement pour les périodes inférieures à 3 s en raison de la mauvaise qualité des résultats obtenus pour les périodes supérieures.

Pour les courtes périodes, inférieures à 2.5 s, nous obtenons principalement des valeurs de vitesse de phase entre 30 et 300 m/s (figure 4.34) qui correspondent aux valeurs obtenues en surface et sont compatibles avec les profils de vitesse de la couche d'argile. Les vitesses élevées obtenues à ces périodes (jusqu'à 1300 m/s) semblent confirmer la présence d'ondes rapides qui pourraient correspondre à des ondes de volume ou à des modes supérieurs d'ondes de surface (ondes de Rayleigh dans le cas de la composante radiale présentée ici). Pour les longues périodes, supérieures à la période de résonance, les valeurs de lenteur restent très importantes (figure 4.33) et correspondent à des vitesses de phase inférieures à 500 m/s. Nous avons déjà vu dans l'analyse temps-période des données de surface la présence d'ondes lentes avec des vitesses comparables mais il s'agissait alors d'impulsions ponctuelles en fin d'enregistrement et non de la totalité du champ d'ondes. La représentation des traces enregistrées en puits pour la composante radiale à 4.18 s de période (figure 4.35)

démontre que les valeurs de vitesse obtenues par corrélation aux longues périodes sont peu crédibles : il n'est donc pas raisonnable d'interpréter ces résultats de vitesse de façon définitive. Les résultats erronés calculés par corrélation sont probablement dus à la forme particulière des enregistrements obtenus aux stations PRJP et PMOP.



Figure 4-33 : lenteur en fonction de la période obtenue par la méthode de corrélation appliquée au réseau 3D décrit précédemment pour la composante radiale du séisme du 8/10/2001.



Figure 4-34 : distribution en fonction de la période des valeurs de vitesse de phase obtenues par corrélation appliquée au réseau 3D décrit précédemment pour la composante radiale du séisme du 8/10/2001.

Curieusement, malgré la mauvaise résolution en vitesse, les résultats en backazimuth sont très cohérents avec les résultats obtenus par la méthode *f-k* en surface (figure 4.36). En effet, pour les périodes inférieures à 3 s, on observe des arrivées provenant de multiples directions pour les temps inférieurs à 60 s (principalement du Nord entre 0 et 50° et de l'Ouest, entre 300 et 350°) et de directions centrées autour de la direction épicentrale pour les temps supérieurs à 60 s (entre 150 et 200°). Pour les périodes supérieures à 3 s, les directions de propagation se concentrent autour de la direction épicentrale de 201°, avec peu d'arrivées en dehors de l'azimut réseau-épicentre.



Figure 4-35 : enregistrements de la composante radiale du séisme de Coyuca du 08/10/2001 obtenus aux stations de puits et filtrés autour de 4.18 s de période.



Figure 4-36: distribution temps-période (à gauche) et en fonction de la période (à droite) des valeurs de backazimuth obtenues par corrélation appliquée au réseau 3D décrit précédemment pour la composante radiale du séisme du 8/10/2001.

4.5 Analyse de polarisation

L'étude de la polarisation est utilisée ici comme complément aux différentes méthodes appliquées jusqu'à présent. Elle devrait notamment nous aider à tester les indications obtenues lors de l'étude visuelle des formes d'onde en fonction de la période. Avec cette méthode, combinée à l'analyse temps-fréquence des paramètres de propagation, nous espérons distinguer les différents types d'onde présents dans les enregistrements comme l'ont fait Higashi et Kudo (1992) ou Barker *et al.* (1996).

4.5.1.a Résultats dans la zone lacustre

Nous présentons uniquement les résultats obtenus pour les stations du bâtiment Jalapa et de la Roma C comme illustration de notre discussion. Cependant, les résultats obtenus pour les autres stations sont similaires.

Le premier objectif de ce travail est d'identifier les ondes présentes à courte période à partir de leur polarisation. Ces ondes se caractérisent par des directions de propagation multiples et des vitesses souvent supérieures aux vitesses attendues avec une composante verticale du vecteur propagation importante. Dans la figure 4.37, nous avons représenté les résultats de polarisation obtenus pour les enregistrements filtrés autour de 2.36 s de période, c'est-à-dire pour la période de résonance du site. Chaque groupe de courbes présente les résultats correspondant à une station. La courbe du haut représente la superposition des trois composantes de l'accélération. Au-dessous, on retrouve le degré de polarisation P_s , l'ellipticité P_E , le pendage δ et l'azimut ϕ . Nous pouvons voir que, en surface, la résonance se traduit par un mouvement fortement polarisé qui tend à être linéaire, de pendage horizontal et avec un azimut qui varie beaucoup en fonction du temps. Avec la profondeur, la valeur de l'ellipticité tend à augmenter avec des valeurs comprises entre 0.2 et 0.7 et le pendage devient plus compliqué. Les valeurs d'azimut au contraire sont assez stables : la résonance affecte la polarisation du mouvement sismique mais non sa direction de propagation. Le changement de pendage et d'ellipticité est en effet de l'amplification du mouvement horizontal en surface dû à la couche d'argile. Les résultats montrent que la résonance se limite principalement à la surface. Les grandes variations temporelles de polarisation, pendage et azimut observées en surface et en profondeur s'expliquent probablement par la complexité du champ d'ondes présent dans la couche d'argile, résultat d'une superposition d'ondes de caractéristiques différentes.

Sous la couche d'argile, à 102 m de profondeur (station RMC2, figure 4.38), toujours à courte période, le comportement est similaire avec un pendage de la polarisation maximale qui varie entre 0° (horizontal) et 90° (vertical), une ellipticité de 0.3 à 0.8 et un azimut qui varie entre 0° (mouvement radial) et 90° (mouvement transversal). Le degré de polarisation P_s présente des valeurs relativement faibles par rapport à celles obtenues dans la couche d'argile (figure 4.37) ce qui implique que le signal n'est pas totalement polarisé, c'est-à-dire qu'il existe d'importantes composantes secondaires de polarisation. Entre 25 et 60 secondes, nous observons une polarisation horizontale et radiale avec un degré d'ellipticité important pour laquelle la composante radiale du mouvement sismique est dominante. Entre 60 et 90 secondes, le degré d'ellipticité diminue, la polarisation maximale devient verticale avec un azimut de l'ordre de 60°. Aucune des trois composantes du mouvement ne domine les traces ce qui explique que l'on ne puisse pas séparer les différents types d'onde présents dans les enregistrements. Entre 100 et 120 secondes, la polarisation devient linéaire avec un azimut transversal à la direction épicentrale et un pendage horizontal, caractéristiques correspondant à une onde de Love. Les combinaisons ellipticité-pendage-azimut ne permettent pas ici de déterminer avec certitude les types d'onde présents dans les enregistrements mais elles indiquent probablement une interaction entre différentes ondes de surface. La polarisation observée sous la couche d'argile ne semble pas plus simple qu'en surface ce qui implique que le champ d'ondes incident soit complexe avec des arrivées simultanées et une superposition de plusieurs modes de propagation.



Figure 4-37 : résultats de l'étude de polarisation autour de 2.36 s de période pour les stations du bâtiment Jalapa : en surface (EJCL), à 20 m de profondeur (EJP1) et à 45 m de profondeur (EJP2). Chaque figure se divise en 5 courbes: la première représente les trois composantes filtrées et superposées (ligne épaisse=verticale, pointillés=transversale, ligne fine=radiale), la deuxième représente le degré de polarisation, la troisième le degré de polarisation elliptique, la quatrième le pendage et la dernière l'azimut.



Figure 4-38 : résultats de l'étude de polarisation autour de 2.36 s de période pour la station RMC2 situées à 102 m de profondeur à l'aplomb de la station de surface RMCS.

Pour les périodes supérieures à la période de résonance du site, la situation se simplifie avec des comportements semblables en surface et en profondeur. Nous avons étudié en particulier ce qui se passait pour les périodes supérieures à 5 s (figure 4.39). A ces périodes, nous avons observé auparavant des ondes de surface difficiles à interpréter (modes supérieurs ou ondes diffractées) en raison de l'apparente contradiction entre les caractéristiques de vitesse et les temps d'arrivée des ondes analysées, et le schéma de propagation attendu à partir du modèle structural de Valdés *et al.* (1986). Entre 30 et 50 secondes, nous observons une polarisation avec un degré d'ellipticité de 0.5, un pendage de 90° (polarisation verticale) et un azimut compris entre 0° et 50°: ceci est caractéristique d'une onde de Rayleigh. A partir de 60 secondes, nous observons une polarisation presque linéaire, horizontale et transversale, caractéristique des ondes de Love. Nous remarquons donc que la première partie des enregistrements est dominée par les ondes de Rayleigh alors que la seconde partie des mêmes enregistrements, responsable de la longue durée du mouvement sismique pour ces périodes, est dominée par les ondes de Love. Ceci confirme les observations faites à partir de l'analyse des formes d'onde aux longues périodes avec la présence d'une onde de Love tardive dans les enregistrements (figure 4.9).



Figure 4-39 : résultats de l'étude de polarisation autour de 5.05 s de période pour la station de champ libre EJCL.

4.5.1.b Résultats dans la zone de collines (station CUP4)

L'étude de la polarisation à la station CUP4 située dans la zone de collines permet de comparer le champ d'ondes incident sur le bassin de Mexico et le champ d'ondes enregistré sous la couche d'argile dans la zone lacustre. Nous pouvons remarquer sur les figures 4.40 et 4.41 que le degré de polarisation est très élevé (voisin de 1) pour toutes les fréquences étudiées, ce qui correspond à un signal totalement polarisé. Ceci implique que le champ d'ondes soit plus simple que dans la colonie Roma. Nous pouvons étudier en particulier le champ d'ondes incident à la station CUP4 à 2.36 s de période (figure 4.40). Le champ d'ondes est simple avec une prédominance d'ondes de Rayleigh (pendage vertical, azimut radial) en début d'enregistrement (avant 30 secondes) comme pour les enregistrements de la zone lacustre. Puis nous voyons, pour la partie la plus énergétique des traces entre 30 et 50 secondes, un pendage horizontal et un azimut radial, combinaison qui indique que la composante radiale domine le mouvement sismique et que nous interprétons comme des ondes de type Rayleigh contaminée par des ondes de Love. En fin de trace (après 50 secondes), le mouvement sismique se caractérise par une polarisation elliptique, un pendage variable entre 40° et 90° et un azimut presque transversal. Ceci indique une superposition d'ondes de surface dominée par des ondes de Love. Pour les périodes supérieures à 5 s (figure 4.41), le comportement est similaire : nous obtenons un pendage vertical (indiquant des ondes de Rayleigh) pour les temps inférieurs à 40 secondes et une combinaison pendage horizontal-azimut transversal (indiquant des ondes de Love) pour les temps supérieurs à 50 secondes. La première partie du champ d'ondes est donc composée d'une superposition d'ondes de surface dominées par des ondes de Rayleigh alors que la seconde partie des enregistrements est dominée par des ondes de Love.



Figure 4-40 : résultats de l'étude de polarisation autour de 2.36 s de période pour la station de champ libre CUP4 en zone de collines.



Figure 4-41 : résultats de l'étude de polarisation autour de 5.05 s de période pour la station de champ libre CUP4 en zone de collines.

4.6 Conclusions concernant le séisme de Coyuca

L'analyse de ce premier séisme enregistré par le réseau de faible ouverture de la colonia Roma s'est avérée très fructueuse malgré les difficultés de traitement des données dues à la mauvaise distribution spatiale des enregistrements disponibles et à la courte durée de certains d'entre eux. Le premier point important est le changement drastique des caractéristiques de propagation observable à 2.5 s de période, qui correspond à la période de résonance du site. Aux courtes périodes, inférieures à 2.5 s, le champ d'ondes s'avère très complexe avec des vitesses de phase comprises entre 100 m/s et 1300 m/s, et des directions de propagation multiples avec deux directions préférentielles : l'une au sud-est entre 100° et 180° et l'autre au nord entre 300° et 350°. La polarisation maximale est elliptique avec des pendages et azimuts variables et le vecteur de propagation comporte une composante verticale importante, révélatrice du contraste d'impédance entre l'argile molle superficielle et les couches plus profondes de la vallée de Mexico. La dispersion des valeurs de vitesse de phase et la variabilité des paramètres de polarisation suggèrent que nous soyons en présence d'une superposition d'ondes avec des caractéristiques différentes et des longueurs d'onde allant de quelques centaines de mètres (ce qui correspond aux ondes piégées dans la couche d'argile superficielle) à plus d'un kilomètre, ce qui correspond alors à des ondes guidées par la structure profonde du bassin. La polarisation elliptique du champ d'ondes dominant indique que les ondes de surface dominent le mouvement sismique. Ceci implique probablement la présence de modes supérieurs de propagation pour expliquer les vitesses de phase élevées (jusqu'à 1300 m/s) obtenues à ces périodes.

