Conditions Geotechnique et Alea Sismique Local a Teheran

Ebrahim Haghshenas

▶ **To cite this version:**

Ebrahim Haghshenas. Conditions Geotechnique et Alea Sismique Local a Teheran. Sciences de l'ingénieur [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00010960⟩

HAL Id: tel-00010960

https://theses.hal.science/tel-00010960v1

Submitted on 13 Nov 2005

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

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

HAL Authorization

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTNOPHYSIQUE

Thèse

Présentée par

Ebrahim Haghshenas

Pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Condition Géotechniques et Aléa Sismique Local à Téhéran

Date de soutenance : 18 Juillet 2005

Composition du jury :

M. P.-Y. Bard	directeur de thèse	Ingénieur en chef, LCPC, Grenoble
M. M. Boulon	examinateur	Professeur, INPG, Grenoble
M.M. Campillo	président	Professeur, UJF, Grenoble
M. M. Cara	rapporteur	Professeur, EOST, Strasbourg
M. B. Gatmiri	rapporteur	Directeur de recherche, CERMES, Paris
M. D. Hatzfeld	examinateur	Directeur de recherche, CNRS
M. M.K. Jafari	invité	Professeur, IIEES, Iran

Remerciements

Si ce travail a pu aboutir, c'est grâce aux soutiens et aides de beaucoup de gens auxquels je tiens à adresser mes remerciements sincères.

En tout premier lieu je tiens à remercier Pierre-Yves Bard qui a encadré ce travail et sans qui cette thèse n'aurait pu voir le jour. Je désire le remercier chaleureusement pour tout ce qu'il m'a appris ainsi que pour son soutien et son amitié qui n'ont jamais manqué. Je voudrais aussi le remercier pour son support financier dans la dernière année de mon séjour en France.

Ces études ont pu être menées à bien grâce à des financements conjoints du Ministère des Affaires Etrangères via l'Ambassade de France à Téhéran, le Programme National pour la prévention des Risques Naturels (PNRN) et un PICS de l'INSU-CNRS, les moyens instrumentaux du Réseau Accélérométrique Mobile (RAM), et le soutien logistique et personnel de l'IIEES (Institut International de Sismologie et de Génie Parasismique, Téhéran). Je tiens à remercier tous particulièrement M.K. Jafari (vice président de l'IIEES) non seulement pour m'avoir proposé pour cette bourse mais aussi pour tout son soutien du début à la fin de mes études et ses conseils scientifiques. Je voudrais aussi remercier M. Ghafory-Ashtiany et D. Hatzfeld pour la coordination de ces projets de collaboration franco-iranienne.

Je remercie les membres de jury qui ont accepté de lire ce mémoire et d'y apporter leurs commentaires: Michel Cara, Behrooz Gatmiri, Michel Campillo, Marc Boulon et Denis Hatzfeld.

Un grand merci à tous mes amis à Grenoble et à Téhéran pour leur soutien (de différentes manières (campagne sismologique, conseil scientifique, etc.): E. Akbari, S. Bonnefoy-Claudet, C. Bordes , J.L. Chatelain, C. Cornou, B. Guillier, M.R. Mahdavifar, M. Mozafari, A. Kaviyani, O. Ravanfar, M. Tatar, F. Yamini-Fard, … et les autres dont j'ai oublié les noms.

Merci à tous les personnels et étudiants de LGIT qui m'ont permis de réaliser ce travail dans les meilleures conditions, notamment le service informatique pour leur efficacité informatique et le secrétariat, surtout pour arranger des renouvellements fréquentés de mon contrat de bourse et du logement.

Merci à ma famille et la famille de ma femme pour tout leur soutien pendant mes études. Et enfin un grand merci à ma femme et à mes enfant Mohammad et Hanieh pour leur patience et la vie dans des conditions pas tout à fait agréables durant ces dernières années.

Résumé

Téhéran, capitale de l'Iran et ville en pleine expansion démographique comptant déjà environ 8 millions d'habitants, est sous la menace de séismes de magnitude supérieure à 7 sur des failles très proches. L'alea et le risque sismiques y sont donc très élevés et préoccupants, et ont conduits à 'une action de collaboration franco-iranienne sur la tectonique de l'Alborz Central et l'aléa sismique à Téhéran. Dans ce cadre, la présente thèse se focalise sur l'analyse des conditions géotechniques dans l'agglomération de Téhéran, et de leurs conséquences sur les caractéristiques des mouvements sismiques.

Dans ce but, une campagne d'enregistrements sismologiques dans l'agglomération a été conduite de février à juin 2002. L'objectif en était la mesure expérimentale des effets d'amplification ou de déamplification du proche sous-sol, dans la perspective, à moyen terme, d'un microzonage sismique à mettre en œuvre par les autorités locales. 13 stations sismologiques ont été installées sur différents sites, choisis en fonction de leur représentativité géotechnique: rocher au nord et à l'Est, sédiments raides dans la partie nord et sédiments plus mous dans la partie sud. En outre, plus de 60 mesures ponctuelles de bruit de fond ont été effectuées pour guider l'interpolation des fonctions de transfert expérimentales obtenues sur les 13 sites.

Une premier volet de ce travail a consisté à analyser ces enregistrements en relation avec les caractéristiques géotechniques, au moyen de différentes techniques de traitement visant à l'estimation des effets de site en amplitude et en durée: rapport spectral site/référence; fonction récepteur ou rapport H/V séismes; rapport spectral horizontal/vertical sur le bruit de fond; délai de groupe et sonogramme.

Ces traitements ont mis en évidence un effet d'amplification important tant en amplitude qu'en durée sur la plupart des sites considérés et particulièrement au sud-ouest de la ville où le niveau d'amplification atteint jusqu'à 7-8 contrastant aussi avec les valeurs modérées (facteur

2 à 3) prédites dans les études précédentes avec une approche 1D. De plus cette amplification se produit sur une gamme de fréquence très large, démarrant à très basse fréquence (0.3-0.4 Hz).

Cette thèse comporte également une comparaison systématique des informations déduites du bruit de fond à celles déduites des enregistrements de séismes, intégrant d'autres données en provenance de plus de 150 sites européens. Cette comparaison montre que malgré la capacité de la méthode H/V à prédire la fréquence fondamentale dans environ 80% des cas, il y a des échecs, notamment dans le cas de Téhéran où les courbes H/V restent plates pour la plupart des sites. Elle met aussi en évidence les fortes différences entre l'amplitude du pic H/V et l'amplification réelle: si la première est quasi-systématiquement inférieure à la seconde, il semble aussi que ces différences soient d'autant plus importantes que l'on s'éloigne d'une stratification horizontale (effets "de vallée").

Enfin le dernier aspect a concerné à la simulation des mouvements forts par la méthode de fonction de Green empirique. Quatre scénarios différents, correspondant à l'occurrence de séismes forts sur les failles de Mosha, Nord-Alborz et Garmsar ont été simulés. Pour ces trois failles un séisme de magnitude Mw = 7.1 est considéré comme le séisme cible; pour la dernière un séisme de magnitude Mw = 7.6 a été aussi envisagé. Les résultats montrent les valeurs d'accélérations maximales assez significatives et des spectres de réponse dépassant parfois le spectre réglementaire actuellement en vigueur, principalement à cause des effets d'amplification.

Abstract

Tehran, capital of Iran, the economical and political centre of the country and one of the biggest and most populated cities in the world, is under the threat of large magnitude (above 7) earthquakes located on very near faults. This high seismic hazard and risk resulted in a French-Iranian cooperation program on the tectonics of central Alborz and the seismic hazard in Tehran. Within this framework, the present thesis is focused on the analysis of geotechnical conditions and their influences on seismic ground motion within the Tehran urban area.

In this goal a seismological survey was conducted from February to June 2002,involving the installation of 13 temporary seismological stations on geotechnically representative sites: two on the rock in northern an south-eastern parts, a few on consolidated coarse grained deposits in the northern part, and the most in the southern part with fine grained deposits. The main objective was the experimental estimation of the amplification effect of the soils. In addition the ambient noise was recorded at more than 60 locations within the city. These noise data plus the data of more than 130 other sites recorded during previous microzonation projects by IIEES were processed to help in the interpolation of experimental transfer functions obtained for the 13 seismological stations.

The main part of this thesis consists in the analysis of these data in relation with the geotechnical conditions. Various experimental techniques were used to quantify amplification and prolongation of ground motion: standard site/reference spectral ratio, receiver function, H/V spectral ratio on noise, group delay method and at last sonogram. The results reveal a large site effect affecting both the amplitude and duration of ground motion on the majority of the studied sites: in particularly, the south-western part of the city experiences an amplification level reaching 7-8, contrasting with the moderate values (factor 2 to 3) predicted in previous studies with a 1D approach. In addition, this amplification occurs on a very broad frequency band, starting at very low frequency (0.3-0.4 Hz).

The thesis also includes a systematic comparison of the information deduced from ambient noise and earthquake recordings, on the basis of a comprehensive data set coming from more than 150 European sites. While the H/V technique does predict the fundamental frequency for approximately 80% of the sites, it sometimes fails, especially for low frequency, continental, stiff sites such as Tehran, where H/V curves remain flat for the majority of the sites.

The last part of the present work consists in the simulation of the strong motions with the empirical Green's function technique. Four different scenarios, corresponding to the occurrence of strong earthquakes (Mw from 7.1 to 7.6) on Mosha, North-Alborz and Garmsar faults, were considered. The resulting simulations indicate large peak acceleration values and the predicted response spectra sometimes exceed the design response spectra specified in the present Iranian Building Code.

چکیده

تهران به عنوان مرکز سیاسی ـ اقتصادی ایران و پرجمعیت ترین شهر کشور در یکی از پرخطرترین مناطق از نظر خطر زلزله قرار گرفته است و احتمال وقوع زلزله ای با بزرگی بیش از 7 ناشی از جنبش گسلهای نزدیک به منطقه قابل توجه به نظر می رسد. این نگرانی مطالعات متعددی را در زمینه های مختلف در این منطقه موجب گردیده است. مطالعه حاضر بر بررسی اثر شرایط ساختگاه بر روی جنبش لرزه ای زمین در تهران به عنوان بخشی از یک پروژه مشترک ایران ـفرانسه متمرکز گردیده است.

در این راستا شبکه ای مشتمل بر 13 ایستگاه لرزه نگاری از فوریه تا ژوئن 2005 در نقاط مختلف شهر نسب گردید. محل ایستگاهها بر اساس تغییرات وضعیت ژئوتکنیکی مورد انتظار با توجه ویژه به مناطق جنوبی شهر که احتمال وجود اثرات ساختگاهی بیشتر مورد انتظار بود انتخاب گردید. همچنین 2 ایستگاه به عنوان مرجع بر روی محل های سنگی در شمال و جنوب شرقی شهر در نظر گرفته شدند. ایستگاههای نسب شده از نوع Reftek همزمان به گیرنده های سرعت سنج باند پهن (CMG40) و شتاب نگار(CMG5) تجهیز گردیدند. هدف برآورد تجربی اثر تشدید کنندگی خاک با استفاده از زلزله های ثبت شده تعیین گردید. به موازات نسب این شبکه و به منظور میان یابی نتایج حاصله از زمیتلرزه ها در سطحی گسترده تر عملیات اندازه گیری نقطه ای ارتعاشات محیطی در 60 نقطه از شهر بوسیله انجام گردید.

بخش نخست این نوشتار به پردازش داده های بدست آمده از این اندازه گیری ها و تفسیر نتایج حاصله در ارتباط با ویژگیهای ژئوتکنیکی منطقه اختصاص داده شده است. روشهای تجربی مختلف شامل؛ روش نسبت طیفی (مرجع/ایستگاه)، تابع گیرنده، نسبت طیفی مولفه افقی بر مولفه قائم، به منظور مطالعه اثر ساختگاه بر دامنه امواج لرزه ای و روشها ی تاخیر گروه و آنالیر زمان ـ فرکانس (سونوگرام) برای برآورد تغییرات مدت زمان ارتعاش امواج لرزه ای مورد استفاده قرار گرفتند. بر خلاف انتظار اولیه (با توجه به نتایج مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و ویژگیها ی خاک) نتایج حاصله حاکی از تشدید قابل ملاحظه دامنه (تا نسبت 8 در مناطق جنوبی) دریک محدوده پهن فرکانسی (0.3- 8 Hz) و افزایش شدید مدت زمان ارتعاش می باشند. دلایل متعددی از جمله؛ وجود یک سنگ بستر فوق العاده سخت در زیر آبرفتهای بسیار ضخیم یا اثرات دو و سه بعدی ناشی از امواج تفرق یافته یا تولید شده از کناره های حوضه رسوبی (برای مثال گسل شمال تهران) یا دره های مدفون، برای این پدیده متصور است اما اثبا ت آن مستلزم شناخت ساختار زمین شناسی عمیق منطقه است.

همچنین این مطالعه بیانگر تفاوت بسیار قابل ملاحظه نتایج حاصل از روش نسبت طیفی (H/V) با استفاده از ارتعاشات محیطی (معروف به روش نا کا مورا) با آنچه از مطالعات زلزله های واقعی با بکارگیری روش نسبت طیفی (مرجع/ایستگاه) بدست آمده در سطح تهران می باشد. در این راستا ارزیابی گسترده تغییرات نسبت (H/V) با زمان برای چند ایستگاه در تهران و مقایسه ای سیستماتیک بین نتایج دو روش در بیش از 150 نقطه دنیا، از جمله تهران (در قالب پروژه اروپایی SEZAME) به عمل آمد. این بررسی مشخص ساخت که از یک طرف این نسبت برای تهران در محدوده فرکانسی پایین (کمتر از 1 هرتز) بطور قابل ملاحظه ای با ورود امواج پر انرژی تر تغییر می کند و از طرف دیگر رابطه ای مستقیم بین میزان اختلاف سطوح تشدید بدست آمده از دو روش و هندسه حوضه رسوبی (نسبت فاصله از حاشیه حوضه به ضخامت رسوبات) وجود دارد. هر دو این عوامل می توانند توضیح دهنده علت اختلاف بین نتایج در تهران باشند و تأیید آنها منوط به حصول شناخت کافی از ساختار زمین شناسی و توپوگرافی عمیق منطقه می باشد.

بخشی دیگر از این گزارش به شبیه سازی جنبش شدید زمین با استفاده از زمینلرزه های کوچک ثبت شده و روش تابع تجربی گرین (Emprical Green fonction) اختصاص داده شده است. به این منظور، در ابتدا دو زمینلرزه چنگوره (آوج) و کجور با استفاده از پسلرزه های ثبت شده برای اولی و یک زلزله کوچک ثبت شده در نزدیکی رومرکز برای دومی، شبیه سازی شده و نتایج با آنچه بوسیله شتابنگارهای نصب شده در شبکه موقت یا شتابنگارهای مستقر در تهران، متعلق به مرکز تحقیقات و مسکن ، ثبت گردیده مقایسه گردید. هدف از این مرحله کالیبره کردن پارامترها ی ورودی بوده و بیانگر حساسیت نتایج به انتخاب میزان افت تنش بر روی گسله هدف می باشد. پس از این مرحله 3 سناریو مختلف شامل شبیه سازی زلزله ای با بزرگی Mw = 7.1 بر روی گسل های مشا، شمال البرز و گرمسار و یک سناریو مبنی بر وقوع زلزله ای با بزرگی Mw = 7.6 برروی گسل گرمسار مطابق با بزرگترین رمینلرزه تاریخی گزارش شده برای این گسل در نظر گرفته شد. نتایج بیانگر سطوح شتاب قابل ملاحظه (0.35g برای ایستگاه مستقر در پارک آزادگان در جنوب شهر در صورت وقوع زلزله ای با بزرگی 7.1 بر روی گسل مشا) حتی با وجود فواصل رومرکزی زیاد می باشد. همچنین طیف پاسخ زلزله های شبیه سازی شده با طیف پاسخ پیشنهادی در آیین نامه 2800 مقایسه گردید. این مقایسه نشان داد که مقادیر طیفی بدست آمده در سناریوی مشا می تواند به طور قابل ملاحظه ای به طیف پاسخ پیشنهادی نزدیک گردیده و حتی از آن عبور نماید. با توجه به مشاهده این مسئله در یک فاصله رومرکزی قابل توجه و در ایستگاههایی با بزرگنمایی ضعیف این نگرانی مطرح می شود که آیا طیف پاسخ پیشنهادی در آیین نامه می تواند جوابگوی ساخت و ساز مناسب در مقابل زلزله، در صورت وقوع زلزله ای در فاصله نزدیکتر و یا در محله های دارای بزرگنمایی شدید باشد. بررسی دقیقتر این مسئله مستلزم انجام تعداد بیشتری شبیه سازی بر روی گسله های نزدیکتر می باشد.

Table de Matières

Introduction Générale 1

1 Etude bibliographique sur les conditions géotechniques et l'aléa sismique local a Téhéran 5

1.1 Introduction 5

1.2 Situation géographique et géologique générale 6

1.3 Contexte sismo-tectonique et sismicité 8

1.3.1 Tectonique générale et principales failles actives 8

1.3.2 Sismicité historique et instrumentale 12

1. 4 Géologie des formations superficielles 15

1.4.2 Les alluvions " A " 16

1.4.2 Les alluvions " B" 18

1.4.3 Les alluvions " C" 18

1.4.4 Les alluvions "D" 20

1.4.5 Tectonique des alluvions de Téhéran 20

1.4.6 Substratum rocheux et épaisseur des alluvions 21

1.5 Conditions géotechniques et relation avec la géologie 22

1.5.1 La partie nord de la ville (le piémont) 26

1.5.2 Partie centrale de la ville (zone de transition entre le Piémont et la Plaine Sud) 27

2 .5.3 La plaine sud de la ville 28

1.6 Résultats des études précédentes sur l'effet de site à Téhéran 29

2 Estimation expérimentale de l'effet de site à Téhéran à partir des données des séismes enregistrés par un réseau sismologique temporaire 35

2.1 Introduction 35

2.2 Mesures....36
2.3 Traitement des données....40
2.4 Amplification temporelle et spectrale....42
2.4.1 Observations dans le domaine temporel....42
2.4.2 Etude des rapports spectraux sur les enregistrements sismiques....46
2.4.2.1 Principes des méthodes site / référence et H/V (fonction récepteur)....46
2.4.2.2 Emplacement des stations de références....48
2.4.2.3 Choix des fenêtres d'analyse et déroulement du calcul....50
2.4.2.4 Résultats : rapports spectraux classique (site/référence)....53
2.4.2.5 Résultats : rapports H/V....54
2.4.2.6 Stabilité des rapports spectraux classiques (site/référence)....59
2.5 Etude des effets sur la durée du signal sismique....63
2 .5.1 Méthode des délais de groupe (Sawada); application à Téhéran....63
2 .5.2 Méthode du sonogramme ; application à Téhéran....74
2.6 Conclusions sur les résultats expérimentaux....80
3 Effet de site à Téhéran ; Etude du bruit de fond....83
3.1 Introduction....83
3.2 Les données....84
3.3 Traitement des données : résultat de la technique H/V "standard"....85
3.3.1 Le principe de la méthode H/V....85
3.3.2 Précautions pour l'application de la technique H/V....86
3.3.3 Résultats H/V pour les stations du réseau temporaire....88
3.3.4 Résultats H/V pour les mesures ponctuelles....92
3.4 Stabilité temporelle du rapport H/V....94
3.4.1 Variation de rapport H/V basse fréquence....95
3.4.2 Recherche des sources de bruit plus énergétiques à basse fréquence....100
3.4.3 Variation de rapport H/V à moyenne et haute fréquence....107
3.5 Bruits industriels ; comportement spatial et temporel, influence sur le rapport H/V....109
3.5.1 Test de l'origine (SESAME)....109
3.5.2 Caractéristiques spatiales et temporelles....111
3.6 Conclusions : intérêt des mesures de fond à Téhéran....117

4 Evaluation empirique de la méthode H/V bruit (Projet SESAME).....121

4.1 Introduction sur projet SESAME 121

4.2 Pertinence de la méthode H/V bruit: évaluation empirique 122

4.2.1 Abstract.....122

4.2.2 Introduction 123

4.2.3 Previous experimental results: a short review 125

4.2.4 Data and data processing 127

4.2.4.1 Data.....127

4.2.4.2 Data processing 127

4.2.5 Comparing the results of different methods 130

4.2.5.1 Frequency 133

4.2.5.2 Amplitude 135

4.2.6 Additional results.....140

4.2.6.1 Comparison with strong motion data 140

4.2.6.2 Effects of site geometry.....140

4.2.7 Conclusions 143

4.2.8 References 145

Appendix Table A1 – A19: Studied sites, Fundamental frequencies, Event numbers and H/V characteristics 151

5 Simulation de mouvements forts potentiels à Téhéran par la méthode de fonction de Green empirique.....159

5.1 Introduction 159

5.2 Concept de base et hypothèses principales de la méthode des fonctions de green empiriques.....161

5.2.1 Le modèle de source sismique.....163

5.2.2 Sommation des fonction de Green 164

5.2.3 Reconstitution des mouvements sismiques pour le séisme cible 166

5.3 Problèmes liés à l'utilisation de la méthode – Solutions adoptées.....168

5.3.1 Niveau haute - fréquence.....168

5.3.2 Sélection des valeurs des paramètres d'entrée.....169

5.4 Détermination des paramètres d'entrée du programme pour l'application à Téhéran 172

5.4.1 Détermination des moments sismiques 173
5.4.2 Calcul de la longueur de faille de la fonction de Green empirique 174
5.4.3 Chute de contrainte de la FGE et de l'évènement cible et position du point de nucléation 175
5.4.4 Position du point de nucléation 175
5.4.5 Connaissance du mécanisme au foyer 176
5.4.6 Paramètres mécaniques sur la faille et vitesse de rupture 177
5.5 Applications et Résultats 177
5.5.1 Calibration des paramètres d'entrée pour la région de Téhéran 177
5.5.2 Simulation de séisme Avaj à partir de deux de ses répliques 179
5.5.3 Simulation du séisme de Kojour (28/05/2004, Mw=6.3) et d'un séisme de magnitude Mw=7.1 sur la faille Nord Alborz 188
5.5.4 Simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Garmsar 202
5.5.5 Simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Mosha à partir d'un séisme de magnitude Ml = 2.9 (22/03/2002) 205
5.6 Conclusion 209
Conclusion Générale et perspectives 213
Expérience de Téhéran 213
Fiabilité de la méthode H/V 220
Pespectives 221
Références bibliographiques.....223
Annexe 1: Liste d'événements sismique.....241
Annexe 2:Résultats de l'étude de l'allongement de la durée obtenue par la méthode de "Sonogramme" 247
A2.1 Séisme de Kemanshah 248
A2.2 Séisme de l'Alborz Centrale 251
A2.3 Séisme d'Avaj 254
Annexe 3:Les courbes H/V obtenues à partir des différents mesures ponctuelles du bruit de fond. 257
A3.1 Mesures effectué au cours de projet actuelle 258
A3.2 Mesures effectués au projet de microzonage de Nord Téhéran par IIEES 264

A3.3 Mesures effectué au cours de projet Sud-est Téhéran 268

A3.4 Mesures effectué au cours de projet Sud-ouest Téhéran 271

Introduction Générale

Ayant une superficie de 1200 Km², Téhéran se situe au cente-nord de l'Iran au pied de la chaîne de montagnes Alborz. Capitale nationale, c'est non seulement la plus grande ville du pays mais aussi le centre socio-économique ainsi que culturo-politique de l'Iran. Même si on rencontre mention de Téhéran dans les livres anciens du 10ème siècle, elle n'était alors q'un village avec beaucoup de jardins, et son passé reste relativement récent. Son essor s'est amorcé sous le règne de Shah Tahmaseb (1524 to 1576), roi d'Iran de la période Safavide (1501-1736), attiré par le climat agréable de la Téhéran: beaucoup de bâtiments ont alors été construits, ainsi que des murailles pour la protection de la ville. Plus tard, c'est Agha Mohammad Khan, premier roi de la période Qadjar (1776-1925) qui a choisi Téhéran comme capitale du pays. La population ne dépassait cependant pas 210000 habitants en 1925. Aujourd'hui Téhéran est une immense agglomération (figure I.1) dont le nombre officiel d'habitants tourne autour de 8 millions, bien que beaucoup de documents indiquent un nombre de 12 millions, peut-être en ajoutant les résidents saisonniers ou temporaires venus chercher du travail.

Ce bref résumé historique montre l'aggrendissement très rapide de Téhéran au cours des dernières dizaines d'années. Cela fait de Téhéran une des villes où le risque sismique est le plus important au monde:

1. La ville est bordée par plusieurs failles actives capables de générer des séismes de magnitude supérieure à 7.

2. Les documents historiques indiquent que la ville de Rey, une ville ancienne au sud de l'agglomération qui en constitue aujourd'hui le 20ème arrondissement, a été dévasté plusieurs fois dans le passé (300 BC, 743, 855, 864, 958, cf. Ambraseys, 1974).

3. L'implantation de la ville sur des dépôts sédimentaires très épais qui varient en nature, peut avoir des conséquences significatives sur le mouvement sismique.

4. La plupart des bâtiments étant construits dans l'urgence sans grande considération des règles parasismiques, la vulnérabilité physique et sociale est donc énorme.