Entre 2.5 s et 4 s de période, nous observons une focalisation de la direction de propagation autour de la direction épicentre-réseau et une augmentation importante des valeurs de vitesse de phase qui atteignent 2000 m/s. Pour ces périodes, on peut observer également des arrivées lentes avec des vitesses de l'ordre de 300 m/s.

Nous avons discuté l'existence de telles ondes et les résultats suggèrent qu'il existe effectivement des impulsions lentes générés localement, généralement en deuxième partie des enregistrements, mais leur direction de propagation n'a pas pu être estimé avec certitude en raison de la mauvaise couverture temporelle et spatiale des enregistrements disponibles et des changements de forme d'onde observés pour ces trains d'onde particuliers. Les caractéristiques de ces ondes devront donc être confirmées par la suite. L'étude de polarisation suggère que le champ d'ondes se compose d'une superposition d'ondes de Rayleigh et de Love tout au long des enregistrements avec une domination des ondes de Love en fin de trace.

Pour les périodes supérieures à 4 s, nous sommes dans la partie la plus simple des enregistrements, avec une propagation horizontale dans la direction épicentre-réseau. Les vitesses de phase se stabilisent entre 300 et 2000 m/s. Les vitesses les plus lentes correspondent majoritairement aux parties les moins énergétiques des traces et s'expliquent probablement par des artefacts des méthodes d'analyse. L'analyse visuelle des formes d'onde indique la présence de modes fondamentaux d'ondes de surface et d'ondes générées entre l'épicentre et Mexico comme l'ont démontré Chávez-García et Salazar (2002) dans la zone lacustre et Barker *et al.* (1996) dans la zone de collines. La zone responsable de ces diffractions est probablement située au niveau de la frontière Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain (Cárdenas et Chávez-García, 2003).

Avec ce premier séisme sont apparues des caractéristiques de propagation intéressantes. Aux courtes périodes, inférieures à 2.5 s, la propagation est dominée par l'effet de résonance de la couche d'argile molle. Le champ d'ondes est composé principalement d'ondes de surface piégées dans la couche d'argile. Ces ondes proviennent de zones de diffraction qu'il est encore difficile de localiser avec précision mais qui semblent situées au Sud-est et au Nord du bassin. Par contraste, pour les périodes supérieures à 2.5 s, le champ d'ondes se compose d'une succession de trains d'ondes de surface guidées par la structure profonde du bassin (les longueurs d'onde en jeu sont de l'ordre de plusieurs kilomètres) et qui proviennent d'une direction voisine de la direction épicentrale.

5 Analyse du séisme du 22 janvier 2003

L'analyse du séisme de Coyuca, Guerrero, nous a permis de déterminer des caractéristiques importantes du champ d'ondes enregistré dans la zone lacustre de Mexico, aussi bien aux périodes inférieures à la période de résonance pour lesquelles l'effet de la couche d'argile molle superficielle est prédominant qu'aux longues périodes dominées par le champ d'ondes incident à la vallée de Mexico. Avec l'analyse des données du séisme de Colima du 22/01/2003, nous espérons valider les résultats obtenus dans le chapitre précédent et estimer de quelle façon la localisation de l'épicentre agit sur les caractéristiques du mouvement fort observé dans la zone lacustre de la ville.

Les enregistrements du séisme de Colima se caractérisent par une meilleure couverture spatiale et des enregistrements plus complets que le séisme de Coyuca, ce qui permet notamment d'éviter les problèmes d'aliasing spatial et donne des résultats plus fiables pour la partie finale des enregistrements responsable de la longue durée du mouvement sismique fort dans la zone lacustre. Le traitement des données s'est réalisé de la même façon que pour le séisme de Coyuca.

5.1 Traitement des données de surface

5.1.1 Caractérisation des effets de site

L'analyse des traces enregistrées lors du séisme de Colima (figure 5.1) montre une grande différence d'amplitude entre les composantes horizontales et la composante verticale. La valeur d'accélération maximale atteint 27.9 gals pour la composante radiale (station Camellón Álvaro Obregón Centre, CAOO), 23.7 gals pour la composante transversale (station Clínica Londres, CLON) et à peine 6.48 gals pour la verticale (station Roma A, RMAS). A titre de comparaison, pour la station CUP4 située dans la zone de collines, on a enregistré des accélérations maximales de 3.88 gals pour la composante radiale, -3.20 gals pour la transversale et –2.00 gals pour la verticale. Le mouvement sismique enregistré dans la zone lacustre est majoritairement horizontal et présente une amplification importante par rapport à la zone de collines.

Un autre point intéressant est la présence de paquets d'énergie tardifs. Sur la figure 5.1, pour les traces de la station Roma C, nous pouvons remarquer des arrivées de forte amplitude même après 120 secondes pour la composante transversale. De telles arrivées sont présentes à toutes les stations mais principalement sur la composante transversale.

Pour caractériser les effets de site dans le domaine fréquentiel, nous avons étudié en premier lieu les rapports spectraux entre les stations de surface et la station de puits à 102 m de profondeur, sous la couche d'argile (figure 5.2). Les composantes horizontales présentent des pics d'amplification très importants à 0.49 Hz pour la composante radiale (avec un facteur d'amplification compris entre 17.8 pour JPSK et 38.6 pour CAOT) et entre 0.47 et 0.51 Hz pour la composante transversale (avec une amplitude de 12.5 pour JPSK et 40.4 pour RMCS). Sur la composante verticale apparaît également une légère amplification du mouvement entre 0.5 et 0.52 Hz avec un facteur d'amplification compris entre 1.6 (EJCL et PCJR) et 4.2 (PRJS et CLON).

Cette amplification est beaucoup plus faible que celle observée pour les composantes horizontales (on a un facteur 10 entre l'amplification observée sur les composantes horizontales et celle observée sur la verticale pour une même station) et n'affecte que certaines stations. Nous pouvons donc considérer que l'hypothèse sousjacente au calcul des spectres H/V pour caractériser les effets de site est valide. Sur les spectres de la figure 5.2, nous voyons très bien l'amplification 1D qui affecte le mouvement sismique dans la couche d'argile molle. Cette amplification est semblable aussi bien en amplitude qu'en fréquence pour toutes les stations du réseau : le phénomène d'amplification n'est pas perturbé par des hétérogénéités de petite échelle ou des effets très locaux comme une interaction sol-structure. Le rapport spectral calculé à partir de l'enregistrement obtenu à la station CUP4 (zone de collines) ne présente pas une telle amplification, ce qui démontre qu'elle est due uniquement à un effet local provoqué par la présence de la couche d'argile molle.



Figure 5-1 : enregistrements du séisme de Colima du 22 janvier 2003 pour les stations de surface CUP4 (zone de collines) à gauche et RMCS (zone lacustre) à droite. R, T et V indiquent respectivement les composantes radiale, transversale et verticale. Les échelles verticales sont différentes pour chacune des stations.

La figure 5.2 illustre la forte influence de la couche d'argile sur l'amplification du mouvement sismique mais elle montre seulement l'effet de résonance 1D de la couche. Nous savons qu'il peut exister d'autres effets de site, dus à des irrégularités 2D ou 3D, comme par exemple la création d'ondes de surface générées sur les bords d'un bassin sédimentaire comme cela a été observé à Grenoble (Cornou, 2003) ou dans le bassin d'Osaka (Hatayama *et al.*, 1995). Pour analyser cette possibilité, nous avons calculé les rapports spectraux H/V des stations de surface de la colonia Roma et nous les avons présenté dans la figure 5.3. Ces rapports sont beaucoup plus homogènes que pour le séisme de Coyuca en raison de la meilleure qualité des données. Ils présentent un pic principal entre 0.42 et 0.48 Hz (entre 2 et 2.35 s de période), correspondant au pic de résonance 1D observé sur les rapports spectraux précédents. L'amplitude de ces rapports varie beaucoup en fonction de la station considérée, entre 19.1 pour la station PCJR et 5.6 pour la station PRJS. Ces différences proviennent de la légère amplification observée sur la composante verticale de certaines stations de surface. De la même façon que pour le séisme de Coyuca, le rapport H/V présente un pic secondaire de facteur 5.5 autour de 4.7 secondes de période. Ce pic est également présent à la station de la zone de collines, CUP4, avec une amplitude plus faible (de l'ordre de 2 à 2.5). Ce pic est beaucoup plus homogène que le pic principal et arrive à le dépasser pour

certaines stations comme CAOE ou JPSK. Si nous calculons ce spectre pour chacune des composantes horizontales, nous voyons que l'amplitude de ce pic varie en fonction de la direction réseau-épicentre considérée et présente une amplitude maximale pour la direction transverse au backazimuth épicentral comme le montre la figure 5.4. Ce pic pourrait correspondre à un phénomène à l'échelle du bassin puisqu'il est présent à la fois pour les stations de la zone lacustre que pour la station CUP4 située en zone de collines. Il semble traduire un effet directionnel qui pourrait s'expliquer soit par un effet de source (le diagramme de radiation par exemple) soit un effet de trajet entre la source et le réseau qui amplifierait la composante transversale du champ d'ondes autour de 5 secondes de période.



Figure 5-2: rapports spectraux entre les stations de surface de la colonia Roma et la station de puits RMC2 pour les trois composantes.



Figure 5-3: rapports spectraux H/V pour les stations de surface de la colonia Roma.



Figure 5-4: rapports spectraux H/V obtenus pour la station CAOE de la colonia Roma (zone lacustre) à partir d'une seule composante horizontale pour différents angles de rotation indiqués à droite de la figure. Les lignes noires correspondent aux rapports spectraux R/V et T/V.

5.1.2 Formes d'onde sur la surface libre

L'étude visuelle des formes d'onde en fonction de la période permet une fois de plus de mettre en valeur le changement important des caractéristiques de propagation observable au niveau de la période de résonance du site. Pour les courtes périodes, inférieures à 2.5 s (figure 5.5), nous observons une faible cohérence spatiale entre les traces avec des amplitudes et des formes d'onde différentes même pour des stations voisines comme c'est le cas pour les stations CLON et RMAS (séparées de seulement 179 m). Il est intéressant de remarquer que la composante radiale présente un paquet d'énergie court mais important, avec des amplitudes qui atteignent 22 gals entre 40 et 80 s pour la fréquence présentée. La composante transversale, quant à elle, présente une succession de paquets d'énergie plus faibles (leur amplitude n'atteint que 13 gals) mais avec des arrivées tardives jusqu'à des temps supérieurs à 100 secondes pour la station PROM par exemple. La composante verticale présente des amplitudes beaucoup plus faibles (allant jusqu'à 3.1 gals) avec des formes d'onde et des amplitudes beaucoup plus homogènes. Nous pouvons remarquer aussi la ressemblance qui existe

entre certains groupes de station comme les trois stations du jardin Pushkín (JPSK, RMAS, RMCS) avec des amplitudes horizontales inférieures à celles observées sur les autres stations et des enregistrements verticaux très semblables. D'autres exemples sont les stations situées au Nord du réseau (PMOS et PROM), dont les traces sont très semblables, et les stations PRJS, CO56, CAOE et CLON au centre du réseau. Ces indications sont purement qualitatives mais elles pourraient indiquées la présence d'effets très locaux provoqués par la présence de structures peu profondes ou par des interactions sol-structure très ponctuelles (Chávez-García et Cárdenas-Soto, 2002). En effet, le jardin Pushkín, comme la place Morelia au Nord, présente un grand espace sans bâtiment à la différence des autres sites situés dans des zones avec des ruelles étroites et des rues très passantes.



Figure 5-5: traces enregistrées lors du séisme de Colima du 22 janvier 2003 aux stations de surface de la colonia Roma filtrées autour de 1.95 s. Pour chacune des composantes, les échelles verticales sont différentes.

A plus longue période (figures 5.6 et 5.7), la ressemblance entre les traces des différentes stations est évidente, tant en forme qu'en amplitude, en raison de la présence de longueurs d'onde plus grandes (de l'ordre de plusieurs kilomètres). Nous pouvons voir, entre 2.5 et 4 s de période, des amplitudes similaires pour les deux composantes horizontales. La composante verticale est assez simple avec peu d'arrivées énergétiques concentrées en début de trace alors que, pour les composantes horizontales, les enregistrements présentent une succession rapide de trains d'onde qui allongent la durée du fort mouvement sismique. On peut remarquer des arrivées tardives d'énergie sur chacune des composantes horizontales entre 80 et 90 secondes. Pour la composante radiale des stations situées au Nord du réseau (PMOS, PROM) et pour la composante transversale des station situées à l'Est du réseau (RMAS, CAOE), ces arrivées ont même avoir une amplitude supérieure à celle des premières arrivées. Sur les figures 5.5 à 5.7, les stations sont rangées par ordre de distance à

l'épicentre (CAOT est la station la plus proche de l'épicentre alors que la station PROM est la plus lointaine) ce qui signifie que les arrivées indiquées par des flèches noires sur la figure 5.6, comme l'arrivée tardive présente sur la composante radiale, ne proviennent pas de l'épicentre mais d'une direction Nord. Il est intéressant de noter que ces ondes subissent un important changement de forme lorsqu'elles traversent le réseau ce qui compliquera l'estimation de leurs paramètres de propagation lors des analyses postérieures. L'onde indiquée sur la composante transversale par exemple apparaît de manière claire uniquement entre les stations du jardin Pushkín à l'Est du réseau et de la place Morelia au Nord.