L'alea et le risque sismiques y sont donc très élevés. Ce souci est au cœur d'une action de collaboration franco-iranienne (dont les acteurs principaux sont le LGIT en France et l'IIEES en Iran), sur la tectonique de l'Alborz Central et l'aléa sismique à Téhéran. Cette collaboration comprend différents volets comme l'étude de la sismicité et du contexte sismo-tectonique, des travaux paléosismologiques et l'analyse de l'effet des conditions géotechniques.

L'objectif qui nous intéresse dans le présent travail concerne le troisième volet. Il s'agit de l'analyse des conditions géotechniques dans cette agglomération gigantesque, et de leurs conséquences sur les mouvements sismiques, en utilisant des données de séismes enregistrées à l'occasion d'une campagne temporaire, ainsi que des mesures de bruit de fond.

Dans un premier temps (chapitre 1), nous avons effectué une étude bibliographique sur la région étudiée pour donner une perspective générale de son contexte géologique global, de sa sismicité historique et instrumentale, et des caractéristiques des formations alluviales sur lesquelles la ville est fondée. Nous présentons aussi brièvement dans ce chapitre les résultats de deux grands projets récemment finalisés sur le microzonage sismique et l'effet de site dans la région, résultats qui seront ensuite comparés aux résultats obtenus au cours du présent travail.

Deux aspects distincts du mouvement sismique sont pris en compte dans cette étude: les effets de site et la simulation de mouvements forts. Les résultats concernant le premier aspect sont présentés aux chapitres 2 et 3 consacrés respectivement à l'estimation de l'effet de site à partir d'enregistrements de séismes, et de l'analyse du bruit de fond.

Dans le chapitre 2, après la description d'une campagne sismologique effectuée au premier semestre 2002, et une brève présentation des observations dans le domaine temporel, deux méthodes connues et "standard" [celle du rapport spectral site/référence (Borcherdt et Gibbs, 1970) et celle de la fonction récepteur (H/V séisme)] sont appliquées pour estimer les effets de site dans le domaine fréquentiel. L'analyse des mêmes données est alors prolongée en appliquant deux méthodes récemment introduites pour évaluer les effets de site en terme de durée du signal sismique: la comparaison du délai de groupe moyen entre le site et le site de référence (Beauval et al, 2003) et une analyse temps-fréquence par sonogramme proposée par Parolai et Bard (2003).

Le chapitre 3 est consacré à l'utilisation de la méthode H/V standard (méthode "de Nakamura") sur le bruit du fond enregistré tant sur les stations du réseau temporaire qu'à l'occasion de mesures ponctuelles effectuées par l'IIEES au cours de ce projet comme lors de

projets antérieurs sur le microzonage sismique de différents quartiers de Téhéran. Des résultats assez particuliers, souvent sensiblement différents des conclusions du chapitre 2, nous ont alors conduits à analyser d'une part la variabilité temporelle du rapport spectral H/V, et notamment sa relation avec le niveau de l'amplitude spectrale absolue dans différentes bandes de fréquence, et d'autre part les bruits industriels et les perturbations induites sur le rapport H/V. Ces analyses ont révélé l'échec au moins partiel de la méthode de Nakamura pour la prédiction des effets basse fréquence, ainsi que la sensibilité du rapport H/V au niveau de l'amplitude spectrale absolue, essentiellement à basse fréquence encore. Un résultat connexe concerne la corrélation avec les conditions météorologiques sur la mer Caspienne.

L'échec de la méthode H/V à Téhéran, malgré son succès sur beaucoup d'autres sites tel que rapporté dans de nombreuses études, nous a conduit alors à entreprendre une évaluation empirique sur la fiabilité de cette méthode. Nous en présentons les résultats au chapitre 4, qui se situe donc un peu à l'écart de l'axe principal de cette thèse consacré à l'aléa sismique à Téhéran. Dans cet objectif, nous effectuons une comparaison systématique des résultats de la méthode "H/V bruit de fond" avec ceux obtenus avec d'autres méthodes expérimentales "reconnues" (rapport spectral site/référence, fonction récepteur), pour un grand nombre de sites européens (plus d'une centaine, outre ceux de Téhéran) dont les données ont pu être rassemblées dans le cadre du projet européen SESAME (Bard et al. 2004).

Nous revenons sur Téhéran dans le chapitre 5 pour exposer les résultats correspondant au deuxième aspect, à savoir la simulation de mouvements sismiques forts à Téhéran au moyen de la technique des fonctions de Green empiriques appliquées sur quelques événements enregistrés sur le réseau sismologique temporaire. Après une brève description du concept de base de la méthode et de la version utilisée, du mode d'estimation des paramètres de simulation et de la prise en compte des incertitudes, nous présentons les résultats d'une étude de sensibilité et de calibration des résultats, sur l'exemple des deux séismes fortement ressentis à Téhéran, à savoir celui de Changureh-Avaj (22/06/2002) et de Kojour (28/05/2004), enregistré par notre réseau pour le premier et par le réseau accélérométrique national du BHRC pour le deuxième. Cette calibration étant assez satisfaisante, nous présentons alors les résultats pour quatre scénarios différents, tous plausibles, concernant l'occurrence de séismes forts sur les failles de Mosha, Nord-Alborz et Garmsar. Pour ces trois failles nous avons simulé un séisme de magnitude Mw = 7.1; pour la dernière nous avons aussi envisagé un séisme de magnitude Mw = 7.6, correspondant au séisme historique rapporté sur cette faille.

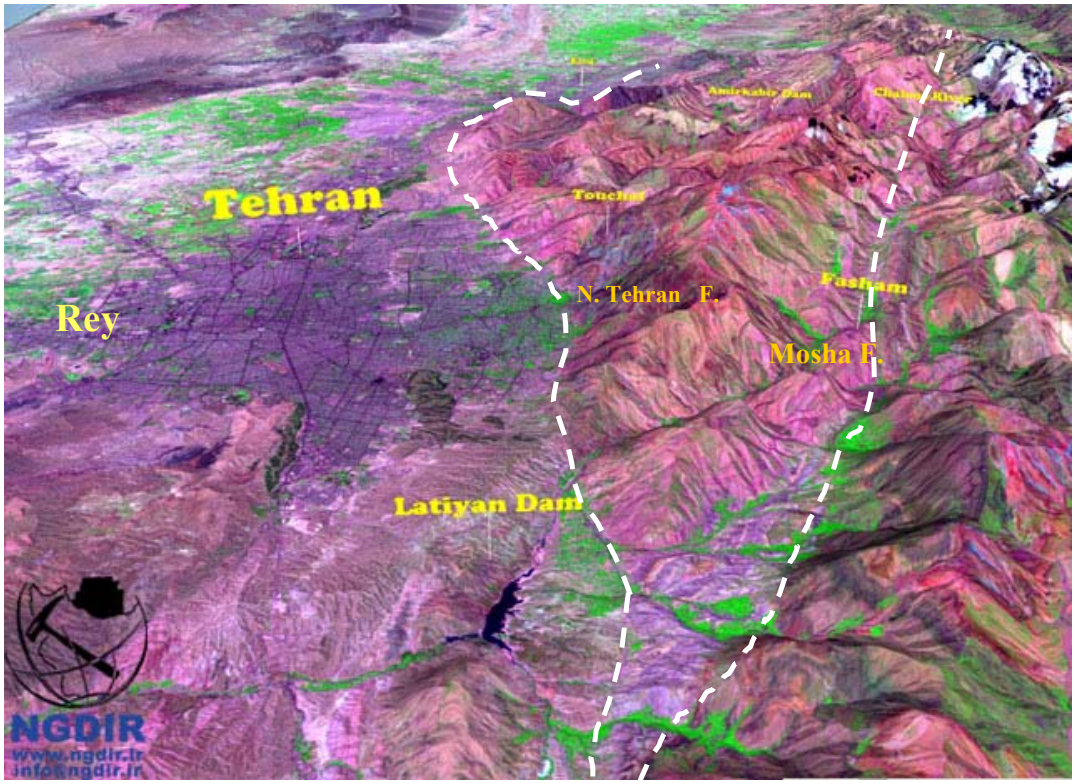


Figure I.1 Vue satellitaire oblique – en fausses couleurs - de Téhéran (de l'Est vers l'Ouest) indiquant la topographie et la position des deux principales failles passant au Nord de Téhéran (N. Téhéran et Mosha, en tiretés blancs). Vue récupérée sur le site Web site du NGDIR (National géological database of Iran).

Chapitre 1:

Etude bibliographique sur les conditions géotechniques et l'aléa sismique local a Téhéran

1.1 Introduction

Bien que l'importance de l'aléa et de la vulnérabilité sismiques comme dans la région de Téhéran soit connue depuis longtemps, cela fait seulement une dizaine d'années que des travaux spécifiques ont été engagés pour mieux appréhender l'aléa sismique local. On se heurte donc encore à un gros déficit de connaissances sur plusieurs volets de l'aléa, notamment la cinématique des failles actives et la structure profonde des alluvions. Sur le premier aspect, une série de tranchées sur les failles proches, effectuées dans le cadre de la collaboration franco-iranienne (Ritz et al 2003), a permis de commencer à quantifier les taux de récurrence; pour le second par contre, aucune investigation suffisamment profonde n'a encore été entreprise pour améliorer la connaissance de la structure géologique et géotechnique des alluvions de Téhéran. Les informations disponibles à l'heure actuelle sur cette structure, ainsi que sur la nature du substratum rocheux, sont basées sur deux études géologiques très anciennes, réalisées par Rieben et Engalenc dans des années cinquante [Rieben ,1953, 1955, 1960, 1966 et Engalenc 1968]. Beaucoup plus récemment (années 90), l'IIEES d'un côté [Jafari et al., 2001a, 2001b, 2004], et la municipalité de Téhéran de l'autre (projet mené avec le concours du Japon, JICA & CEST, 2001), ont été amenés, dans le cadre d'études sur les microzonages géotechnique et sismique de Téhéran, à compiler des informations des forages existants pour préciser les profils géotechniques: mais ces informations restent très superficielles, puisque la profondeur moyenne des forages reste inférieure à 30m.

Ce chapitre est consacré à une revue bibliographique des informations disponibles d'une part sur la situation géologique et sismique de la région de Téhéran, et d'autre part sur l'origine et l'ampleur des effets de site dans l'agglomération.

1.2 Situation géographique et géologique générale

La région considérée est donc axée sur la majeur partie de l'agglomération de Téhéran (20 arrondissements sur 22), correspondant grosso-modo au quadrilatère délimité par les latitudes 35° 33', 35° 54' Nord, et les longitudes 51° 15', 51° 35' Est (figure 1.1) soit une superficie d'environ 1000 Km². Elle s'étend sur le pied sud de la chaîne de l'Alborz, et est bordée à l'est par une série montagneuse nommée "massif de Sépayéh" par Engalenc (1968) et "Anti-Alborz" par Riviére (1931). Du point de vue géomorphologique, la ville de Téhéran, établie sur une parcelle de l'immense piémont qui borde le versant sud de l'Alborz sur des centaines de kilomètres, montre un paysage très différent dans les parties nord et sud de la ville : une zone de collines et de dépressions dans la zone piémont au nord, avec des pentes nord-sud parfois abruptes, et une plaine au sud, qui communique par une étroiture avec la plaine de Varamine (Engalenc, 1968). Le passage entre ces deux parties nord et sud est progressif.

La bordure nord de la ville culmine à une altitude maximum d'environ 4000 m (sommet de Tauchal). Cette unité montagneuse a été appelée "plis bordiers d'Alborz" par Dellenbach's (1964) et "zone méridionale tertiaire" par Engalenc (1968) en référence à différentes études et divisions antérieures par d'autres auteurs comme Gansser et Huber (1962), Stocklin et al (1964). Elle est formée presque entièrement par des roches de la "formation de Karaj", un complexe volcanique et pyroclastique sous-marin modérément plissé, délimité au nord par la faille de Mosha et au sud la Faille Nord-Téhéran (Tchalenko et al, 1974).

La bordure Est de la ville a une structure totalement différente des plis bordiers d'Alborz: elle est constituée des affleurements calcaires du Crétacé formant l'anticlinorium de Sépayeh au nord, et des formations cénozoïques en position synclinale, avec des masses granodioritiques et laves volcaniques au sud. L'altitude de ce massif varie de 1200 à 2000 m au sommet de Sépayeh.

Quand à la partie correspondant au cœur de la région étudié, son altitude augmente du sud-ouest vers le nord-est, et du sud vers le nord. L'altitude maximum du piémont atteint environ 1900 m au sommet des Hézardareh à l'extrême nord-est de la région. Le dépôt alluvial qui constitue la zone de piémont et la plaine du sud peut atteindre une épaisseur de plus de 1

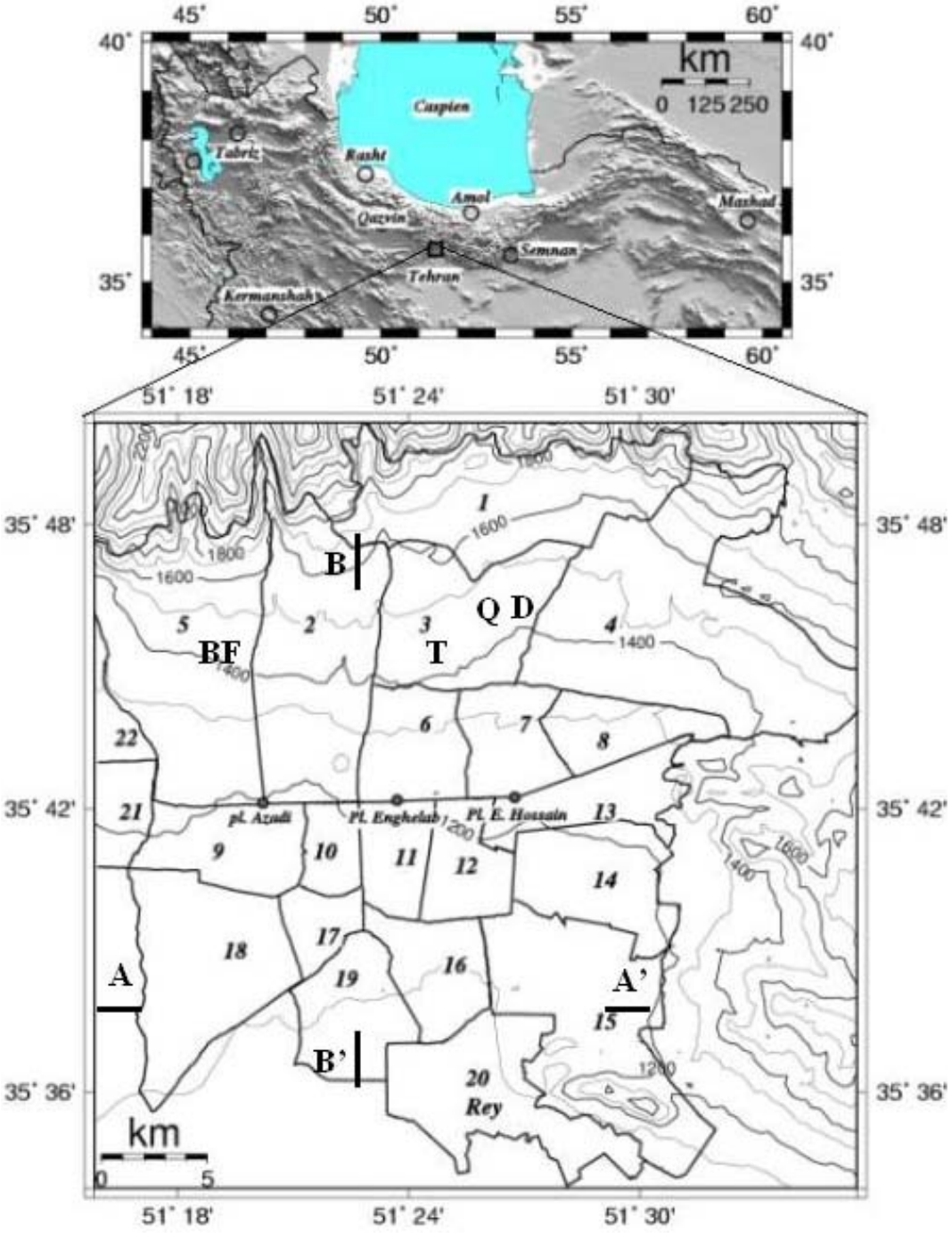


Figure 1.1 Situation géographique de la région étudiée au pied sud de l'Alborz (haut). La ville de Téhéran comporte donc une topographie très variable du nord vers le sud (bas); des montagnes aux bordures nord et est, une topographie de piémont dans la moitié nord (Nord de l'avenue Azadi et Enghelab) et une plaine au sud. Le découpage et les chiffres indiquent les 22 arrondissements de la ville. AA'= coupe géologique de la figure 1.19; BB'= coupe géologique de la figure 1.18; D= Quartier Darous; Q= Quartier Qolhak; BF = Quartier de Bagh-é-Feyz; T= Station de la télévision (Chaîne 2)

Km d'après Rieben (1955), le premier à les avoir étudiés. La zone de piémont peut elle-même se subdiviser en différentes sous-zones (4 selon Berberian et al. 1985), séparées les unes des autres par le passage de failles mineures. Nous les décrirons de façon plus détaillée dans une section ultérieure (1.4), car leur rôle apparaît crucial dans l'analyse des effets de site à Téhéran.

1.3 Contexte sismo-tectonique et sismicité

1.3.1 Tectonique générale et principales failles actives

La tectonique de la région étudiée est liée à celle de l'Alborz central. Cette dernière a suscité l'intérêt de beaucoup de géologues fameux comme Tchalenko (1974), Berberian (1983), Alavai (1996), Jackson et al. (2002), Allen et al. (2003). Cette région de déformation active, située au sud de la mer Caspienne, forme un arc d'une longueur d'environ 700 Km du Talesh (~37°N49°E) au Kopet Dagh (~56°E) et d'une largeur de 60 à 120 Km. Sa déformation est liée d'une part à la convergence Arabie-Eurasie (dont l'absorption se fait sur une zone beaucoup plus large allant du Zagros au Kopet Dagh), et d'autre part au mouvement vers l'Ouest du bassin Sud-Caspienne (Allen et al 2003). L'Alborz est extrêmement raide avec des versants dont le contact avec les plaines voisines est marqué, des deux côtés, par de grandes failles actives, la plupart de type chevauchant, souvent cependant avec une composante décrochante. La chaîne comporte plusieurs formations sédimentaires et volcaniques, ainsi que des masses intrusives du Chambérien à l'Eocène (figure 1.2), qui ont été déformées par la collision de la fin de Cénozoïque (Stöcklin, 1974 ; Berberian, 1983 ; Alavi, 1996 ; Ashtari et al, 2004). Axen et al (2001) ont suggéré un soulèvement rapide il y environ 6 à 4 Ma pour l'Alborz, presque synchrone avec l'affaissement rapide du bassin sédimentaire marin de la Caspienne du Sud qui, semble-il aurait été séparé de l'autre bassin indépendant de sédiments marins au sud (Formation Qom) par ce soulèvement (Jakson et al 2002). La mesure de GPS montre un taux de raccourcissement égal à 8±2 mm/an pour l'Alborz central (Vernant et al, 2004), tandis que le raccourcissement total à la longitude de Téhéran à été estimé 30 Km (Allen et al, 2003).

Deux profondeurs différentes sont proposées pour le Moho: la première, égale à 46±2 Km, a été estimée par Javan Doloei et Roland (2003) par la méthode des fonctions récepteur à partir des données du réseau courte période Iranien (ILPA) installé depuis 1976 au sud-ouest de Téhéran dans la zone de transition Alborz-Iran Central ; la seconde résulte du travail de

Ashtari et al (2004), indiquant une profondeur de 34 Km pour la région de l'Alborz Central, et confirmant les résultats d'autres chercheurs sur l'Alborz (Mangino et Priestley, 1998 ; Tatar, 2001) .

Plusieurs failles actives traversent l'Alborz central; la plupart d'entre elles sont parallèles à la direction générale de la chaîne (Berberian, 1983 ; Berberian et al, 1985 ; Trifonov et al, 1996 ; Allen et al, 2003 ; Bachmanov et al, 2004). Sur le versant nord de la chaîne, on trouve les failles de Khazar et Nord Alborz, de grandes failles inverses avec une pente vers le sud et peut être une petite composante décrochante senestre (Allen et al, 2003). Plus vers le sud, dans la zone interne (haut Alborz), existent les failles de Kojour [une des propositions pour la cause du séisme récent du nord de l'Iran le 28 mai 2004, de magnitude 6.3, et fortement ressenti à Téhéran], et la faille de Kandovan.

En descendant du haut Alborz vers le versant sud de la chaîne, une large zone de chevauchement senestre, segmenté et orienté ver le sud, sépare des formations de l'Eocène au sud des formations plus anciennes de nord (Allen et al, 2003): cette zone correspond à la faille de Mosha dans l'Alborz central, la faille la plus importante du point de vue de la sismicité historique de la région de Téhéran. Les cartes géologiques publiées l'identifient comme une faille en chevauchement avec une pente vers le nord -nord-est; Allen et al. (2003) en déduisent qu'il devrait exister, dans la partie est de la faille, des chevauchements de roches plus récentes sur des roches plus anciennes. Cependant, des travaux effectués ces dernières années concluent à un fonctionnement une faille décrochante senestre, au moins dans la partie est (Trifonov et al, 1996 ; Abbasi, 2003 ; Soleymani et al, 2003 ; Ritz et al, 2003 ; Bachmanov et al, 2004). Ritz et al. (2003) ont même reconnu une composante normale légère pour cette faille au niveau de la vallée du Lac de Tar au nord-est de Téhéran. La faille de Mosha a une longueur estimée à environ 150 Km (d'après Ritz et al, 2003). Le taux de glissement moyen pour cette faille est estimé de 2±1 mm/an (Ritz et al, 2003) et 2 à 2.5 mm/an (Bachmanov et al, 2004), d'où des périodes de retour de 160 à 620 ans pour des séismes en magnitude de 6.5 et 7.1, respectivement, pour le segment de la vallée du Lac de Tar. Berberian et al (1985) ont attribué 3 séismes historiques (23/02/958, 1665 et 27/03:1830) au mouvement des différents segments de la faille de Mosha (figure 1.3), avec des doutes cependant pour le séisme de 958.

A son extrémité ouest, la faille de Mosha atteint celle de Taleghan, une zone de faille de largeur environ 500 m, à jeu décrochant senestre avec une légère composante normale (d'après Nazari et al 2003). La longueur de cette faille est estimée à environ 70 Km, son pendage est vers le sud.

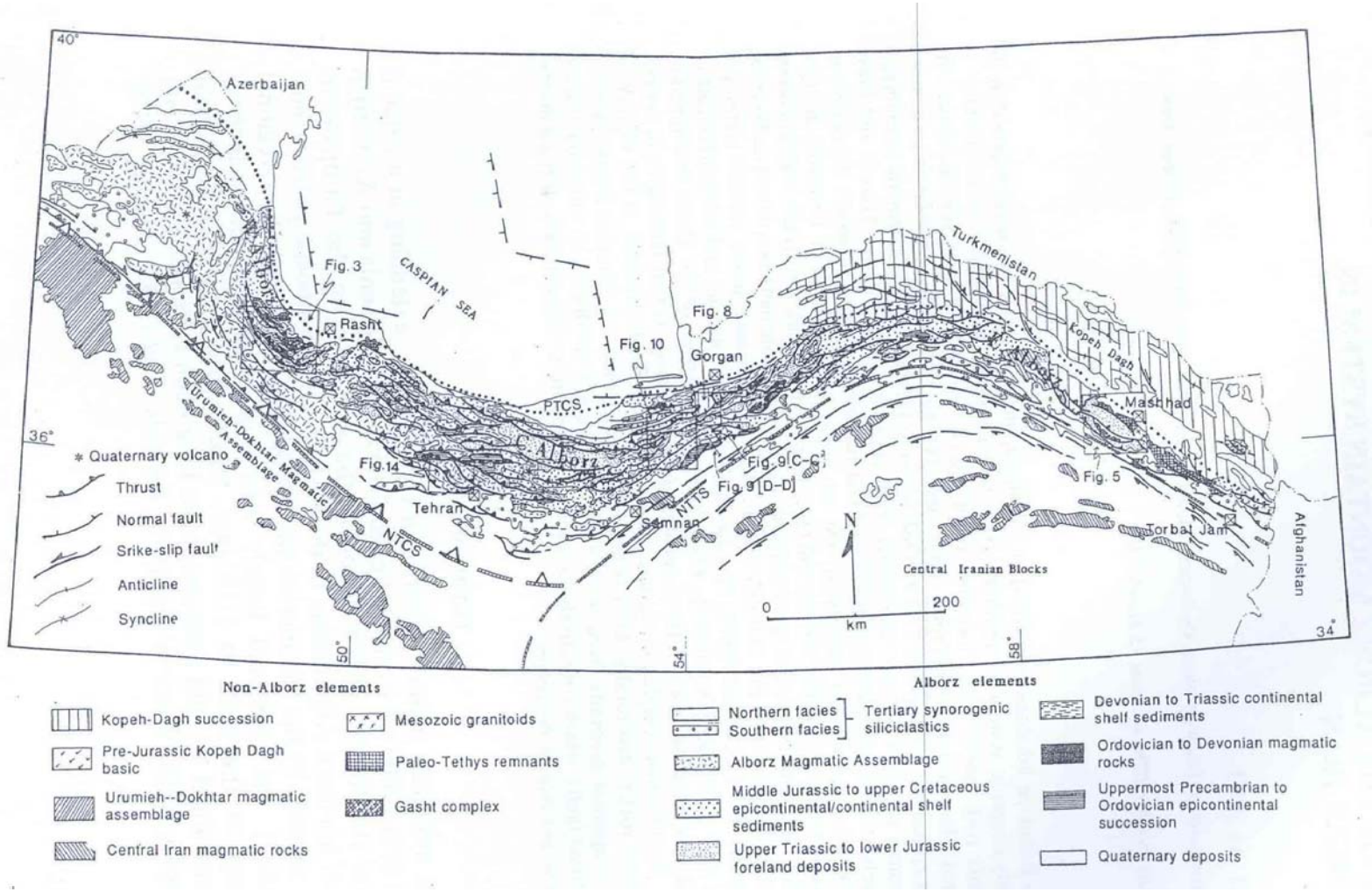


Figure 1.2 La carte tectonique de l'Alborz Central avec les unîtes lithotectoniques majeurs et caractéristiques structuraux principaux. Les sutures de bordure sont: zone de collision Paléo-Téthys (PTCS), zone décrochant de Néo-Téthys (NTTS) et zone de collision de Néo-Téthys (NTCS) , (Alvai 1996)