Les rapports H/V ont montré la présence d'un pic d'amplification autour de 5 s de période. La représentation des traces autour de cette période (figure 5.7) confirme cette amplification avec une composante transversale de plus grande amplitude que les deux autres composantes du mouvement. Nous pouvons observer un train d'onde de longue durée, presque monochromatique, entre 70 et 100 secondes. La méthode *f-k* devrait permettre de caractériser cette onde et d'en définir la direction de propagation et la vitesse.

	Radial	Transversal	Vertical
		March WM/h/M/h-1/2000000000000000000000000000000000000	Man
ı [gals]	manuman Manual Manual Manual		MMMMMMMmmmmmm
			MWWWWWWWWWW
			MWWWWWWWWWWWW
			MMM Mannananan
		Winning with the formation of the	Marina Marina Marina
atiot			- WWW. Www.
elera			MMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMMM
Acci			
			an www.www.www.www.www.
			Manual
			in the second se

Figure 5-6: traces enregistrées lors du séisme de Colima du 22 janvier 2003 aux stations de surface de la colonia Roma filtrées autour de 3.45 s. Pour chacune des composantes, les échelles verticales sont différentes. Les flèches noires indiquent des arrivées provenant de directions de propagation différentes de la direction épicentrale.

Un autre point intéressant à étudier est l'évolution de la forme d'onde en fonction de la fréquence pour une même station. Nous illustrons nos propos avec l'exemple des enregistrements de l'une des stations du Camellón Álvaro Obregón (CAOE). Pour la composante verticale (figure 5.8), la forme d'onde à courte période semble assez simple avec une succession claire de trains d'onde impulsionnels qui tendent à former des paquets d'énergie de plus longues durée (jusqu'à 15 secondes) autour de la période de résonance (indiqués par un rectangle noir). Pour les périodes entre 4 et 5 secondes, nous observons un phénomène intéressant d'oscillation

quasi monochromatique entre 30 et 65 secondes en temps (rectangle en pointillés) qui disparaît pour les périodes supérieures en laissant la place à deux arrivées dominantes (lignes en pointillés) à 28 et 75 secondes. Il est important de noter que la partie la plus énergétique du mouvement se limite aux 80 premières secondes des enregistrements pour toutes les fréquences étudiées.

Pour la composante radiale et les périodes inférieures à 3 s, nous voyons que la majeure partie du mouvement se concentre entre 40 et 70 secondes comme l'indique le rectangle noir de la figure 5.9. Le mouvement est formé d'un long train d'onde très énergétique avec des amplitudes supérieures à 20 gals autour de la période de résonance du site. Ce train d'onde domine la totalité de l'enregistrement. Entre 3 et 5 s de période, le mouvement paraît désordonné avec une suite de courtes impulsions (indiquées par des tirets) qui se succèdent pour former une excitation du sol presque continue. Aux périodes supérieures à 5 s, le mouvement se simplifie : il est dominé par une arrivée indiquée par des pointillés à 70 secondes. Cette arrivée correspond à l'un des pics principaux de la composante verticale (c'est-à-dire probablement au mode fondamental de Rayleigh). On peut également observer des arrivées secondaires (tirets), déjà visibles à plus courte période, en début (32 s) et en fin de trace (120 s). De la même façon que pour la composante verticale, la majeure partie de l'énergie est concentrée aux temps inférieurs à 80 secondes.



Figure 5-7: traces enregistrées lors du séisme de Colima du 22 janvier 2003 aux stations de surface de la colonia Roma filtrées autour de 5.05 s. Pour chacune des composantes, les échelles verticales sont différentes.

Pour la composante transversale (figure 5.10), la durée du mouvement est beaucoup plus longue, avec des paquets d'énergie arrivant jusqu'à des temps de 130 secondes à courte période. Ceci implique que la partie finale du mouvement sismique pour ce séisme est dominé par la composante transversale, soit par des ondes de Love si nous considérons que le champ d'ondes dominant provient de l'épicentre. Pour les courtes périodes,

inférieures à 3 s, les traces filtrées présentent des caractéristiques très complexes : différentes arrivées interagissent pour former des trains d'onde très longs (jusqu'à 30 secondes de durée) indiqués par un rectangle noir et des arrivées tardives de forte amplitude pour des temps de 90 et 125 secondes. Entre 3 et 5 s de période, le champ d'ondes se simplifie et les différentes arrivées se séparent (tirets). A 5 s de période, une oscillation de longue durée apparaît à nouveau entre 50 et 100 secondes, oscillation qui correspond probablement à l'amplification observée sur le rapport spectral T/V (rectangle avec tirets). Après 6 s de période, deux impulsions dominent le mouvement autour de 35 et 72 secondes (pointillés). La première arrivée à 35 secondes arrive avant l'arrivée de forte amplitude visible sur les composantes radiale et verticale à la même période ce qui pourrait indiquer que nous soyons en présence du mode fondamental de Love plus rapide que celui de Rayleigh comme le montre le modèle structural de Campillo *et al.* (1996). La deuxième arrivée pourrait correspondre à une onde générée entre l'épicentre et le bassin de Mexico, peut-être au niveau de la frontière Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain (Chávez-García et Salazar, 2002).

Nous pouvons comparer ces observations avec les enregistrements de la station de zone de collines, CUP4, pour obtenir des indications sur le champ d'ondes incident à la zone lacustre (figure 5.11 à 5.13). Les enregistrements de la station CUP4 présentent des caractéristiques différentes de celles observées en zone lacustre avec des arrivées bien séparées (nous sommes à 600 km de la source pour ce séisme) et l'absence de ces superpositions d'ondes qui augmentent la durée des enregistrements dans la zone lacustre. Comme l'ont montré les rapports spectraux calculés auparavant, l'amplitude du mouvement sismique est assez stable pour les périodes étudiées. La grande amplification du mouvement sismique dans la zone lacustre est sans conteste un effet local dû à la présence de la couche d'argile molle. Par contraste, la durée du mouvement sismique elle, est importante à la fois dans la zone lacustre, comme nous avons pu le voir juste avant, que dans la zone de collines, où l'on observe également des arrivées tardives d'énergie d'amplitude comparable aux arrivées les plus énergétiques. Ceci est particulièrement notable sur la composante transversale (figure 5.13) avec une arrivée autour de 120 secondes en temps pour les périodes comprises entre 2.5 et 5 s. Ceci implique que la durée du fort mouvement sismique dans la zone lacustre soit due en partie à la composition du champ d'ondes incident et pas seulement à un effet local.

Aux longues périodes, nous observons une certaine ressemblance entre les enregistrements de la zone dure et ceux de la zone lacustre en raison des longueurs d'onde en jeu (de l'ordre de plusieurs kilomètres). De fait, nous observons deux arrivées pour la composante verticale (entre 20 et 40 secondes et à 70 secondes) comme dans la zone lacustre. La composante radiale présente elle aussi deux arrivées à 30 et 60 secondes, d'amplitude comparable à celles de la zone lacustre (bien que la première arrivée soit plus marquée que dans les enregistrements de la colonia Roma) et la composante transversale présente une seule arrivée de forte amplitude entre 45 et 55 secondes. La deuxième arrivée énergétique présente dans la zone lacustre n'est pas visible dans les enregistrements de cette station.

Il est difficile d'identifier les différentes ondes présentes dans le champ d'ondes à ces périodes seulement à partir de considérations qualitatives mais l'analyse temps-période des paramètres de propagation devrait permettre de distinguer entre les différents modes de propagation.



Figure 5-8: la trace supérieure montre la composante verticale de l'accélérogramme enregistrée à la station CAOE pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 5-9: la trace supérieure montre la composante radiale de l'accélérogramme enregistrée à la station CAOE pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 5-10: la trace supérieure montre la composante transversale de l'accélérogramme enregistrée à la station CAOE pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces. Les différents symboles font référence aux observations décrites dans le texte.



Figure 5-11: la trace supérieure montre la composante verticale de l'accélérogramme enregistrée à la station de la zone de collines CUP4 pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces.



Figure 5-12: la trace supérieure montre la composante radiale de l'accélérogramme enregistrée à la station de la zone de collines CUP4 pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces.



Figure 5-13: la trace supérieure montre la composante transversale de l'accélérogramme enregistrée à la station de la zone de collines CUP4 pour le séisme du 22 janvier 2003. Les traces suivantes montrent l'accélérogramme filtré autour des périodes indiquées à droite des traces.

5.1.3 Analyse spectrale f-k

5.1.3.a Résultats préliminaires

La distribution spatiale des enregistrements est bien meilleure que pour le séisme du Guerrero : les problèmes d'aliasing ont donc été moins importants lors du traitement des données. Si l'on compare la réponse impulsionnelle du réseau formé par les stations avec enregistrements pour le séisme de Colima (figure 5.14) avec celle obtenue dans le cas du séisme de Coyuca (figure 4.12), nous voyons que les pics secondaires sont très atténués ce qui élimine le risque de pics parasites dans les spectres *f-k* pour les nombres d'onde étudiés. Un test synthétique simple utilisant un signal monochromatique de type Ohnaka montre d'ailleurs que, dans cette configuration, il est possible de résoudre des longueurs d'onde allant jusqu'à 50 m, et ce, même en utilisant une fenêtre d'analyse très courte (supérieure à 5 cycles).



Figure 5-14: réponse impulsionnelle du réseau formé par les stations avec enregistrements pour le séisme de Colima du 22 janvier 2003.

La première observation que nous pouvons faire en analysant les résultats obtenus par analyse spectrale $f \cdot k$ (figures 5.17 à 5.20) est le changement de comportement sismique drastique qui s'opère de part et d'autre de la période de résonance du site aussi bien en termes de vitesse qu'en termes de direction de propagation. Pour les courtes périodes, inférieures à 2.5 s, nous avons un large éventail de vitesses apparentes avec des valeurs allant de 100-200 m/s jusqu'à plus de 3000 m/s. La distribution temps-période de ces valeurs (figure 5.15) démontre que les arrivées les plus rapides sont bien définies en temps et se concentrent en début de trace (entre 0 et 60 secondes) pour les composantes radiale et verticale. Pour la composante transversale au contraire, ces arrivées correspondent à de courtes impulsions d'une durée de 10-15 secondes réparties tout au long de la trace : vers 20 secondes, entre 80 et 90 secondes et entre 110 et 120 secondes. La composante verticale présente en outre deux arrivées rapides absentes de la composante radiale vers 90-100 secondes et 120-130 secondes. Le reste des traces est composé de trains d'onde plus lents avec des vitesses apparentes de l'ordre de quelques centaines de m/s qui coïncident avec les valeurs attendues pour la couche d'argile. Il faut garder en mémoire que, pour les courtes périodes, la limite de la grille utilisée pour le calcul des spectres *f-k* ne permet pas de résoudre correctement les vitesses de phase inférieures à 200 m/s. On peut donc penser que les valeurs

obtenues, supérieures à la vitesse du milieu, correspondent en réalité à la vitesse de l'argile, c'est-à-dire à des vitesses inférieures à 80 m/s. Il est important de noter que les incertitudes en vitesse sont généralement inférieures à ± 150 m/s pour ces périodes avec des maxima ponctuels d'incertitudes qui atteignent ± 1000 m/s pour les arrivées rapides, en particulier pour la composante verticale de plus faible amplitude. L'étude des valeurs de backazimuth en fonction de la période démontre que, pour les courtes périodes, les arrivées proviennent en majorité de l'ouest, avec des angles entre 180° et 340°. On observe aussi une arrivée secondaire ponctuelle provenant d'un angle voisin de 90° en fin de traces, c'est-à-dire pour des parties d'enregistrement peu énergétiques. Malgré la grande dispersion des valeurs de backazimuth obtenues, la direction générale est centrée autour de la direction épicentrale de 258°, ce qui semble indiquer une zone de diffraction qui provoque une déviation de la direction de propagation entre l'épicentre et le réseau, et on remarque aussi l'absence de diffracteurs importants à l'Est. La distribution temps-période de la direction de propagation permet de définir clairement un lien entre la direction de propagation et la vitesse des trains d'onde, en particulier pour les composantes radiale et verticale. Les ondes rapides dans la première partie des enregistrements proviennent de directions de propagation proches de la direction épicentre-réseau alors que la seconde partie des enregistrements, où se concentrent les arrivées les plus lentes, proviennent de direction multiples, généralement du Nord. Ceci signifie que les ondes les plus rapides font partie du champ d'ondes incident au bassin de Mexico, alors que les autres ondes ont été créées à l'intérieur du bassin en conséquence de la présence de la couche d'argile molle. Les incertitudes en backazimuth dépendent beaucoup de la fenêtre temporelle étudiée. Il est important de noter la corrélation qu'il existe entre les fortes valeurs d'incertitude en backazimuth et les fortes valeurs de vitesse comme pour le séisme de Coyuca.





Pour les périodes comprises entre 2.5 et 4 s, nous observons une zone de transition avec des valeurs de vitesse qui augmentent rapidement de 1500 m/s à 2.5 s de période à 2500 m/s à 4 s (figure 5.17). L'augmentation de vitesse est continue et similaire pour les trois composantes avec une plus grande dispersion des résultats pour la composante verticale. Les incertitudes en vitesse sont raisonnables pour les deux composantes horizontales (figure 5.18), avec des valeurs globalement inférieures à 1000 m/s. Pour ces périodes, les valeurs de backazimuth se stabilisent autour de la direction épicentrale avec une dispersion de l'ordre de $\pm 50^{\circ}$, ce qui correspond à l'ordre de grandeur des incertitudes obtenues.

Pour les plus longues périodes, entre 4 et 7.5 s, la vitesse se stabilise entre 1500 et 5000 m/s. On obtient une valeur de backazimuth centrée autour de la direction épicentrale avec un écart de l'ordre de 30° à 50° selon la composante. Nous avons vu dans le chapitre 2 que l'ouverture du réseau ne permettait pas de séparer les différents modes de propagation des ondes de surface pour ces périodes. Les valeurs d'incertitudes atteignent ±1500 m/s pour la vitesse et 90° pour le backazimuth (valeur seuil utilisée comme "limite raisonnable" lors des calculs). Avec la représentation de la largeur du pic du spectre *f-k* (prise à 90% de l'amplitude maximale du pic) dans les directions radiale et transversale (figure 5.16), nous pouvons vérifier que ces incertitudes ne sont pas dues à une augmentation de la largeur des pics spectraux *f-k* mais bien au procédé de calcul des incertitudes comme nous l'avons montré dans le paragraphe 4.3.3.b. Les tests synthétiques cités dans le chapitre 4.3.3 ont d'ailleurs montré que, malgré les incertitudes calculées, les résultats obtenus en termes de backazimuth étaient fiables mais que la méthode tendait à surestimer les valeurs de vitesse pour les longues périodes et les signaux de longue durée.



Figure 5-16: distribution temps-période de la largeur du pic f-k dans les directions radiale (à gauche) et transversale (à droite).



Figure 5-17: valeurs de vitesse apparente en fonction de la période obtenues à partir de l'analyse *fk* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres temporelles différentes.



Figure 5-18: distribution temps-période des valeurs de vitesse apparente (colonne de gauche) et des incertitudes correspondantes (colonne de droite) obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003.



Figure 5-19: valeurs de backazimuth en fonction de la période obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres temporelles différentes.



Figure 5-20 : distribution temps-période des valeurs de backazimuth (colonne de gauche) et des incertitudes correspondantes (colonne de droite) obtenues à partir de l'analyse *f-k* des trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003.

5.1.3.b Résultats après filtrage en énergie

Comme pour le séisme de Coyuca, nous avons filtré les résultats précédents en fonction de l'énergie présente dans chaque fenêtre d'analyse (figure 5.21). Les résultats sont présentés dans la figure 5.22.



Figure 5-21: distribution temps-période de la valeur d'énergie par fenêtre d'analyse E(t,f) pour les trois composantes du séisme de Colima du 22/01/2003.

A courte période, nous voyons, avec l'élimination des fenêtres au faible contenu énergétique, que les arrivées restantes proviennent exclusivement de la direction épicentrale. Cette sélection élimine aussi bien les vitesses très élevées que les arrivées provenant de directions de propagation multiples. Cela signifie que, contrairement à ce qui se passe pour le séisme de Coyuca, les arrivées les plus énergétiques proviennent de la direction épicentrale avec des vitesses apparentes comprises entre 500 et 1500 m/s. Les arrivées provenant d'autres directions de propagation ne contribuent donc pas de façon importante (en termes d'énergie) au champ d'ondes dans la zone lacustre mais correspondent aux parties finales des enregistrements, c'est-à-dire à la partie du champ d'ondes responsable de la longue durée du mouvement sismique.

Pour les périodes supérieures à la période de résonance du site, l'augmentation rapide des valeurs de vitesse est très nette et la courbe moyenne correspond bien à la courbe de dispersion attendue pour les modes fondamentaux des ondes de surface (figure 2.30). Toutes ces ondes proviennent de la direction épicentrale avec un écart autour de cette direction de l'ordre de $\pm 20^{\circ}$ pour la composante radiale, de $\pm 30^{\circ}$ pour la transversale et de $\pm 50^{\circ}$ pour la verticale. Ces résultats confirment la domination des modes fondamentaux de propagation provenant de l'épicentre pour les longues périodes et contredisent en partie les conclusions de Shapiro *et al.* (2001) selon lesquelles le mouvement sismique est dominé par les modes supérieurs d'ondes de surface.



Figure 5-22: résultats *f-k* obtenus après le filtrage en énergie réalisé sur les fenêtres d'analyse.

5.2 Traitement des données de puits

5.2.1 Rapports spectraux

La figure 5.23 montre les rapports spectraux entre la station de puits considérée et la station de référence RMC2 pour la composante radiale. Pour ce séisme comme pour le séisme de Coyuca, ces rapports montrent la diminution avec la profondeur du pic d'amplification à 2 s lié aux effets de site 1D. Nous observons des amplitudes très semblables pour les rapports spectraux calculés à des profondeurs supérieures à 45 m dans la zone lacustre (EJP2, PMOP, PRJP) et le rapport spectral calculé à la station CUP4, dans la zone de collines. Les rapports H/V, représentés sur la figure 5.24, montrent de nouveau un pic important à 0.2 Hz. Cette amplification ne dépend pas du séisme et paraît bien être liée à un phénomène régional au niveau du bassin. Ce pic est aussi présent à la station CUP4 située en zone de collines, bien qu'avec une amplitude plus faible.



Figure 5-23: rapports spectraux entre les stations de puits de la colonia Roma et la station de référence RMC2 (à 102 m de profondeur, sous la couche d'argile).



Figure 5-24: rapports spectraux H/V calculés à partir des stations de puits de la zone lacustre. Apparaissent comme référence les résultats obtenus à l'une des stations de surface de la zone lacustre (PCJR) et de la zone de collines (CUP4).
5.2.2 Formes d'onde

L'étude des formes d'onde en fonction de la période et de la profondeur, illustré par les figures 5.25 à 5.27, démontre une fois de plus l'importance de la résonance du site aux courtes périodes, inférieures à 2 s. Ce phénomène se traduit par une grande différence entre les enregistrements de champ libre et les enregistrements de puits, tant dans la couche d'argile (figure 5.25) que sous cette même couche à 102 m de profondeur (figure 5.26). Les enregistrements filtrés montrent que les arrivées énergétiques ont lieu avant sur les enregistrements en profondeur par rapport aux enregistrements en surface, ce qui appuie l'hypothèse d'une propagation verticale. Il est difficile de suivre des trains d'onde communs entre les stations pour ces périodes mais nous pouvons observer l'énorme amplification du mouvement horizontal en surface. Pour la station située sur la place Río de Janeiro par exemple (figure 5.25), le facteur d'amplification entre la base de la couche d'argile à 50 m de profondeur et la surface atteint une valeur de 13. L'enregistrement de la station de puits située à 102 m sous la station de surface Roma C (figure 5.26) est particulièrement intéressant puisqu'il montre que, même sous la couche d'argile, le mouvement sismique n'est pas fondamentalement différent (sauf quant à son amplitude) du mouvement observé dans la couche d'argile. Il se caractérise par une arrivée primaire de forte amplitude suivie par des trains d'onde de moindre énergie mais qui contribuent de façon importante à la longue durée du mouvement sismique. Ceci implique que les ondes responsables de la longue durée du fort mouvement sismique dans la zone lacustre sont également présentes dans le champ d'ondes incident à cette zone et que la résonance dans la couche d'argile ne fait qu'amplifier le mouvement sismique fort dans la zone lacustre aux périodes inférieures à la période de résonance sans expliquer pour autant la longue durée des enregistrements.



Figure 5-25: traces filtrées autour de 1.95 s de période pour le séisme de Colima du 22 janvier 2003 et pour les deux stations de la place Río de Janeiro en surface (PRJS) et à 50 m de profondeur (PRJP) pour les trois composantes. Les échelles verticales de chaque trace sont différentes.



Figure 5-26: traces filtrées autour de 1.95 s de période pour le séisme de Colima du 22 janvier 2003 et pour les trois stations de la Roma C en surface (RMCS), à 30 m de profondeur (RMC1) et à 102 m de profondeur (RMC2) pour les trois composantes. Les échelles verticales de chaque trace sont différentes.



Figure 5-27: traces filtrées autour de 3.45 s de période pour le séisme de Colima du 22 janvier 2003 et pour les trois stations de la Roma C en surface (RMCS), à 30 m de profondeur (RMC1) et à 102 m de profondeur (RMC2) pour les trois composantes. Les échelles verticales de chaque trace sont différentes.

Aux longues périodes, supérieures à la période de résonance du site (figure 5.27), le mouvement sismique est très semblable en surface et en puits, tant en forme qu'en amplitude, et les délais en temps entre les stations d'un même réseau vertical sont minimes. Ceci indique une propagation plutôt horizontale représentative des ondes de surface. Nous observons néanmoins la complexité du champ d'ondes caractérisé

par une succession rapide de trains d'onde différents mais d'amplitude similaire qui confirme que la longue durée du mouvement sismique ne soit pas due à des effets de site très locaux mais bien aux propriétés du champ d'ondes incident qui vient exciter la zone de terrain mou.

5.2.3 Corrélation

5.2.3.a Résultats pour le réseau vertical de la station RMCS

Malgré la meilleure qualité de nos enregistrements pour ce séisme, les résultats obtenus par corrélation des traces du réseau vertical de la station RMCS sont très similaires à ceux obtenus pour le séisme de Coyuca. Nous ne les avons donc pas présentés ici.

5.2.3.b Résultats pour le réseau 3D (stations de surface + stations de puits)

Nous avons appliqué la méthode de corrélation au réseau 3D composé de l'ensemble des stations de puits et de surface correspondantes pour les enregistrements su séisme de Colima du 22/01/2003. Nous avons vérifié dans un premier temps la valeur du coefficient d'intercorrélation moyen obtenu pour ce séisme (figure 5.28). Entre 1.5 et 3 s de période, la valeur de ce coefficient est compris entre 0.5 et 0.6 alors que, pour les périodes supérieures, les enregistrements des différentes stations sont beaucoup cohérents avec des coefficients supérieurs à 0.8. Ceci confirme l'analyse visuelle des traces réalisée dans les paragraphes antérieurs et permet de se fier aux résultats obtenus.



Figure 5-28: coefficient d'intercorrélation moyen obtenu pour la composante radiale des enregistrements du réseau 3D formé par les stations de puits et de surface correspondantes pour le séisme du 22/01/2003.

Je présente ici les résultats obtenus pour les trois composantes afin de les comparer et d'en tester la cohérence. Les résultats en lenteur (figure 5.29) montrent deux bandes de période avec des comportements distincts. Pour les périodes inférieures à 3.5 s, nous avons des lenteurs élevées (jusqu'à 0.035 s/m) avec une dispersion des valeurs obtenues plus importante pour la composante verticale. Ces valeurs correspondent majoritairement à des vitesses de phase comprises entre 20 et 1000 m/s (figure 5.30). Pour ces périodes, les

directions de propagation se dispersent de 0° à 360° ce qui confirme la présence d'arrivées provenant de directions multiples. Contrairement à ce que l'on a pu voir lors de l'analyse *f-k* en surface, il est néanmoins impossible de mettre en valeur un comportement cohérent sauf pour la composante verticale qui semble présenter des directions de propagation préférentielles au SSE (entre 150° et 200°) et au nord (de 0° à 50° et de 300° à 360°). Il faut se rappeler que la distance moyenne entre les stations de ce réseau 3D est supérieure à l'espacement moyen du réseau de surface utilisé lors de l'analyse *f-k*. Par conséquent, la méthode utilisée dans ce paragraphe a une résolution inférieure à la méthode *f-k* appliquée en surface, ce qui affecte en particulier les résultats obtenus pour les longueurs d'onde courtes, c'est-à-dire pour les courtes périodes : cela peut expliquer les différences entre les résultats des deux méthodes. On peut aussi remarquer que le changement dans les paramètres de propagation ne semble pas se faire exactement à la période de résonance du site mais plutôt à 3-3.5 s mais les résultats ne sont pas suffisamment précis pour que cela puisse être interprété comme une caractéristique du champ d'ondes (il pourrait aussi s'agir d'un artefact de la méthode).



Figure 5-29: valeurs de lenteur en fonction de la période obtenues par intercorrélation appliquée au réseau 3D pour les trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres temporelles différentes.