La faille Nord Téhéran est l'accident tectonique majeur à proximité immédiate de Téhéran. Elle contrôle la différence importante de topographie entre la partie piémont d'une l'altitude moyenne de 1300 m et le sommet le plus proche de la ville (sommet de Touchal, à environ 4000 m). C'est une faille chevauchante dont sa longueur atteinte 75 Km (Berberian et al. 1985). Sa forme convexe correspond, dans sa partie centrale (entre la vallée de Kan à l'ouest et Lashgarak à l'est), à une bordure bien marquée entre la formation de Karaj (Eocène) de la zone de plis bordiers d'Alborz et les dépôts alluviaux de la zone de piémont (voir les cartes des faille active et géologie de la région figures 1.3 et 1.5).

Enfin, plus au sud, existent plusieurs failles: celles de Garmsar, Parchin, Pishva, Kahrizak, Nord Rey et Sud Rey (Berberian et al 1985). Ces failles sont très peu étudiées, cependant des signes de leur activité récente ont été reconnus. On peut en mentionner deux exemples: d'une part, l'augmentation significative du niveau de l'eau souterraine sur le côté nord de la faille Nord Rey, et sa diminution notable en passant au côté sud (Knill et Jones 1968 ; Berberian et al, 1983 ; Keshavarz, 2003), interprétées comme une conséquence d'un mécanisme inverse sur une faille à pendage vers le nord, exhaussant le niveau bas de l'aquifère du côté nord; d'autre part, Martini et al (1998), lors d'une étude paléo-sismologique sur la faille de Kahrizak, ont observé que les axes de anciens qanâts (galeries souterraines de l'extraction de l'eau aux pays arides) sont déplacés à travers la faille de Kahrizak.

En plus de ces failles principales au nord et au sud de la ville, plusieurs failles quaternaires de longueur (supposée) modérée passent au sein même de la ville; à l'heure actuelle, elles ne sont généralement pas considérées comme sismogènes, bien qu'elles sont soient très mal connues..

Il faut bien reconnaître qu'à l'heure actuelle, nos connaissances sur l'activité sismique et les périodes de retour des séismes associées à ces failles, sont extrêmement limitées. La première tentative de De Martini et al (1998) de reconstruire l'histoire sismique de la faille de Kahrizak, par le biais de tranchées paléosismologiques, s'est soldée par des résultats assez décevants. Cependant, les études paléosismologiques récentes de Ritz, d'abord sur la faille de Mosha (Ritz et al. 2003), puis sur les failles Nord-Téhéran et Taleghan, permettent de commencer à quantifier l'activité des failles de l'Alborz. Sur une zone un peu plus vaste, Berberian et Yeat (2001), ont estimé à partir d'observations archéologiques, des périodes de retour d'au maximum 3000-3500 ans et 3000 ans pour des failles d'Ipak et de Roudbar, respectivement. La première est la cause du séisme destructeur (Ms = 7.2) du 1 septembre 1962 à Buin Zahra, à 120 Km à l'ouest de Téhéran, et la deuxième a engendré le séisme

mortel de Rudbar-Tarom (Berberian et Yeat, 2001) le 20 juin 1990, de magnitude Mw 7.3 à 200 Km au nord-ouest de Téhéran.

1.3.2 Sismicité historique et instrumentale

Téhéran n'ayant longtemps été qu'un petit village au pied de l'Alborz, son histoire sismique n'est pas bien documentée. Cependant, d'autres villes et endroits proches comme Rey juste au Sud, ou comme Garmsar, Eivanaki, Taleghan, Qazvin, Buin Zahra et Damavand un peu plus loin, ont une histoire plus riche et longue, relatant plusieurs catastrophes sismiques (Ambraseys, 1974 ; Ambraseys et Melville, 1982 ; Berberian et al, 1985 ; Berberian, 1994). Le tableau 1.1 montre ainsi que Rey à été rasé au moins trois fois par suite de séismes, la dernière fois en 958 A.D. La région située à l'ouest de Téhéran (Buin-Zahra ; 90 Km vers l'ouest) a été touchée deux fois (en 1177 et 1962) par des séismes de magnitude supérieure à 7.0 (Zaré, 2003).

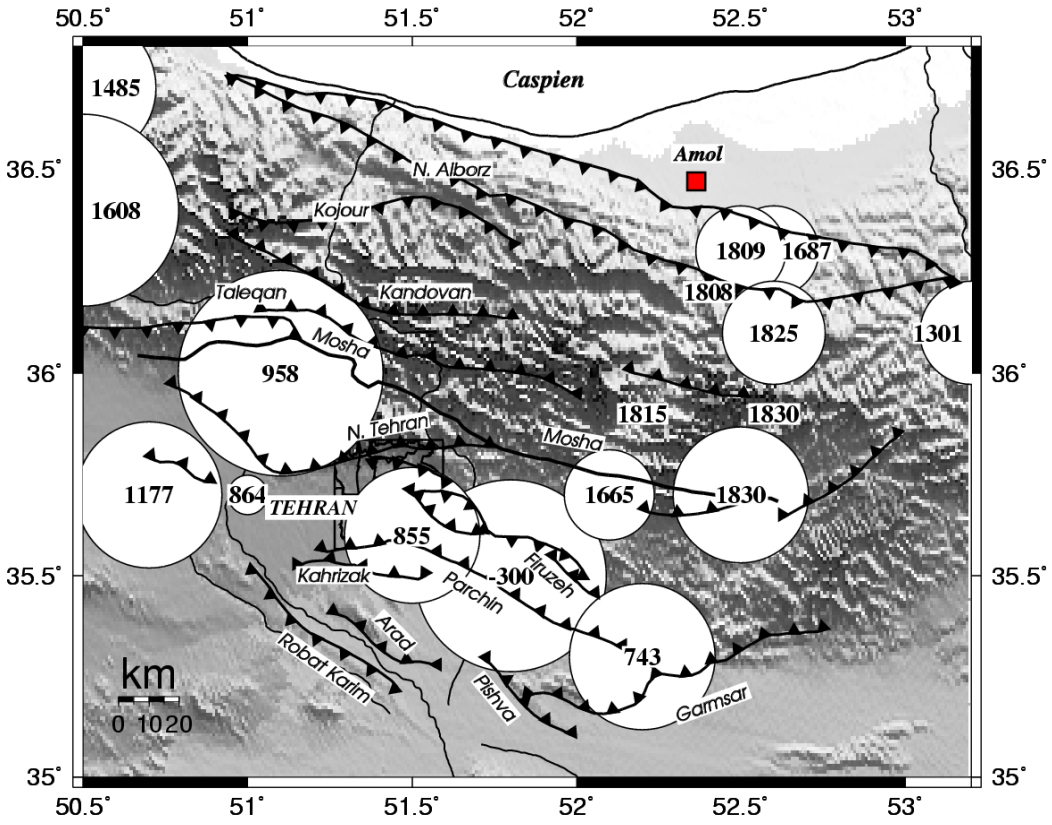


Figure 1.3 Sismicité historique et failles actives majeures dans la région étudiée. Les failles ont été numérisées par Ashtari et al (2004) sur la base de Berberian et Yeats (1999, 2001), Berberian (1983), Tchalenko (1975), Tchalenko et al. (1974a, b). La sismicité historique est tirée de Ambraseys et Melville, 1982 et Berberian, 1994. La taille des disques a été prise proportionnel à la longueur de rupture (Ashtari et al 2004) en soupesant une relation empirique entre la magnitude et la longueur de rupture.

Tableau 1.1. Evénements sismiques significatifs (M ≥ 5.5) de la région de Téhéran. Colonne "Efa" : faille correspondante (si identifiée) ; Colonne "FD": Profondeur. Significations des références : 1 = Ambraseys et Melville (1982) ; 2= Berberian et al. (1994); 3=Nowroozi (1976); 4= Nabavi (1978); 5=NEIC (National Earthquake Information Center).

Date	Time	coordinates							
Y M D	HH MM SSS	Lat.N lon.E	FD	Mb	Ms	Mw	Efa	Ref	Region or dist.
300 BC		35.500 51.800			7.6		*?	1	
743		35.300 52.200			7.2			1	Rey
855		35.600 51.500			7.1			1	Rey
864 01		35.700 51.000			5.3			1	Rey
958 02 23		36.000 51.100			7.7			1	Rey
1119 12 10	18	35.700 49.900			6.5			1	Ghazvin
1177 05		35.700 50.700			7.2			1	Buin-Zahra
1301		36.100 53.200			6.7			1	Farim
1383					VIII			2	
1485 08 15	18	36.700 50.500			7.2			1	Dylman
1608 04 20	12	36.400 50.500			7.6			1	Taleghan
1665		35.700 52.100			6.5		*?	1	Damavand
1808 12 16	18	36.400 50.300			5.9			1	Taleghan
1815	06	35.900 52.200			7.1			1	Damavand
1830 03 27	12	35.700 52.500			7.1		*?	1	Damavand
1876 10 20	15	35.800 49.800			5.7			1	
1895								2	TEHRAN
1901 05 20	12 29	36.390 50.480			5.4			1	
1930 10 02	15 32	35.860 52.080			5.2		*?	1	Ah-Mobarak
1948 06 17	14 08 31	36.590 49.440		5.5				3	
1948 06 30	19 31 50	36.660 49.480	114	5.0				3	
1962 09 01	19 20 50	35.710 49.810	21	6.9	7.2		*	1	Buin-Zahra
1962 09 04	13 21 35	35.580 49.710	43	5.6				3	
1962 10 13	10 23 38	35.740 50.090	32	5.5				3	
1963 01 02	17 38 00	35.700 49.900	20	5.5				4	
1980 12 19	01 16 60	34.587 50.652	33	5.6	5.8	5.5		5	
1980 12 22	12 51 20	34.503 50.590	41	5.5	5.2	5.3		5	
1990 01 20	01 27 10	35.832 52.954	25	5.5	5.9			5	
2004 05 28	123844.26	36.243 51.618	17	6.2	6.4	6.3	*?	5	Kojour

Berberian et Yeats (2001), sur la base d'une exploration archéologique, indiquent un autre événement majeur pour cette région en 2000-1500 BC, qui aurait fait disparaître une ancienne civilisation au mont de Sagzabad à quelques kilomètres au nord-ouest de Buin Zahra. Les événements les plus forts listés dan le tableau 1.1 sont associés aux failles citées plus haut à proximité de Téhéran (comme les séismes de 855 et 1177) ou d'autre failles de l'Alborz Central (Ashtari et al 2004). L'occurrence des séismes historiques nombreux dans la région de Damavand (à l'est de Téhéran), située à proximité de la faille de Mosha, suggère que cette faille est l'une des plus importantes de la région, Berberian et Yeats (2001) lui attribuent d'ailleurs les séismes de 958, 1665 et 1830. L'un des plus forts séismes de la région (3ème siècle BC, Ms~7.6) a été cependant assigné à la faille de Garmsar par Ambraseys et Melville (1982).

Pour la période récente, les catalogues instrumentaux (par exemple celui du NEIC, figure 1.4), indiquent que la région de Téhéran a été plus calme que d'autres régions sismiques actives de l'Iran pendant le 20ème siècle: aucun événement fort n'est survenu à proximité immédiate de Téhéran (i.e., moins de 100 Km). Plusieurs séismes de magnitude supérieure à 5 sont cependant associés aux failles de Mosha, Ipak et Nord Alborz (Ashtari et al 2004). Hedayati et al (1976), utilisant les données d'un réseau sismologique temporaire constitué d'une douzaines de stations- dont certaines n'ont fonctionné qu'un seul jour -, associent l'activité sismique observée aux failles de Mosha, Ipak, Nord Rey ou Sud Rey.