Figure 5-30: valeurs de vitesse de phase en fonction de la période obtenues par intercorrélation appliquée au réseau 3D pour les trois composantes des enregistrements de surface du séisme du 22/01/2003. Pour chaque période, les différents carrés correspondent à des fenêtres temporelles différentes.



Figure 5-31: distribution temps-période des valeurs de backazimuth (colonne de gauche) et valeurs de backazimuth en fonction de la période (colonne de droite) obtenues par corrélation appliquée au réseau 3D pour les trois composantes du séisme du 22/01/2003.

Pour les périodes supérieures à 3.5 s, la valeur de lenteur diminue de manière importante pour les deux composantes horizontales, ce qui implique une augmentation des valeurs de vitesse de phase. Le calcul de la vitesse de phase à partir de la lenteur ne semble pas fiable puisque les valeurs de vitesse obtenues sont très

inférieures (de l'ordre de 500 m/s) aux valeurs attendues à partir du modèle structural de référence (figure 2.30) ou de celui de Campillo et al. (1996, figure 2.2). Ce problème vient de la faible extension du réseau dans la direction verticale (extension de seulement 102 m) qui détériore considérablement la résolution de la composante verticale de la lenteur pour les grandes longueurs d'onde. Sachant que les résultats obtenus avec le réseau vertical RMC indique que, aux périodes supérieures à 3 s, la propagation est horizontale, nous avons donc calculé la vitesse de phase à partir de la lenteur horizontale. Les résultats sont présentés sur la figure 5.32. Nous avons représenté la valeur de vitesse de phase en fonction de la période et avons indiqué le backazimuth correspondant par une couleur. Nous pouvons voir une augmentation nette de la vitesse pour les trois composantes avec des valeurs qui atteignent 2500 m/s pour les composantes horizontales et 3000 m/s pour la verticale. Ces valeurs correspondent à des directions de propagation proches de la direction épicentrale avec une légère rotation vers le sud pour la composante radiale et les périodes supérieures à 5 s. Elles correspondent aux modes fondamentaux des ondes de surface générées au niveau de l'épicentre. Pour la composante transversale, les valeurs de vitesse semblent se scinder en deux groupes distincts (entre 1000 et 2000 m/s pour le premier et entre 1500 et 2500 m/s pour le deuxième) avec des directions de propagation proches de la direction épicentre-réseau : cela pourrait indiquer la présence de deux modes de propagation d'ondes de surface, bien que les valeurs de vitesse obtenues soient un peu faibles en comparaison des modèles structuraux décrits dans le chapitre 2. Pour les deux autres composantes, nous pouvons séparer les résultats en un groupe rapide sur les composantes verticale et radiale (visible jusqu'à 5 s de période) provenant de l'épicentre (couleur orangé) et un groupe lent (avec des vitesses de 1500 m/s) visible à périodes supérieures à 5 s sur la composante radiale avec un backazimuth de 200° (couleur verte).

Nous voyons également, sur les trois composantes, des valeurs de vitesse très faibles (500 m/s) provenant du Nord. Ces valeurs correspondent en général aux débuts et fins de traces pour les composantes horizontales (temps supérieurs à 100 secondes pour la transversale ; et temps compris entre 0 et 60 secondes et supérieurs à 100 secondes pour la radiale), et à des temps intermédiaires entre 40 et 100 secondes pour la composante verticale. Pour vérifier l'existence de telles ondes, nous avons réalisé tout d'abord un contrôle visuel des enregistrements de puits filtrés comme nous l'avions fait en surface sur la figure 5.6 par exemple. L'analyse visuelle des enregistrements obtenus en puits ne permet pas de reconnaître ce type d'onde pour les périodes supérieures à 5 s : nous avons donc considéré que ces résultats étaient dus à un artefact de la méthode provoqué par la forme allongée des signaux et par leur faible amplitude. J'ai ensuite appliqué la méthode f-kconventionnelle aux enregistrements de puits. Les résultats en backazimuth (figure 5.33) démontrent la présence d'arrivées provenant du Nord mais ces arrivées représentent seulement une partie minime du champ d'ondes total. Il s'agit en outre d'impulsions de courte durée et non de longs trains d'onde complets comme semblait le suggérer la méthode de corrélation. L'erreur d'estimation de la méthode de corrélation vient probablement du peu d'énergie présente dans la composante verticale. Ces résultats, combinés aux résultats de l'analyse visuelle et de la méthode f-k appliquée aux enregistrements de surface, montrent que, pour les périodes supérieures à la période de résonance du site, il existe bien des ondes secondaires générées localement, très lentes, provenant du Nord, mais il s'agit d'arrivées ponctuelles et elles ne dominent en aucun cas le champ d'onde total. Ces ondes sont seulement visibles aux stations situées à l'Est et au Nord du réseau, ce qui explique la difficulté d'estimation et d'interprétation de leurs paramètres.



Figure 5-32: distribution en fonction de la période des valeurs de vitesse de phase horizontale obtenues par corrélation appliqué au réseau 3D pour le séisme du 22/01/2003. La couleur indique la valeur de backazimuth (échelle de couleur à droite).



Figure 5-33: distribution temps-période des valeurs de backazimuth obtenues par la méthode *f-k* conventionnelle appliquée aux données de puits pour la composante verticale du séisme du 22/01/2003.

De façon générale, la méthode de corrélation est moins précise et moins stable que la méthode *f-k* utilisée en surface, en raison en particulier du plus grand espacement entre les enregistrements considérés. Néanmoins, elle permet de confirmer certains des résultats obtenus en surface : pour les périodes inférieures à la période de résonance du site, les enregistrements contiennent des arrivées lentes et rapides provenant de multiples directions avec une propagation à forte composante verticale alors que, pour les longues périodes, on a une propagation horizontale avec des arrivées provenant de la direction épicentrale caractérisées par des vitesses correspondant au mode fondamental des ondes de Rayleigh et Love généré au niveau de l'épicentre. La dispersion des valeurs de vitesse de phase obtenues et la présence de deux groupes d'ondes distincts avec des directions de propagation : le mode fondamental qui domine le mouvement et probablement le premier mode supérieur des ondes de Love et de Rayleigh. Entre 2.5 et 5 s de période, on observe également des ondes lentes provenant du Nord et générées localement dans la zone lacustre.

5.3 Analyse de polarisation

5.3.1.a Résultats dans la zone lacustre

A courte période et pour les stations de surface (figure 5.34, à gauche), le première partie de la trace (jusqu'à 60 s) est composée d'ondes caractérisées par une polarisation elliptique horizontale et une direction de polarisation différente de la direction épicentrale (avec une grande dispersion des valeurs puisque les angles varient rapidement de 0° à $\pm 90^{\circ}$ sans cohérence apparente entre les stations). En puits (figure 5.34, à droite), la polarisation devient essentiellement verticale (avec des épisodes horizontaux de courte durée) avec des directions très variables. En surface, le mouvement est perturbé par la résonance locale. Les composantes horizontales subissent une forte amplification entre le puits et la surface ce qui tend à transformer la polarisation verticale des stations de puits en une polarisation horizontale et quasiment linéaire en surface. La variabilité des valeurs de pendage et de direction de polarisation aux courtes périodes indique la présence

d'ondes de type différent et explique la difficulté de caractériser le champ d'ondes à ces périodes. Si nous considérons les enregistrements de puits comme de bons indicateurs du champ d'ondes incident à la zone lacustre, nous voyons une première partie de la trace (entre 0 et 50 s) dominée par une polarisation à pendage vertical et directions variées (probablement des ondes de Rayleigh) suivies par une polarisation horizontale-radiale (entre 50 et 75 s) puis verticale (entre 75 et 100 s). Nous sommes probablement en présence d'ondes de Rayleigh qui dominent la première partie des enregistrements puis nous avons une superposition d'ondes de Rayleigh et de Love pour le reste des traces. La polarisation est elliptique ce qui indique que le champ d'ondes est dominé par des ondes de surface.



Figure 5-34: polarisation des ondes à la station de surface (à gauche) et de puits (à droite) de la place Río de Janeiro pour les traces filtrées autour de 1.95 s.

A mesure que nous avançons vers les longues périodes, la polarisation tend à se simplifier. Pour les périodes intermédiaires inférieures à 4 s (figure 5.35), nous observons une première arrivée énergétique entre 30 et 50 secondes caractérisée par une polarisation transversale à pendage oblique en surface (avec un pendage de l'ordre de 40° à 60°) et presque vertical en puits à 50 m de profondeur, ce qui correspond probablement à une onde de Rayleigh. La deuxième partie de l'enregistrement se caractérise par une polarisation hybride, avec un pendage presque horizontal et une direction de l'ordre de 50° par rapport à la direction épicentrale. Ceci indique probablement une superposition d'ondes de surface ou une zone de transition entre deux types de propagation distincts comme le suggèrent les résultats de l'analyse spectrale *f-k* et de la corrélation.

Pour les longues périodes, supérieures à 4 s (figure 5.36), la polarisation est beaucoup plus homogène dans l'espace puisque nous travaillons avec des longueurs d'onde supérieures : il n'y a plus de différence notable entre les stations de surface et de puits. Les ondes qui dominent le mouvement sismique se caractérisent par une polarisation horizontale et transversale, ce qui correspond à des ondes de Love.



Figure 5-35: polarisation des ondes à la station de surface (à gauche) et de puits (à droite) de la place Río de Janeiro pour les traces filtrées autour de 3.45 s.



Figure 5-36: polarisation des ondes à la station de puits de la place Río de Janeiro pour les traces filtrées autour de 5.05 s.

5.3.1.b Résultats dans la zone de collines (station CUP4)

A courte période (figure 5.37, à gauche), nous observons une grande variabilité des résultats. Les 20 premières secondes se caractérisent par une polarisation linéaire de type verticale et radiale qui correspond probablement à des ondes L_g provenant de l'épicentre comme l'ont suggéré Barker *et al.* (1996). Entre 30 et 65 secondes (soit la partie la plus énergétique des traces), la polarisation devient elliptique, radiale et tend à être verticale ce qui indique que les ondes de Rayleigh dominent. Après 65 secondes, la polarisation devient transversale avec un pendage très variable, ce qui implique une superposition d'ondes de Love et de Rayleigh.

Pour les longues périodes (figure 5.37, à droite), la première partie des enregistrements (entre 20 et 40 secondes) est dominée par des ondes de polarisation horizontale (pendage de 30°), radiale et presque linéaire. Il s'agit probablement d'une onde de Rayleigh avec une forte composante horizontale. A partir de 40 secondes, la direction de polarisation devient quasiment transversale (azimut à 60°) avec un pendage vertical entre 60 et 90 secondes. Cette tendance s'accentue au fur et à mesure que la période augmente pour atteindre une polarisation horizontale et transversale sur la totalité de l'enregistrement (figure 5.38). Comme pour le séisme de Coyuca,

nous avons à nouveau un changement de polarisation entre la zone de collines et la zone lacustre à longue période. Ceci montre que la polarisation ne se conserve pas durant le trajet et est fortement influencée par le type de milieu traversé (Mooney et Bolt, 1966). La polarisation n'est donc pas un bon outil de reconnaissance pour suivre des trains d'onde dans différents milieux. Néanmoins, nous pouvons conclure de cette analyse de polarisation que le champ d'ondes incident à la zone lacustre de Mexico est dominé dans sa première partie par des ondes de Rayleigh alors que la deuxième partie des enregistrements consiste en une superposition d'ondes de surface difficiles à séparer.

La domination des ondes de Love observée dans la zone lacustre aux longues périodes est liée en partie à l'amplification observée à 5 s sur les rapports spectraux H/V, amplification causée par un effet régional, probablement à l'échelle du bassin. Mais cette domination est aussi due à la présence d'ondes de Love secondaires générées à l'intérieur du bassin (la comparaison des enregistrements de la zone lacustre et de la zone de collines a montré que le champ d'ondes dans la zone lacustre était plus complexe que dans la zone de collines, même pour les longues périodes), ce qui peut expliquer les différences de polarisation observées entre les deux zones géotechniques.



Figure 5-37: polarisation des ondes à la station CUP4 située en zone de collines pour les traces filtrées autour de 1.95 s (à gauche) et de 5.05 s (à droite).



Figure 5-38: polarisation des ondes à la station CUP4 située en zone de collines pour les traces filtrées autour de 10 s.