L'étude la plus récente sur la sismicité de Téhéran a été réalisée par Ashtari et al (2004), dans un cadre analogue à la présente thèse, sur la base des données du réseau sismologique permanent TDSN (Tehran Digital Seismological Network) et de deux compagnes temporaires effectuées en 1999 et 2000. Les résultats indiquent une activité sismique supérieure à l'est de Téhéran par rapport à la région ouest de la ville, associée par les auteurs à la terminaison est de la faille de Mosha, à la faille de Garmsar et à la faille Nord Alborz. Ils notent cependant que les séismes sont distribués partout dans l'Alborz Central, parfois sans relation apparente avec des failles actives connues, spécialement au sud-ouest de Téhéran. La plupart des mécanismes au foyers obtenus sont cohérents avec un mouvement senestre sur les failles de Mosha et Garmsar. Pour expliquer la prédominance d'une composante décrochante (en comparaison de la tectonique globale inverse de la région) ainsi que la différence entre la direction de raccourcissement (obtenu par GPS) et l'orientation de l'axe P, les auteurs proposent une déformation interne (ou partitionnement de la déformation) à l'échelle de l'Alborz Central, ou plus probablement un changement du champ de contrainte. Par ailleurs,

cette étude indique une activité essentiellement superficielle: tous les séismes localisés précisément ont des profondeurs inférieures de 15 Km.

1. 4 Géologie des formations superficielles

Les grandes lignes de la stratigraphie des alluvions de Téhéran ont été publiées pour la première fois par Rieben dans une série de notes (1953, 1955, 1960, 1966). Il a distingué quatre grands ensembles appelés A, B, C, D (la formation A étant la plus ancienne). Après lui, plusieurs auteurs ont étudié ces alluvions sous différents points de vue: géologique, géomorphologique, hydrogéologique (Huber, 1960 ; Knill et Jones, 1968, Engalenc, 1968, Vita-Finzi, 1969,1979, Khadem 1993, Berberian et al, 1985).

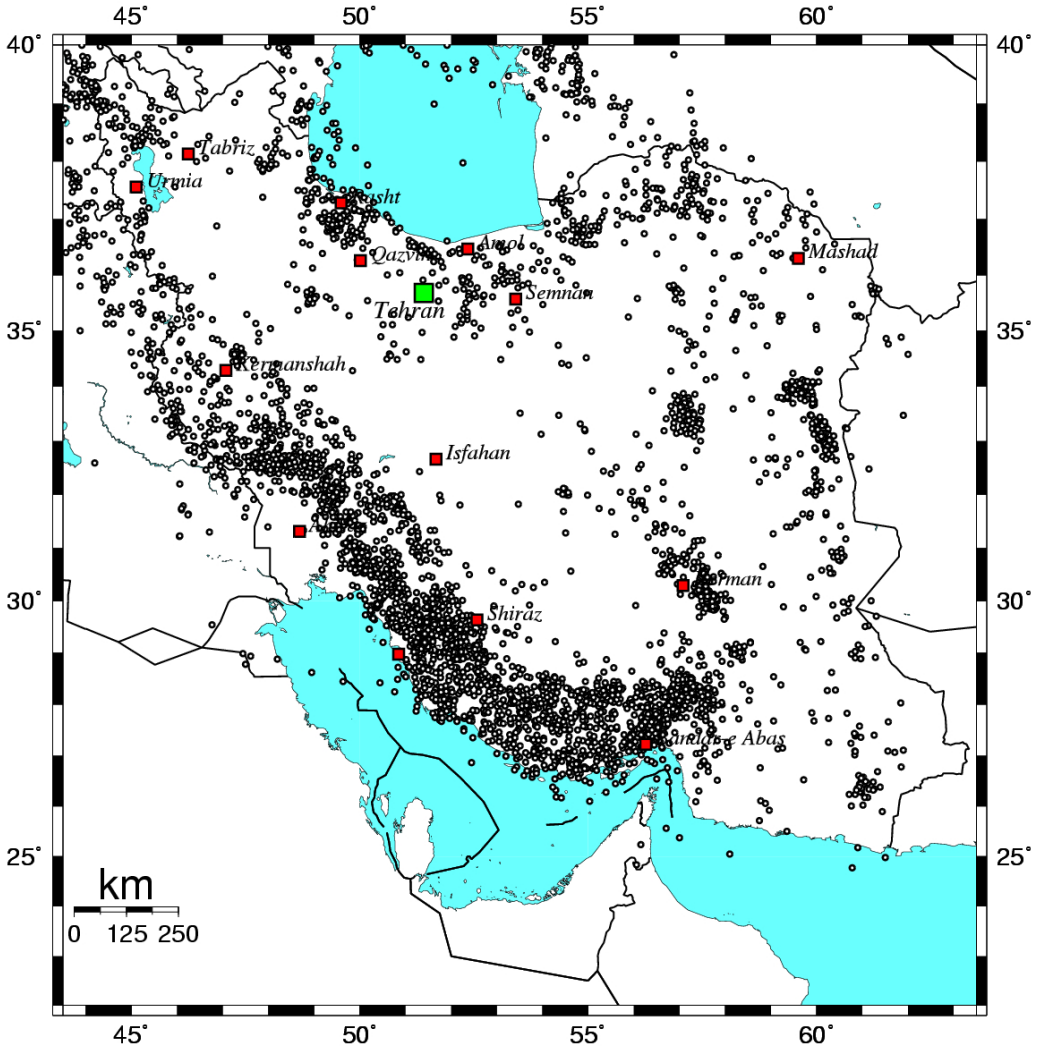


Figure 1.4. Sismicité instrumentale de l'Iran pour la période 1973-2005. Sont représentés ici les séismes du catalogue NEIC ayant une magnitude mb > 4.

Ils ont tous plus ou moins adapté la classification de Rieben, sauf Engalenc (1968), qui a introduit des critères géomorphologiques sans toutefois modifier les quatre grands ensembles. Les figures 1.5 et 1.6 montrent respectivement la distribution de ces quatre séries alluviales sur la carte géologique de Téhéran d'après Abbasi et al (1999), la colonne stratigraphique générale des alluvions à Téhéran (Rieben, 1955) et la colonne stratigraphique des alluvions à l'ouest de la vallée de Darké au nord de Téhéran (Engalenc, 1968). Comme le montrent ces figures ces alluvions ont comme l'age Quaternaire bien que les couches inférieures des alluvions "A", se semblent plus anciennes (la fin Miocène).

1.4.2 Les alluvions " A "

La formation A ou la formation "Hézardareh" (ainsi dénommée par Rieben, 1955), correspond aux alluvions les plus anciennes de la région, constituées de fortes épaisseurs de cailloutis roulés d'origine fluviatile (Engalenc, 1968). L'autre caractéristique de ces alluvions est leur homogénéité (de ce fait, on les appelle parfois les alluvions homogènes de Téhéran). Cette homogénéité est due à un bon calibrage des galets (avec la taille moyenne de 10-25 cm), à une stratification assez régulière, à l'origine presque unique des galets (90% ont pour origine les roches vertes de la formation de Karaj). L'assortiment relativement uniforme des galets ainsi que leur forme semi-roulée montrent que la chaîne de l'Alborz n'avait pas d'altitude très élevée au moment du dépôt de ces alluvions: la différence de potentiel entre l'amont et l'aval était faible (Shabanian et al). La localisation prédominante de la formation A entre l'Alborz et le mont Sépayeh suggère l'hypothèse que les apports de ces alluvions se faisaient essentiellement depuis le Nord-est, l'agent transporteur pouvant être un cours d'eau dont le Djajeroud ou la rivière de Damavand seraient les reliquats (Engalenc, 1968). Après l'étroiture de Talo, les alluvions pouvaient s'étaler dans la plaine de Téhéran en un gigantesque cône de déjection. Ces alluvions contiennent localement des intercalaires et des lentilles argileuses ou sableuses. Contrairement à la lithologie qui change très peu des parties inférieures vers les parties supérieures de cette formation, les caractéristiques de porosité et d'altération évoluent clairement. La partie inférieure à une porosité très faible, une résistance mécanique élevée et les galets sont très altérés. Pendant les pulsations tectoniques de la fin du Pliocène, les alluvions de Hézardareh se sont plissées et des collines sont apparues dans la zone piémont. La plupart des plis sont asymétriques (le flanc nord est plus raide); leurs axes sont parallèles à la bordure des montagnes.

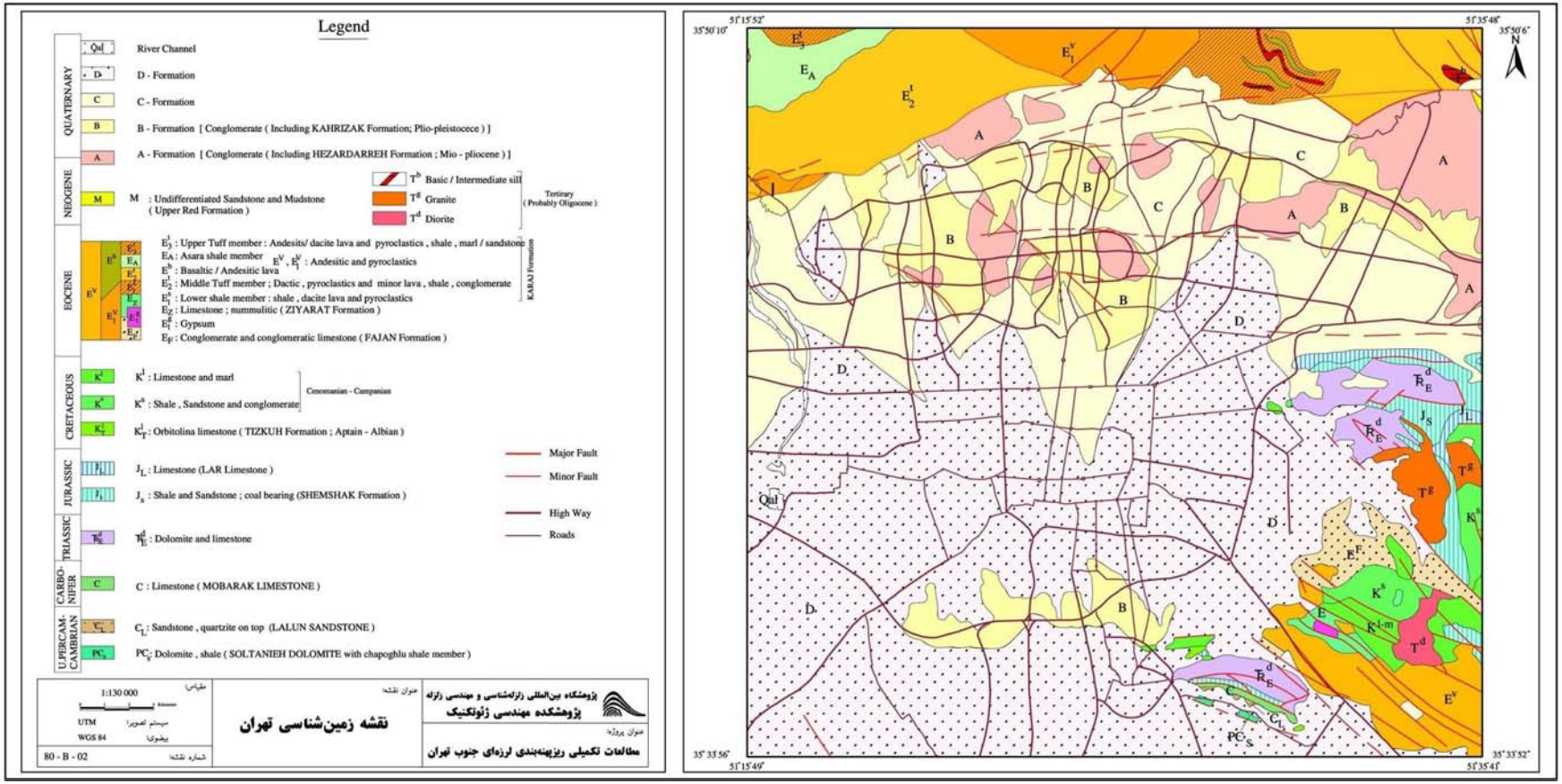


Figure 2.5 Carte géologique de Téhéran (Abbasi et al, 1999). Affleurements rocheux sur les reliefs nord et est, et distribution des dépôts alluviaux dans la ville. Les alluvions D recouvrant la majeure partie de la ville ont en fait une très faible épaisseur, et surmontent des alluvions C qui constituent principalement le sol de Téhéran dans la parties sud de la ville.

1.4.2 Les alluvions " B"

Les alluvions B ont été mentionnées au début par Rieben (1955) sous le nom de "formation Kahrizak", à cause d'une section argileuse au nord de Kahrizak (sud de Téhéran). Ces alluvions, affleurant principalement au nord de Téhéran, sont constituées de matériaux granulaires très hétérogènes. Etant donné que l'équivalence latérale des alluvions hétérogènes de la partie piémont (nord) et des argiles de plaine sud de la ville est controversée, Engalenc (1968) propose d'éviter d'utiliser ce nom, et Berberian et al (1985) propose le nom "formation alluviale hétérogène de nord Téhéran ; Bn" pour la partie nord et "formation Kahrizak ; Bs" pour la partie sud. Les alluvions "B" présentent de fortes variations d'épaisseur, mais une stratification quasiment horizontale (le plus fort pendage des couches est 15°).Du fait de l'importance des pendages des alluvions "A", il existe donc une discordance très prononcée entre le "A" et le "B". Les alluvions "Bn" sont constitués des galets de tailles très variables allant de quelques centimètres à quelques mètres (gros blocs), cimentés par un liant calcaréo-gréseux; leur épaisseur atteint parfois 60 m. La granulométrie des alluvions décroît du Nord vers le Sud. Ce fait, ainsi que l'émergence des Hézardareh de l'ennoiement de "B" au nord de la ville, font penser que l'origine de ces dépôts est la face Sud de Mont Tauchal (Engalenc, 1968).

1.4.3 Les alluvions " C"

Avec ces alluvions, nous arrivons à des périodes géologique proches de nous (Engalenc, 1968). Les alluvions C ou "Alluvions de Téhéran" (Rieben 1955) consistent les cônes de déjections qui sortent de l'Alborz vers le Sud et recouvrent une partie de la plaine. Une majeure partie de la ville est construite sur ces alluvions. Ils ne sont pas tectonisés et leurs pendages sont ceux de dépôts normaux. Ils reposent indifféremment sur les alluvions A ou B par l'intermédiaire de surface d'érosion. Ils ont des formes claires de cône de déjection à proximité des montagnes, avec une granulométrie "classique" où la proportion des galets les plus grossiers décroît de l'amont vers l'aval, et change aussi latéralement: les interfluves et les angles morts situés entre les apex de deux cônes voisins sont plus fins et peut-être plus hétérogènes, car ils correspondent aux zones de débordement.

Les dépôts C à l'aval du piémont sont représentés par des limons sableux, avec de minces lits de graviers et des alignements de petits galets à l'emplacement des anciens chenaux d'écoulement (Engalenc, 1968). Ils recouvrent la quasi-totalité de la plaine de Téhéran, bien au-delà de ressaut topographique de Rey et avec une épaisseur variable qui peut atteindre de 15 à 20 m, mais reste certainement faible par rapport aux limons Bs.

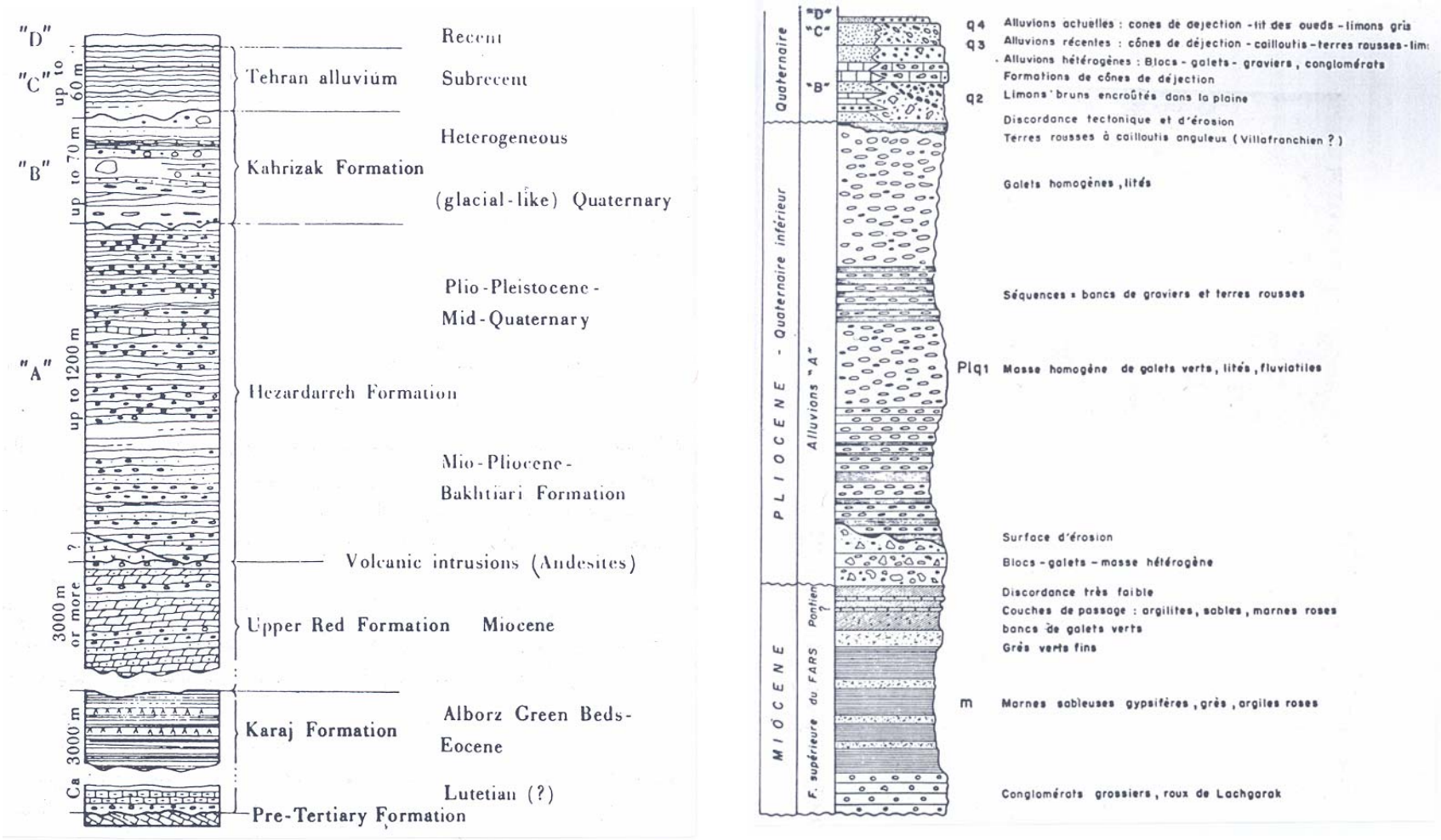


Figure 2.6. Colonne stratigraphique générale des alluvion de Téhéran d'après Rieben (1953) à gauche, et a l'ouest de la vallée de Darkeh au nord de Téhéran d' après Engalenc (1998), à droite.

1.4.4 Les alluvions "D"

Les alluvions D sont les formations les plus récentes (actuelles) de la région de Téhéran. Ces alluvions torrentielles sont localisés dans les lits et sur les aires d'épandages des cours d'eau fonctionnant actuellement. D'après Engalenc (1968), les dépôts D se mêlent avec les dépôt plus anciens à la limite du piémont, là où les alluvions actuelles s'amenuisent et disparaissent sans pouvoir recouvrir complètement les formations précédentes; les limons étalés dans la plaine avant la création de la ville, ne sont plus reconnaissable car ils sont mêlés avec les limons antérieurs par les travaux de labourage.

Abbasi et al (1999) considèrent que cette formation recouvre la plaine de Téhéran sous la forme d'une couche mince (l'épaisseur moyens 1-2 m) et argileuse (cf. carte de la figure 2.5).

1.4.5 Tectonique des alluvions de Téhéran

Le piémont de Téhéran, et plus précisément les alluvions A, sont tectonisé. Rieben (1955,1960) a distingué un nombre assez important d'anticlinaux dans cette zone, mais Engalenc (1968) a simplifié la carte de Rieben en arguant que ces axes structuraux correspondent avec des alignements topographiques : un anticlinal se cacherait dans chaque rangée de collines et les axes synclinaux se localiseraient dans les dépressions. Une étude détaillée de Sahbanian et al (2001) sur l'anticlinal de Abbas-Abad a cependant montré qu'on ne peut pas généraliser cette règle. D'une façon générale, les alignements du piémont sont parallélisés aux reliefs de bordure. En regardant ce parallélisme, Engalenc (1968) a suggéré une dépendance étroite entre la tectonique cassante de substratums et celle plus souple des alluvions d'une façon que les anticlinaux et les synclinaux qui affectent les alluvions, se moulent sur des compartiment surélevés ou effondrés du substratum affecté par une tectonique du style "en touches de piano". Dans son hypothèse, à un axe anticlinal doit correspondre en profondeur un accident. Ces accidents seraient des failles rectilignes très redressées ou verticales.

La pulsation tectonique qui a plissé des cailloutis pliocènes s'est continuée dans les temps quaternaires. Engalenc a relevé plusieurs indices de cette pulsation, parmi lesquels des failles qui incisent les alluvions B, comme la faille de Télévision et la faille de Bagh-é-Feyz (les quartiers correspondant sont marqués par en "BF" et "T" sur la figure 1.1. La première est une faille de longueur 1.5 Km qui incise les alluvions A et Bn et passe en dessous de la station de la chaîne 2 de télévision et le deuxième est une faille chevauchant du longueur 4.5 Km à l'ouest de la ville (voir Berberian et al 1965)

1.4.6 Substratum rocheux et épaisseur des alluvions

Il n'existe pas à l'heure actuelle de données précises et profondes sur le type et la localisation du substratum rocheux des alluvions de Téhéran; cela est fort regrettable pour l'étude de l'effet de site et devrait être corrigé au plus tôt. Toutes les informations existantes sont basées sur l'imagination géologique. D'après Engalenc, le substratum de la région de piémont de Téhéran est formé par des roches à comportement fragile qui ont subi une tectonique "en touches de piano " au cours de la phase de contraction d'age fin ou post-pliocène (les charnières des anticlinaux de cailloutis du piémont se superposant à ces fractures). Plus vers le sud, en dessous de la plaine de Téhéran, la situation de substratum est encore plus mal connue. Par analogie avec ce que l'on peut voir sur les bordures, Engalenc imagine qu'une série de cassures de direction NW-SE doit parcourir la plaine. Les études géophysiques effectuées par S.A.G.P (1958), et C.G.G (1966) montrent la continuation vers l'ouest en profondeur de l'éperon du Bibicharbanou, ainsi que des principaux reliefs du Sépayeh. Entre ces deux éperons, un sillon s'enfonce en direction de Téhéran. Les plus fortes profondeurs sont localisées au sud de Mehrabad (1100 m). En regardant les directions tectoniques NW-SE Engalenc admet une certaine continuité structurale entre le Bibicharbanou et Karadj. Cette continuité passerait par le point bas de Mehrabad, elle peut être matérialisée par un accident de type chevauchant. Au-delà, vers le Sud, le substratum, certainement formé de roches volcaniques éocènes, remonterait pour affleurer rapidement. Une autre dépression passe à Majidieh et au sud de l'anticlinal d'Abas-Abad. Les profondeurs sont de l'ordre de 700 m.

D'après Engalenc, par substratum il faut attendre le sommet des roches vertes (formation de Karadj), ou roches volcaniques ou calcaires et dolomies de Sépayeh. Dans ce cas là les dépressions doivent contenir une épaisseur assez forte de Miocéne. C'est au niveau de ces dépressions qu'il faut s'attendre aussi à trouver de fortes accumulations d'alluvions anciennes: les plus fortes épaisseurs d'alluvions sont à rechercher au niveau des cônes de Kan. Le profil Géoélectrique (C.G.G, 1966) montre que les cailloutis de nord de Téhéran n'existent plus au sud, où les alluvions plus récents sont déposés directement sur la formation " Upper red bed " du miocène constituée de marnes et marnes argileuses; cependant, d'après Pedrami (1977), la partie supérieure des Upper Red Beds est équivalente aux couches inférieurs est non granulaire de formation "A".

1.5 Conditions géotechniques et relation avec la géologie

Toutes les informations sur les profils géotechniques de la ville de Téhéran viennent de deux études précédentes sur les effets de site et le microzonage sismique de Téhéran (Jafari et al, 2001a, 2001b, 2004 ; JICA &CEST, 2000). Leurs auteurs ont compilé les données d'un grand nombre de forages effectués soit pour les projets de constructions locales soit pour l'exploitation de l'eau souterraine, réalisé eux-mêmes quelques forages et quelques reconnaissances géophysiques (réfraction, downhole) pour avoir des idées sur le profil vitesse des onde S. Cependant ces données restent très peu profondes par rapport à l'épaisseur probable ou supposée des alluvions: la plupart ne dépasse pas 50 mètres, et il en existe un seul dépassant 200 m de profondeur. De plus, comme souvent, la distribution des forages n'est évidemment pas uniforme: ils sont plutôt concentrés au centre de ville. Chacun de ces deux groupes a proposé une classification géotechnique spéciale pour pouvoir présenter la distribution de profils des sols dans la région étudiée.