5.4 Discussion

La comparaison entre les résultats obtenus pour le séisme de Coyuca et ceux obtenus pour le séisme de Colima nous donne des informations importantes quant au champ d'ondes résultant de séismes différents (et donc d'excitations différentes). Les comportements observés pour ces deux séismes sont très similaires, en particulier pour les longues périodes, et les caractéristiques du mouvement sismique enregistré dans la zone lacustre sont fortement influencées par la présence de la couche d'argile molle superficielle de 40 m d'épaisseur, couche responsable de la résonance du site à une période de 2 s. Cette résonance se traduit par une amplification importante du mouvement sismique dans la couche superficielle d'argile molle, phénomène bien visible sur les rapports spectraux entre les stations de surface et la station de puits située à 102 m de profondeur sous la couche d'argile. L'amplification est maximale à la surface de la couche et correspond bien aux effets 1D décrits par Seed et al. (1998). Des études récentes (Chávez-García et al., 1999; Cornou et Bard, 2003) ont cependant montré qu'il pouvait exister des effets de résonance 2D ou 3D qui altèrent les rapports spectraux. Pour étudier cette possibilité, nous avons calculé les spectres H/V à partir des données de tremblement de terre pour toutes les stations et nous avons montré la présence d'une amplification du mouvement sismique à 0.2 Hz (5 s). Cette amplification s'observe pour les deux séismes étudiés et pour toutes les stations de surface et de puits de la zone lacustre. Elle est maximale dans la direction transversale à la direction épicentre-réseau ce qui implique un champ d'ondes anisotrope, caractéristique confirmée par la domination, à ces périodes, des ondes de Love comme le montre l'analyse de polarisation. Dans la zone de collines, cette amplification existe aussi, bien qu'en moindre proportion, ce qui suggère un effet régional observable dans tout le bassin de Mexico. Il pourrait aussi bien venir d'un effet de source que d'un effet de trajet. Contrairement à ce qui se passe dans la zone lacustre, l'analyse de polarisation réalisée pour la station CUP4 ne montre pas une domination des ondes de Love à 0.2 Hz. Ceci pourrait s'expliquer par la présence d'ondes de Love secondaires générées localement dans la zone lacustre : ces ondes pourraient alors s'ajouter au champ d'ondes incident principal, constitué d'une superposition d'ondes de surface de Rayleigh et de Love, et induire une domination des ondes de Love dans la zone lacustre. Ceci implique que les ondes de Love secondaires se génèrent de façon plus efficace que les ondes de Rayleigh comme l'ont suggéré Hatayama et Fujiwara (1998) avec la modélisation numérique 3D d'un bassin sédimentaire soumis à une excitation de type SH ou SV.

L'analyse temps-période des caractéristiques de propagation du champ d'ondes dominant permet de définir trois bandes de périodes distincts : les périodes supérieures à 4 s avec des caractéristiques de propagation très cohérentes gouvernées par la structure profonde du bassin, les périodes comprises entre 2.5 et 4 s qui représentent une bande de période de transition, et les périodes inférieures à 2.5 s avec des caractéristiques de propagation gouvernées par la couche d'argile superficielle. Pour les périodes supérieures à 4 s, nous sommes dans la bande de périodes la plus simple. Les vitesses de phase sont stables avec une moyenne comprise entre 2000 m/s et 4000 m/s, en accord avec le modèle structural de Campillo *et al.* (1996). Bien que la géométrie du réseau ne permette pas de sépare les différents modes de propagation à ces périodes, la dispersion des valeurs, la présence de plusieurs arrivées dans les traces filtrées et la séparation des résultats d'intercorrélation en plusieurs groupes de vitesse et backazimuth cohérents font penser que nous avons au

moins deux modes présents (probablement le mode fondamental et le premier mode supérieur). Tous les trains d'onde proviennent de la direction épicentre-réseau avec une dispersion des valeurs autour de la direction épicentrale inférieure à 30°. L'analyse temps-période des valeurs de backazimuth montre la grande cohérence de ces trains d'onde et démontre que la dispersion des valeurs de backazimuth n'est pas due à des problèmes numériques mais bien à des propagations distinctes. A ces périodes, le champ d'ondes est dominé par des longueurs d'onde de plusieurs kilomètres (plus de 10 km) guidées par la structure crustale profonde et n'est pas affecté par la présence de la couche d'argile molle dans la zone lacustre. De fait, Furumura et Kennett (1998) ont montré l'importance de la structure crustale entre la zone de subduction et la vallée de Mexico pour le champ d'ondes incident. Les observations réalisées s'expliquent probablement par la présence d'ondes de surface générées entre l'épicentre et le bassin de Mexico au niveau de la frontière Sud de l'Axe Volcanique comme cela fut suggéré par Chávez-García et Salazar (2002) et Cárdenas et Chávez-García (2003). Nous pouvons imaginer, en effet, une séparation des modes fondamentaux de Rayleigh et Love provenant de l'épicentre en plusieurs modes de propagation consécutivement au changement brusque de structure à la frontière de l'Axe Volcanique. Les résultats obtenus dans ce travail ne permettent pas de définir la zone de diffraction mais ils appuient les observations réalisées dans la zone de collines par Barker et al. (1996) et les résultats obtenus par Chávez-García et Salazar (2002) dans la zone lacustre. On observe en outre dans l'analyse f-k du séisme de Coyuca et l'analyse d'intercorrélation du séisme de Colima une rotation de backazimuth vers le Sud pour les deux composantes horizontales. Cette rotation n'a pas été observée ni dans l'analyse f-k du séisme de Colima ni dans les résultats obtenus en zone de collines avec le séisme de Guerrero du 05/05/1994 étudié par Barker et al. (1996). Les résultats obtenus par l'algorithme MUSIC pour les enregistrements de ce séisme du 05/05/1994 filtrés entre 5 s et 10 s (figure 5.39) montrent que les valeurs de backazimuth obtenues en fonction du temps sont très stables sans trace de rotation vers le Sud. Cependant, pour des événements provenant d'azimuts différents comme le séisme de Puebla du 06/05/1994, Barker et al. (1996) ont observé une rotation de backazimuth vers le sud (170°) en fin d'enregistrement entre 2.5 et 5.0 s de période. Il s'avère donc difficile de conclure quant à l'existence de cette rotation de backazimuth dans le cas des deux séismes enregistrés par notre réseau de faible ouverture dans la colonia Roma. Il est également important de se rappeler que nous parlons de longueurs d'onde de plus de 10 km pour une ouverture du réseau de 1 km : l'ouverture du réseau n'est donc pas suffisamment grande pour permettre une estimation précise de la direction de propagation de l'onde dominante comme l'indiquent les valeurs d'incertitude en angle obtenues pour ces périodes. La rotation observée pourrait être aussi bien un artefact de la méthode d'analyse qu'une diffraction des ondes durant le trajet entre l'épicentre et Mexico, probablement au niveau de l'Axe Volcanique Transmexicain. Pour les périodes supérieures à 4 s, le champ d'ondes est constitué d'une superposition d'ondes de Love et de Rayleigh avec une domination claire des ondes de Love autour de 0.2 Hz. Contrairement à ce qu'a fait Cornou (2003b), il est presque impossible de séparer et de quantifier la partie Rayleigh/Love des enregistrements. Néanmoins, les ondes de Rayleigh semblent dominer les débuts de trace (les premières 50 secondes) alors que les ondes de Love dominent les fins de trace. Le phénomène d'amplification et de directivité du champ d'ondes observé à 5 s de période est intéressant puisqu'il correspond à des trains d'onde très longs dans la composante transversale, presque monochromatiques (figure 5.7), qui pourraient expliquer en partie la longue durée du mouvement sismique pour ces périodes et augmenter les risques de dommages structuraux pendant un fort tremblement de terre.



Figure 5-39: résultats de vitesse apparente (en haut) et de backazimuth (en bas) obtenus pour le séisme de Guerrero du 05/05/1994 enregistré dans le jardin botanique de la UNAM (Barker *et al.*, 1996) pour la composante transversale. Ces données furent traitées avec la méthode MUSIC à partir des données filtrées entre 5 et 10 s de période.

Un autre point intéressant, observable entre 2.5 et 5 s, est la présence de trains d'onde lents avec des vitesses qui atteignent à peine 500 m/s dans les résultats de corrélation obtenus pour les deux séismes et les résultats f-k obtenus pour le séisme de Coyuca. Ces arrivées se caractérisent par des changements de forme importants entre les stations ce qui complique considérablement l'estimation de leurs paramètres de propagation, et par voie de conséquence, leur interprétation. La majeure partie de ces ondes se concentrent en début et fin de trace, c'est-à-dire dans les parties les moins énergétiques des enregistrements mais l'étude visuelle des traces filtrées (figures 4.23 et 5.6) démontre qu'il existe également des arrivées lentes, de courte durée, et de forte amplitude, provenant généralement du nord dans le cas du séisme de Colima. Pour le séisme de Coyuca, la direction de propagation de ces ondes n'a pas pu être déterminée avec certitude mais les deux directions possibles sont une direction Sud (203°) correspondant à la direction épicentre-réseau et une direction Nord semblable au cas du séisme de Colima. Dans une étude antérieure, Chávez-García et al. (1995) ont trouvé des ondes de Love lentes similaires (320-360 m/s et 750 m/s) à 3.5 s de période dans les enregistrements du séisme de Michoacán de 1985 mais ils n'ont pas cherché à expliquer l'origine de ces ondes. Il existe plusieurs explications possibles à ces ondes lentes dans la littérature. Une première explication pourrait venir de la forte hétérogénéité latérale de vitesse produite par la présence du bassin sédimentaire : en bordure de bassin, le champ d'onde incident peut exciter des ondes de surface secondaires dont l'énergie reste piégée à l'intérieur du bassin. Hatayama et Fujiwara (1998) ont calculé, à partir d'un modèle numérique 3D, les conditions de formation de telles ondes de surface secondaires dans le cas d'une incidence de type SH ou SV et ils ont montré que les ondes de Love se généraient de façon plus efficace que les ondes de Rayleigh. Néanmoins, l'étude menée par Chávez-García et Bard (1994) à l'aide de modèles numériques 2D semble montrer qu'une telle explication n'était pas valide dans le cas de Mexico en raison de la forte atténuation des ondes de surface. Ce

résultat, initialement obtenu pour la période de résonance du site (de l'ordre de 2-2.5 s) serait néanmoins à valider pour la bande de périodes considérée ici. Une autre explication à la présence de telles ondes lentes consiste à considérer le couplage de modes de propagation particuliers en raison du contraste énorme qu'il existe entre la vitesse des ondes P et celle des ondes S dans la couche d'argile molle superficielle. Lomnitz (1999, 2002) a évoqué la possibilité de formation d'un couplage entre une onde P évanescente et une onde de Rayleigh au niveau de l'interface entre la couche d'argile molle et les sédiments profonds. Cette phase, appelée phase "PR" et similaire à la phase d'Airy, se caractérise par une forme monochromatique, de longue durée, ne présente pas de dispersion importante et apparaît quand la vitesse des ondes P dans la couche superficielle est supérieure à la vitesse des ondes S dans la couche inférieure, cas qui correspond tout à fait à la zone lacustre de Mexico. Cependant, les longueurs d'onde des arrivées analysées ici sont de l'ordre du kilomètre, c'est-à-dire très supérieures à l'épaisseur de la couche d'argile : la phase PR ne peut donc pas expliquer le phénomène observé pour ces périodes. La troisième explication possible s'appuie sur les travaux de Chávez-García et Bard (1994). Ces auteurs ont montré, toujours pour la période de résonance du bassin (2-2.5 s) et à partir de modèles numériques 2D, que les irrégularités de l'interface de la couche d'argile pouvaient produire des ondes de Rayleigh lentes (avec une vitesse de groupe de l'ordre de 20 m/s), très localisées, observables pour les stations voisines de l'hétérogénéité considérée, sans être responsables pour autant de la longue durée du mouvement sismique. De la même façon que pour la formation des phases PR, les longueurs d'onde en jeu dans notre bande de périodes considérée (entre 2.5 et 5 s) ne coïncident pas avec cette explication mais nous pouvons supposer que le même type de phénomène peut avoir lieu dans des couches plus profondes du bassin avec des hétérogénéités ou des irrégularités d'échelle kilométrique. Quel que soit le phénomène physique qui génère ces ondes lentes, nous pouvons voir que ce sont des trains d'onde courts et apparemment limités à une zone restreinte. Ils ne sont en aucun cas responsables de la longue durée du mouvement fort et du caractère destructif du mouvement sismique.

La bande de périodes comprise entre 2.5 et 4 s correspond à une bande de transition. La vitesse de phase augmente rapidement de 500 m/s jusqu'à 2000-4000 m/s et les directions de propagation se concentrent autour de la direction épicentrale avec une dispersion qui peut atteindre $\pm 50^{\circ}$. Comme pour la bande de périodes antérieure, nous avons une succession cohérente d'ondes provenant de directions proches de la direction épicentre-réseau et la présence d'arrivées énergétiques lentes provenant généralement du Nord. L'augmentation de vitesse observée correspond bien aux courbes de dispersion des différents modèles structuraux présentés dans le chapitre 2. Le champ d'ondes est dominé, en début de trace, par les ondes de Rayleigh, et, en fin de trace, par des ondes de Love qui semblent jouer un rôle déterminant dans la durée du mouvement sismique pour les longues périodes.

Pour les périodes inférieures à 2.5 s, le champ d'ondes devient très compliqué. La résonance provoquée par la couche superficielle d'argile molle saturée en eau entre en jeu. Les enregistrements consistent en une superposition complexe d'ondes peu cohérentes entre les stations qui indiquent des effets très locaux dus par exemple à des hétérogénéités de petite échelle dans la couche (épaisseur variable, forme irrégulière, variations

de vitesse) ou à des effets liés à des interactions sol-structure (Wirgin et Bard, 1996). Nous obtenons à la fois des vitesses très lentes, inférieures à 200 m/s, qui coïncident avec les valeurs de vitesse de phase attendues pour les modes fondamentaux d'ondes de surface et pour les ondes S dans la couche d'argile, et des vitesses plus rapides, allant jusqu'à 1500 m/s. L'analyse de polarisation indique que le mouvement sismique est totalement polarisé (c'est-à-dire que le mouvement sismique est dominé par une seule polarisation) avec une polarisation maximale de type elliptique, caractéristique des ondes de surface. Ces paramètres semblent indiquer que les ondes rapides obtenues à courtes périodes sont en fait des modes supérieurs d'ondes de surface qui se superposent aux ondes piégées dans la couche d'argile. La majorité des ondes proviennent de la moitié Ouest pour les deux séismes. Pour le séisme de Coyuca, nous avons deux zones de diffraction préférentielles : une zone SSE entre 100° et 200° et une zone Nord entre 300° et 40°. Pour le séisme de Colima, les ondes proviennent de multiples directions comprises entre 180° et 350°. La localisation géographique de la zone qui est à l'origine de ces diffractions est difficile à déterminer. Le manque de base de temps commune et le trop grand espacement entre les stations de la RACM ne nous permet pas de suivre les arrivées diffractées au-delà du réseau de la colonia Roma. Néanmoins, la localisation du réseau et la structure du bassin font penser qu'il s'agit de la limite zone lacustre-zone de transition située à l'Ouest du réseau. A partir d'un modèle 2D, Chávez-García et Bard (1994) discutèrent la possibilité d'une propagation d'ondes de surface générées en bordure du bassin jusqu'à son centre en tenant compte de leur atténuation provoquée par de faibles valeurs du facteur de qualité Q. Ils conclurent que ces ondes de surface ne pouvaient pas avoir d'amplitudes significatives au centre du bassin et ne pouvaient pas expliquer les arrivées tardives d'énergie observées dans la zone lacustre. Cette conclusion fut appuyée par les résultats présentés dans le travail de terrain de Jongmans et al. (1996) et semble en contradiction avec la présence, dans les enregistrements de la colonia Roma, d'ondes générées dans la zone de transition Ouest. Je considère donc que, pour des études à venir, il serait important d'utiliser des modèles numériques qui prennent en compte la structure complexe du bassin tant du point de vue de sa forme que du point de vue des paramètres physiques (facteur de qualité, vitesse et densité) afin de pouvoir séparer les contributions du champ d'ondes incident des contributions des ondes générées localement. Les données de puits ont montré, à travers l'analyse des traces filtrées et l'analyse de polarisation, la complexité du champ d'ondes sous la couche d'argile, à 102 m de profondeur, ce qui implique que la nature du mouvement sismique à ces périodes soit contrôlée par la nature du champ d'ondes incident qui vient exciter la couche d'argile et que son amplitude est contrôlée par l'amplification causée par la présence de la couche d'argile superficielle.

Finalement, l'analyse des enregistrements des séismes de Coyuca et Colima a permis d'estimer les caractéristiques du champ d'ondes qui se propage dans la vallée de Mexico pendant un fort tremblement de terre. Aux longues périodes, supérieures à 2.5 s, les longueurs d'onde en jeu sont de l'ordre de 5 à 20 km : les ondes sont gouvernées par la structure crustale profonde et les résultats permettent d'estimer les paramètres du champ d'ondes incident au bassin de Mexico. A ces périodes, le champ d'ondes provient de l'épicentre avec de probables diffractions au niveau de l'Axe Volcanique Transmexicain. Pour les périodes inférieures à 2.5 s, nous avons une superposition d'ondes piégées dans la couche d'argile molle (responsable d'une forte amplification du mouvement sismique en surface) provenant en majorité de l'Ouest du bassin, et d'ondes de longueurs d'onde kilométriques guidées par les couches profondes du bassin. Nous avons vu en particulier qu'une grande

partie de la longue durée des enregistrements était due à la nature même du champ d'ondes incident sous la couche d'argile. Ces observations confirment l'hypothèse d'une interaction d'ondes guidées par la structure profonde de la croûte et la résonance locale provoquée par la couche d'argile superficielle d'argile molle dans la zone lacustre de Mexico pour expliquer la longue durée du mouvement sismique dans cette zone.

<u>6 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</u>

Le travail réalisé pendant cette thèse a permis d'estimer les caractéristiques du mouvement sismique fort observé dans la zone lacustre de la vallée de Mexico. L'installation d'un réseau de faible ouverture (1 km) dans une des zones les plus exposées de la ville (colonia Roma) s'est avérée un outil très utile et efficace pour analyser le champ d'ondes dominant en termes de direction de propagation, vitesse de phase, et type d'ondes tant pour les longueurs d'onde courtes (de l'ordre de quelques centaines de mètres) qui portent les informations sur les ondes piégées dans la couche d'argile que pour les grandes longueurs d'onde (de plusieurs kilomètres) gouvernées par la structure crustale profonde.

Nous avons utilisé trois méthodes d'analyse de données de réseau: la méthode f-k conventionnelle, la méthode f-k haute résolution et l'algorithme MUSIC. Nous avons réalisé des tests synthétiques pour estimer les limites et les avantages de chaque méthode et nous avons réalisé une comparaison des trois méthodes sur deux jeux de données enregistrés par des réseaux de faible ouverture dans la zone de collines et la zone lacustre. Nous avons démontré que la méthode f-k conventionnelle est la méthode la plus adaptée pour le traitement des données dans la zone lacustre en raison de sa stabilité alors que la méthode MUSIC présente une bonne option pour des données hautement cohérentes avec de faibles retards en temps comme celles enregistrées en zone de collines. Une autre méthode employée pour le traitement des données de puits a été la méthode de corrélation qui permet de prendre en compte de manière simple la troisième dimension de l'espace (profondeur). Nous avons vu que l'application de ces méthodes classiques de traitement de données de réseau aux données de Mexico présente des difficultés particulières en raison de la complexité du champ d'ondes enregistré. Les deux problèmes principaux auxquels nous nous sommes confrontés durant cette thèse furent la mauvaise couverture spatiale des enregistrements dans le cas de séismes de magnitude modérée (comme ce fut le cas pour le séisme de Coyuca pour lequel seulement la moitié des stations de surface ont enregistré le séisme) et les erreurs d'estimation des paramètres de propagation provoqués par des variations importantes de forme d'onde entre les stations (voir le cas des "ondes lentes") et des caractéristiques temporelles des signaux (une impulsion courte suivie par un train d'onde de longue durée quasiment sinusoïdal). Pour réduire les incertitudes de la méthode *f-k* et améliorer les résultats dans le cas de séismes avec peu d'enregistrements, il serait intéressant d'appliquer la méthode d'analyse des données de réseau avec un petit nombre de stations proposée par Kennett et al. (2003) dans le cas d'études par infrasons. Cette méthode permet d'estimer les paramètres du champ d'ondes incident sur le réseau à partir de l'utilisation conjointe d'une méthode de *beamforming* pour calculer les spectres d'énergie sur une grille en lenteur et une méthode d'inversion pour minimiser la différence entre les spectres d'énergie observés et calculés. Pour prendre en compte les variations temporelles des caractéristiques des signaux enregistrés, on pourrait aussi utiliser des ondelettes au lieu de fonctions trigonométriques afin de mettre en relief les signaux de courte durée qu'une méthode f-k classique ne pourrait pas analysés correctement. Par analogie à la transformée de Fourier, on définit de cette manière une transformée par ondelettes qui permet de calculer un spectre par ondelettes. A partir de ce spectre, il est possible d'analyser un signal en utilisant une série d'ondelettes distinctes : on parle alors d'analyse multi-ondelettes et on peut l'appliquer aussi bien pour l'analyse de polarisation que pour les analyses temps-période (Bear et Pavlis, 1997; Bear et al., 1999).

L'analyse des données de puits et de surface des séismes du 8 octobre 2001 et du 22 janvier 2003 enregistrés par le nouveau réseau dense de la colonia Roma nous a permis de déterminer les caractéristiques principales du champ d'ondes qui se propage dans la zone lacustre de la vallée de Mexico. Pour les longues périodes, supérieures à la période de résonance du site (2-2.5 s), le champ d'ondes dominant provient de la direction épicentrale et se compose des modes fondamentaux des ondes de surface générés au niveau de la source et de modes supérieurs ou diffractés générés entre l'épicentre et le bassin, probablement à la frontière Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. Ces ondes ont des longueurs d'onde de l'ordre de 10 à 20 km et sont guidées par la structure crustale profonde. Nous observons aussi la formation d'ondes de surface secondaires à l'intérieur du bassin, avec des directions nord ou sud et de faibles vitesses de propagation (de l'ordre de 300 à 500 m/s), dont les longueurs d'onde (1 à 2 km) indiquent que la structure même du bassin affecte aussi le champ d'ondes, même à ces périodes. L'étude de polarisation a montré que les ondes de Rayleigh dominent le début des enregistrements et les ondes de Love les fins de trace. Ces résultats coïncident avec les études antérieures réalisées dans la zone de collines (Barker et al., 1996) ou dans la zone lacustre avec les enregistrements de la RACM (Chávez-García et Salazar, 2002). Pour les périodes inférieures à la période de résonance, le champ d'ondes devient très complexe. Nous avons un mélange d'ondes de longueur d'onde très courte (de l'ordre de 100 à 200 m) piégées dans la couche superficielle d'argile molle et d'ondes de longueur d'onde plus grande (1 km), probablement des modes supérieurs d'ondes de surface, dont l'énergie se propage dans les couches plus profondes du bassin. Ces ondes proviennent de directions multiples avec deux directions préférentielles : SSE pour le séisme de Coyuca et ONO pour les deux séismes analysés. La localisation exacte de la zone qui génère ces ondes est incertaine mais nous pouvons supposer qu'il s'agit de la zone de transition entre les sédiments du bassin et les roches volcaniques des collines de Mexico. Tous ces résultats appuient l'hypothèse proposée par Chávez-García et al. (1995) selon laquelle la longue durée du mouvement sismique dans la vallée de Mexico est due à l'interaction des ondes guidées par la structure profonde de la croûte et la résonance locale provoquée par la couche superficielle d'argile molle dans la zone lacustre. Il est important de noter que le réseau installé dans la colonia Roma est toujours en fonctionnement ce qui permettra d'obtenir d'autres jeux de données pour compléter cette étude. Nous avons d'ailleurs pu enregistré depuis le début de l'année 2004 deux nouveaux séismes : le premier de magnitude 6.3 qui a frappé l'état du Guerrero près de Zihuatanejo le 01/01/2004 et le second qui a frappé l'état de Oaxaca près de Pinotepa Nacional le 14/06/2004 (M=5.8). Il serait intéressant de comparer nos résultats avec les observations réalisées par le réseau installé dans l'ancien lac de Texcoco au Nord-Ouest de la ville pour les mêmes séismes et de disposer d'un autre réseau permanent avec base de temps commune dans la zone de collines afin de suivre les différents trains d'onde tout au long de leur trajet à travers la vallée. Ceci permettrait de séparer les contributions du champ d'ondes incident à la vallée de Mexico des effets causés par la structure globale du bassin et par la présence de la couche d'argile molle. Par ailleurs, les deux séismes étudiés se caractérisent par des trajets épicentre-ville de Mexico distincts, ce qui pourrait expliquer qu'ils présentent des caractéristiques différentes en termes de vitesse (les valeurs obtenues sont plus élevées pour le séisme de Colima par exemple), de direction de propagation (les zones de diffraction à courte période sont différentes) ou de polarisation (Cárdenas et al., 1997; Cárdenas et Chávez-García, 2003; Ferrer-Toledo et al., 2003).

Finalement, la compréhension du mouvement sismique dans la vallée de Mexico passe par la compréhension des phénomènes d'interaction entre effets de trajet et de site à différentes échelles. Pour réaliser une modélisation numérique complète des ces phénomènes, il sera nécessaire de définir dans un premier temps un modèle structural précis à l'échelle régionale et locale et, dans un deuxième temps, une méthodologie adaptée à la complexité des échelles en jeu. C'est l'un des prochains défis de l'ingénierie sismique au Mexique.

7 REFERENCES

Acosta, C., C. Huerta, L. Mendoza, and A. Reyes (1993). Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la Ciudad de México, con registros a profundidad, *Geofísica Internacional* **32**, 131-152.

Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification, *IEEE Transactions on Automatic Control* **19**, **6**, 716-723.

Aki, K., and P.G. Richards (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods, W.H. Freeman and Company.

Almendros González, F.J. (1999). Análisis de señales sismo-volcánicas mediante técnicas de *Array, tesis de doctorado del Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada.*

Almendros, J., J.M. Ibáñez, G. Alguacil, and E. Del Pezzo (1999). Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate nearby seismo-volcanic source, *Geophys. J. Int.*, **136**, 159-170.

Bard, P.-Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García and F.J. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—A theoretical investigation of large- and smale-scale amplification effects in Mexico City valley, *Earthquake Spectra* **4**, 609-633.

Barker, J.S., M. Campillo, F.J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans and S.K. Singh (1996). Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1667-1680.

Bear, L.K., and G.L. Pavlis (1997). Estimation of slowness vectors and their uncertainties using multi-wavelet seismic array processing, *Bull. Seism. Soc. Am* **87**, 755-769.

Bear, L.K., and G.L. Pavlis (1999). Multi-channel estimation of time residuals from broadband seismic data using multi-wavelets, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 681-692.

Bear, L.K., G.L. Pavlis, and G.H.R. Bokelmann (1999). Multi-wavelet analysis of three-componente seismic arrays: application to measure effective anisotropy at Piñon Flats, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 693-705.

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.

Buttkus, B. (2000). Spectral analysis and filter theory in applied geophysics, 667 pp., Springer.

Campillo, M., P.-Y. Bard, F, Nicollin and F. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985—The incident wave field in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra* **4**, 591-608.

Campillo, M., J.C. Gabriel, K. Aki, and F.J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during great 1985 Michoacán earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1718-1735.

Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco and R.B. Herrmann (1996). Crustal structure South of Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361-370.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings of the IEEE*, **57**, 1408-1418.

Capon, J. (1973). Signal processing and frequency wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, *Methods Comput. Phys.*, **13**, 1-59.

Cárdenas, M., F.J. Chávez-García and A. Gusev (1997). Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda-length magnitude data and preliminary modeling, *J. of Seismology* **1**, 341-355.

Cárdenas, M., F. Núñez-Cornú, J. Lermo, D. Córdoba and A. González (1998). Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **105**, 47-57.

Cárdenas Soto, M. (2000). El movimiento sísmico en el Valle de México: Efecto de la heterogeneidad lateral al campo incidente y contribución del parque inmobilario al movimiento observado, *tesis de doctorado del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*.

Cárdenas, M., and F.J. Chávez-García (2003). Regional path effects on seismic wave propagation in central Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **3**, 973-975.

Castillo Aldana, J. (2000). Análisis multidimensional de registros sísmicos. El caso de un valle aluvial en Nueva-Zelanda, *tesis de ingeniero del Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura*.

Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1993a). Gravity waves in Mexico City ?—I. Gravity perturbed waves in an elastic solid, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1637-1655.

Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1993b). Gravity waves in Mexico City ?—II. Coupling between an anelastic solid and a fluid layer, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1656-1675.

Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* **13**, 229-247.

Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo and P.-Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985 : efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra* **6**, 157-200.

Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez and E. Romero-Jiménez (1995). Surface wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1116-1126.

Chávez-García, F.J. and E. Romero-Jiménez (1996). Análisis de los acelerogramas registrados en la Ciudad de México durante el temblor del 25.04.89. Evidencias de una posible explicación para la gran duración del movimiento fuerte, *Revista de Ingeniería Sísmica* **54**, 1-15.

Chávez-García, F.J., W.R. Stephenson and M. Rodríguez (1999). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D versus 2D site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 718-732.

Chávez-García, F.J., L. Salazar-Peña and M. Cárdenas-Soto (2000). El movimiento sísmico del Valle de México: análisis de los registros acelerográficos en pozos y modelado numérico, *informe técnico del Instituto de Ingeniería al Gobierno del Distrito Federal*.

Chávez-García, F.J., and M. Cárdenas-Soto (2002). The contribution of the built environment to the 'free-field' ground motion in Mexico City, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* **22**, 773-780.

Chávez-García, F.J., and L. Salazar (2002). Strong motion in Central Mexico: a model based on data analysis and simple modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 3087-3101.

Chávez-García, F.J. (2003). Site effects in Parkway Basin: comparison between observations and 3D modelling, *Geophys. J. Int.*, **154**, 633-646.

Chouet, B., G. Saccorroti, M. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa (1997). Source and path effects in the wave field of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, **10**2, 129-150.

Cornou C. (2002). Contribution du traitement d'antenne et de l'imagerie sismique à la compréhension des effets de site dans l'agglomération grenobloise, *tesis de doctorado, Universidad Joseph Fourier-Grenoble I, Francia (en francés)*.

Cornou, C., and P.-Y. Bard (2003). Site-to-bedrock over 1D transfer function ratio: an indicator of the proportion of edge-generated surface waves ?, *Geophys. Res. Let.* **30**, article 6.

Cornou, C. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edgeinduced waves, Part I : Methodology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 2604-2623.

Cornou, C. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edgeinduced waves, Part II: Application to Grenoble Basin (French Alps), *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 2624-2648.

Demant, A. (1978). Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista del Instituto de Geología de la UNAM* **2**, 172-187.

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein (1991). Current plate motions, *Geophys. Res. Int.* 101, 425-478.

Dudgeon, D.E., and R.M. Mersereau (1984). Multidimensional digital signal processing, *Prentice-Hall signal processing series, A.V. Oppenheim, Editor, Prentice-Hall.*

Espinosa-Aranda, J.M., A. Uribe, B. Frontana, O. Contreras and G. Ibarrola (1989). The Mexico earthquake of September 19, 1985-New accelerograph network for Mexico City, *Earthquake Spectra* **5**, 249-255.

Ferrer-Toledo, H., M. Cárdenas-Soto, and F.J. Chávez-García (2003). Análisis de dispersión en el centro de México, *Memorias técnicas del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Léon-Guanajuato, México*.

Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127-1143.

Franco Casas, F.J. (2002). Evaluación de las propiedades geotécnicas del sitio Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT) a 15 años del sismo de 1985, *tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de Universidad Nacional Autónoma de México*.

Furumura, T. and B.L.N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases–III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.

Goldstein, P. (1988). Array Measurements of Earthquake Rupture, *Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, California.*

Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1987). Array analysis of seismic signals, *Geophysical Research Letters*, **14**, 13-16.

Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1991a). Deterministic Frequency-Wavenumber Methods and Direct Measurements of Rupture Propagation During Earthquakes Using a Dense Array: theory and methods, *J. of Geophys. Res.*, **96**, **B4**, 6173-6185.

Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1991b). Deterministic Frequency-Wavenumber Methods and Direct Measurements of Rupture Propagation During Earthquakes Using a Dense Array: Data Analysis, *J. Geophy. Res.*, **96**, **B4**, 6187-6198.

Goldstein, P., and B. Chouet (1994). Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.* **99**, 2637-2652.

Guéguen, P., P.-Y. Bard, and F.J. Chávez-García (2002). Site-City interaction in Mexico City-like environments: an analytical study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 794-811.

Hatayama, K., K. Matsunami, T. Itawa, and K. Irikura (1995). Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, *J. Phys. Earth*, **43**, 131-155.

Hatayama, K., and H. Fujiwara (1998). Excitation of secondary Love and Rayleigh waves in a threedimensional sedimentary basin evaluated by the direct boundary element method with normal modes, *Geophys. J. Int.*, **133**, 260-278.

Higashi, S., and K. Kudo (1992). Polarization and frequency-wavenumber spectrum analysis for the strongmotion array data in Ashigara Valley, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 5-25.

Hung, H., and M. Kaveh (1988). Focussing matrices for coherent signal-subspace processing, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing*, **36**, **8**, 1271-1281.

Husebye, E.S, and B.O. Ruud (1989). Array seismology: past, present, and future developments, Observatory Seismology, *J.J. Litehiser editor, University of California Press, Berkeley*, 123-153.

Iglesias, A. (2001). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofisica Internacional*, **40**, **3**, 181-190.

Iida, M. (1999). Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the Valley of Mexico, J. *Geophys. Res.*, **104**, **B4**, 7329-7245.

Jongmans, D., D. Demanet, C. Horrent, M. Campillo and F.J. Sánchez-Sesma (1996). Dynamic soil parameters determination by geophysiscal prospecting in Mexico City : implication for site effect modeling, *Soil Dyn. and Earth. Eng.*, **15**, 549-559.

Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1725-1743.

Kawase, H., and K. Aki (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1361-1382.

Kennett, B.L.N., D.J. Brown, M. Sambridge, and C. Tarlowski (2003). Signal parameter estimation for sparse arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1765-1772.

Lermo, J., and F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.

Lermo, J., and 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.

Lomnitz, C., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman and R. Esquivel (1999). Seismic coupling of interface modes in sedimentary basins: a recipe for disaster, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 14-21.

Lomnitz, C., R. Butler, and O. Novaro (2002). Coupled modes at interfaces: a review, *Geofisica Internacional*, **41**, 77-86.

Mateos, J.L., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman, and J.M. Alvarez-Tostado (1993). Resonant response models for the Valley of Mexico–II. The trapping of horizontal P waves, *Geophys. J. Int.*, **113**, 449-462.

Marcos, S. (1998). Les méthodes à haute résolution: traitement d'antenne et analyse spectrale, *Editions Hermès, Paris*, 783 pp.

Montalvo-Arrieta, J.C., E. Reinoso, J. Aguirre and F.J. Sánchez-Sesma (2004). Comment on 'Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the valley of Mexico by Shapiro *et al.* (2001)', *Geophys. J. Int.*, **156**, 352-358.

Mooney, H.M., and B.A. Bolt (1966). Dispersive characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 43-67.

Mykkeltveit, S., K. Åstebøl, D.J. Doornbos, and E.S. Husebye (1983). Seismic array configuration optimization, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 173-186

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTR1*, **30**, **1**, 25-32.

Ordaz, M., and S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 24-43.

Rosenblueth, E., and R. Meli (1986). The 1985 earthquake: causes and effects in Mexico City, *Concrete Int.* **8**, **5**, 23-34.

Saccorotti, G., and E. Del Pezzo (2000). A probabilistic approach to the inversion of data from a seismic array and its application to volcanic signals, *Geophys. J. Int.*, **143**, 249-261.

Sánchez-Sesma, F.J., S. Chávez-Perez, M. Suarez, M.A. Bravo and L.E. Perez-Rocha (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra* **4**, 569-589.

Schmidt, R.O. (1981). A signal subspace approach to multiple emitter location and spectral estimation, *Ph.D. dissertation, Stanford University, Stanford, California.*

Schmidt, R.O. (1986). Multiple Emitter Location and Signal Parameter Estimation, *IEEE Transactions on antennas and propagation* **34**, **3**, 276-280.

Seed, H.B., H.M. EERI, M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer, M.EERI (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985-Relationships between soil conditions and earthquake ground motion, *Earthquake Spectra*, **4**, 687-729.

Seligman, T.H., J.M. Alvarez-Tostado, J.L. Mateos, J. Flores, and O. Novaro (1989). Resonant response models for the Valley of Mexico, I, The elastic inclusion approach, *Geophys. J. Int.* **99**, 789-799.

Seligson, C.D. (1970). Comments on 'High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis', *Proceedings* of the IEEE, **58**, 947-949.

Shan, T.-J., M. Wax, and T. Kailath (1985). On spatial smoothing for direction-of-arrival estimation of coherent signals, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing* **33**, **4**, 806-810.

Shapiro, N.M., M. Campillo, A. Paul, S.K. Singh, D. Jongmans and F.J. Sánchez-Sesma (1997). Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **99**, 789-799.

Shapiro, N.M., S.K. Singh, D. Almora and M. Ayala (2001). Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **147**, 517-527.

Sidorovich, D.M., and A.B. Gershman (1998). Two-dimensional wideband interpolated root-MUSIC applied to measured seismic data, *IEEE Transactions on signal processing* **46**, **8**, 2263-2267.

Singh, S.K., E. Mena and R. Castro (1988). Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 451-477.

Singh, S.K., and M. Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake bed strong motion records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1298-1306.

Singh, S.K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres and R. Vásquez (1995). Is there truly a 'hard' rock site in the Valley of Mexico ?, *Geoph. Res. Let.* **22**, 481-484.

Valdés, M.C., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, J.H. Luetgert, C.E. Helsley, B.T.R. Lewis and M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 547-563.

Vidale, J.E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion, Bull. Seism. Soc. Am. 76, 1393-1405.

Wagner, G.S. (1997). Regional wave propagation in southern California and Nevada: Observations from a three-component seismic array, *J. Geophys. Res.* **102, B4**, 8285-8311.

Wang, H., and M.Kaveh (1985). Coherent signal-subspace processing for the detection and estimation of angles of arrival of multiple wide-band sources, *IEEE Transactions on Acoustics, speech, and signal processing* **33**, **4**, 823-831.

Wax, M., and T. Kailath (1985). Detection of signals by Information Theoretic Criteria, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing* **33**, **2**, 387-392.

Wirgin, A., and P.-Y. Bard (1996). Effects of buildings on the duration and amplitude of ground motion in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 914-920.