- Le premier (Jafari et al. / IIEES) a classé des sols en deux groupes généraux: des sols cohésifs, repérés par un indice C, et des sols non cohésifs, avec un indice N. Chaque groupe a ensuite été subdivisé en sous-groupes sur la base de la vitesse des ondes S soit mesurées soit estimées par une relation empirique entre le nombre de coups SPT et la vitesse des ondes S (tableau 1.2).
- JICA & CEST ont proposé la classification indiquée sur le tableau 1.3. Les valeurs de N dans ce tableau ne sont pas les valeurs véritables de SPT, mais des valeurs équivalentes et recalculées (Neq) pour 30 cm de pénétration de SPT.

Dans ces deux études, la difficulté de recherche de substratum géologique a été palliée par la prise en compte d'un "substratum sismique" défini par un seuil minimal pour la vitesse des ondes S: 600 m/s ou Neq égal à 100 pour JICA & CEST, 600 m/s et 700 m/s pour des sols cohésifs et granulaires, respectivement, par Jafari et al (2001). JICA & CEST ont alors défini 41 modèles de sol, dont la définition sous forme de "colonne de sol" est basée sur la profondeur du "substratum sismique" et la nature et la vitesse des différentes formations situées au-dessus de ce substratum (figure 1.8). La plus grande profondeur pour le substratum sismique dans ces modèles est d'environ 150 m, et correspond à la plaine de Sud.

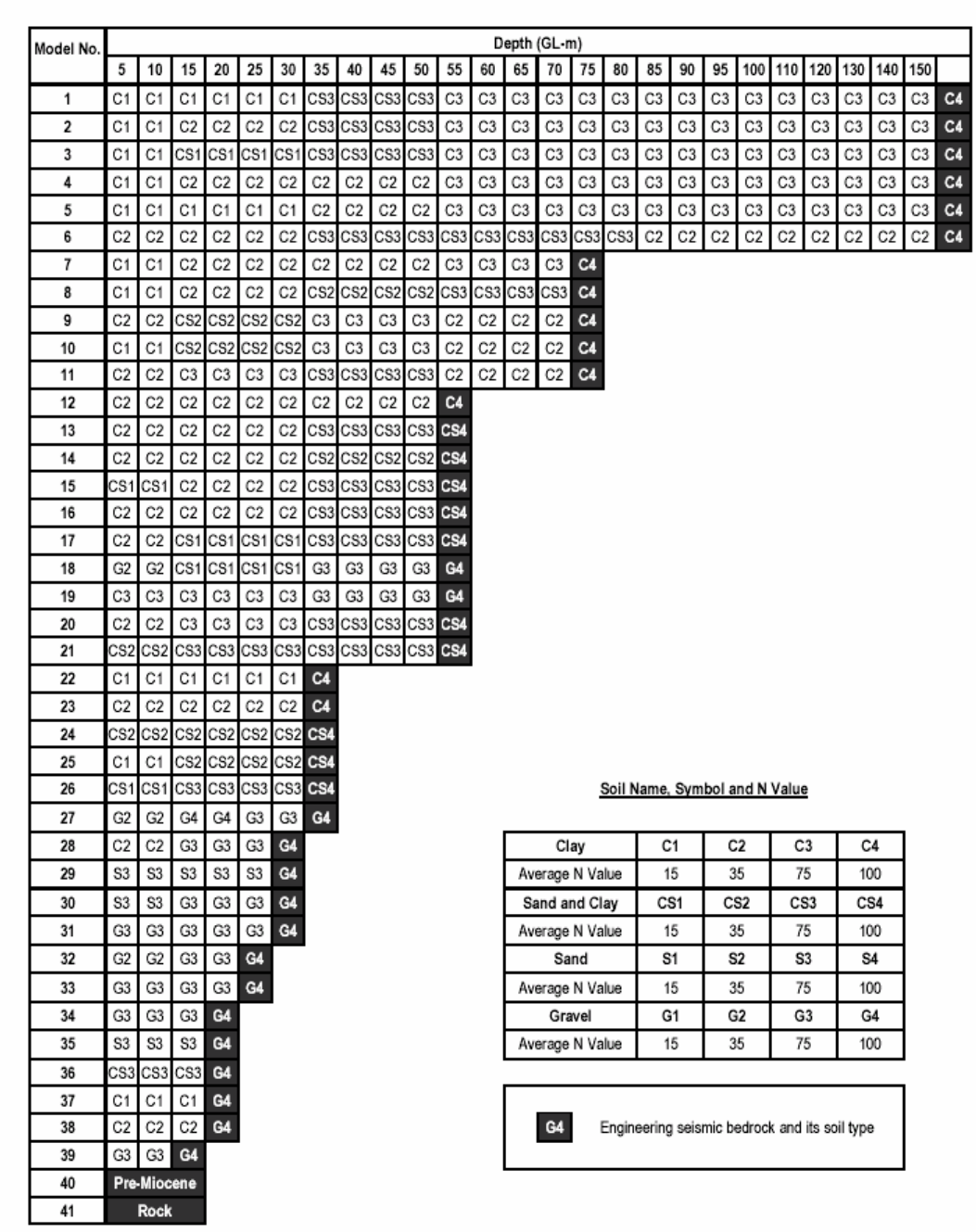
Tableau 1.2 .Classification des sols de Téhéran, basé sur la vitesse des ondes S (Jafari et al, 2001)

Sols cohésifs					
Indice	C1	C2	C3	C4	C5
Vs m/s	<120	120-250	250-400	400-600	>600
Nombre de coups SPT	<8	8-16	16-30	30-50	>50
Sols Granulaires					
Indice	N1	N2	N3	N4	
Vs m /s	<200	200-400	400-700	>700	
Nombre de coups SPT	<10	10-30	30-50	>50	

Tableau 1.3 . Classification des sols de Téhéran, sur la base de leur nature et du nombre de coups SPT équivalent à 30 cm de pénétration (JICA & CEST)

Soil Name	Soft Clay	Firm Clay	Hard Clay	Very Hard Clay
Symbol	C1	C2	C3	C4
Average N Value	15	35	75	100
Soil Name	Soft Clay and Sand	Firm Clay and Sand	Hard Clay and Sand	Very Hard Clay and Sand
Symbol	CS1	CS2	CS3	CS4
Average N Value	15	35	75	100
Soil Name	Loose Sand	Medium Dense Sand	Dense Sand	Very Dense Sand
Symbol	S1	S2	S3	S4
Average N Value	15	35	75	100
Soil Name	Loose Gravel	Medium Dense Gravel	Dense Gravel	Very Dense Gravel
Symbol	G1	G2	G3	G4
Average N Value	15	35	75	100

Généralement on peut dire que plusieurs types de sol (gravier, sable, silt, et argile) sont distribués dans la ville avec une tendance à une décroissance de la granulométrie du Nord et de l'Est vers le Sud et l'Ouest, en liaison assez étroite avec l'altitude comme cela apparaît sur les deux coupes nord-sud et est-ouest des figures 1.8 et 1.9.



Model No.	Depth (GL-m)																									
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100	110	120	130	140	150	
1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	CS3	CS3	CS3	CS3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C4
2	C1	C1	C2	C2	C2	C2	CS3	CS3	CS3	CS3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C4
3	C1	C1	CS1	CS1	CS1	CS1	CS3	CS3	CS3	CS3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C4
4	C1	C1	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C4
5	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C2	C2	C2	C2	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C4
6	C2	C2	C2	C2	C2	C2	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C4
7	C1	C1	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C3	C3	C3	C3	C4											
8	C1	C1	C2	C2	C2	C2	CS2	CS2	CS2	CS2	CS3	CS3	CS3	CS3	C4											
9	C2	C2	CS2	CS2	CS2	CS2	C3	C3	C3	C3	C2	C2	C2	C2	C4											
10	C1	C1	CS2	CS2	CS2	CS2	C3	C3	C3	C3	C2	C2	C2	C2	C4											
11	C2	C2	C3	C3	C3	C3	CS3	CS3	CS3	CS3	C2	C2	C2	C2	C4											
12	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C4															
13	C2	C2	C2	C2	C2	C2	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
14	C2	C2	C2	C2	C2	C2	CS2	CS2	CS2	CS2	CS4															
15	CS1	CS1	C2	C2	C2	C2	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
16	C2	C2	C2	C2	C2	C2	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
17	C2	C2	CS1	CS1	CS1	CS1	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
18	G2	G2	CS1	CS1	CS1	CS1	G3	G3	G3	G3	G4															
19	C3	C3	C3	C3	C3	C3	G3	G3	G3	G3	G4															
20	C2	C2	C3	C3	C3	C3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
21	CS2	CS2	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4															
22	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C4																			
23	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C4																			
24	CS2	CS2	CS2	CS2	CS2	CS2	CS4																			
25	C1	C1	CS2	CS2	CS2	CS2	CS4																			
26	CS1	CS1	CS3	CS3	CS3	CS3	CS4																			
27	G2	G2	G4	G4	G3	G3	G4																			
28	C2	C2	G3	G3	G3	G4																				
29	S3	S3	S3	S3	S3	G4																				
30	S3	S3	G3	G3	G3	G4																				
31	G3	G3	G3	G3	G3	G4																				
32	G2	G2	G3	G3	G4																					
33	G3	G3	G3	G3	G4																					
34	G3	G3	G3	G4																						
35	S3	S3	S3	G4																						
36	CS3	CS3	CS3	G4																						
37	C1	C1	C1	G4																						
38	C2	C2	C2	G4																						
39	G3	G3	G4																							
40	Pre-Miocene																									
41	Rock																									

Soil Name, Symbol and N Value

Clay	C1	C2	C3	C4
Average N Value	15	35	75	100
Sand and Clay	CS1	CS2	CS3	CS4
Average N Value	15	35	75	100
Sand	S1	S2	S3	S4
Average N Value	15	35	75	100
Gravel	G1	G2	G3	G4
Average N Value	15	35	75	100

G4 Engineering seismic bedrock and its soil type

Figure 1.7. Composition des 41 modèles de terrain définis par JICA & CEST (2000) après compilation des données de forages existants, et 15 nouveaux forages.

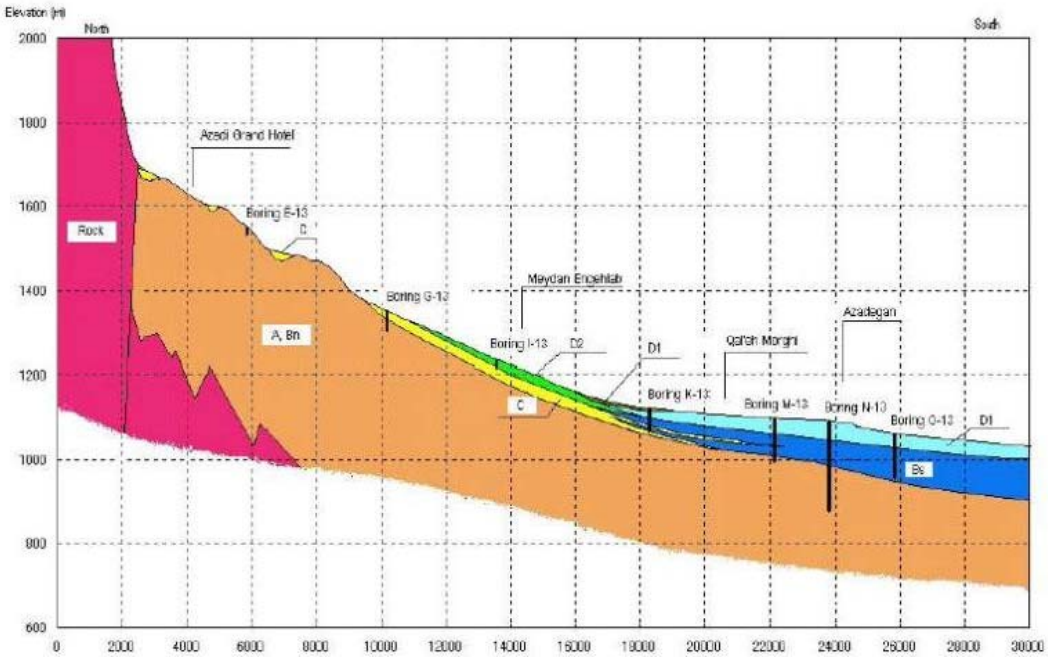


Figure 1.8 Profil nord-sud des sols de Téhéran (JICA & CEST, 2000). La position de profil est marquée par BB' sur la figure 1.1

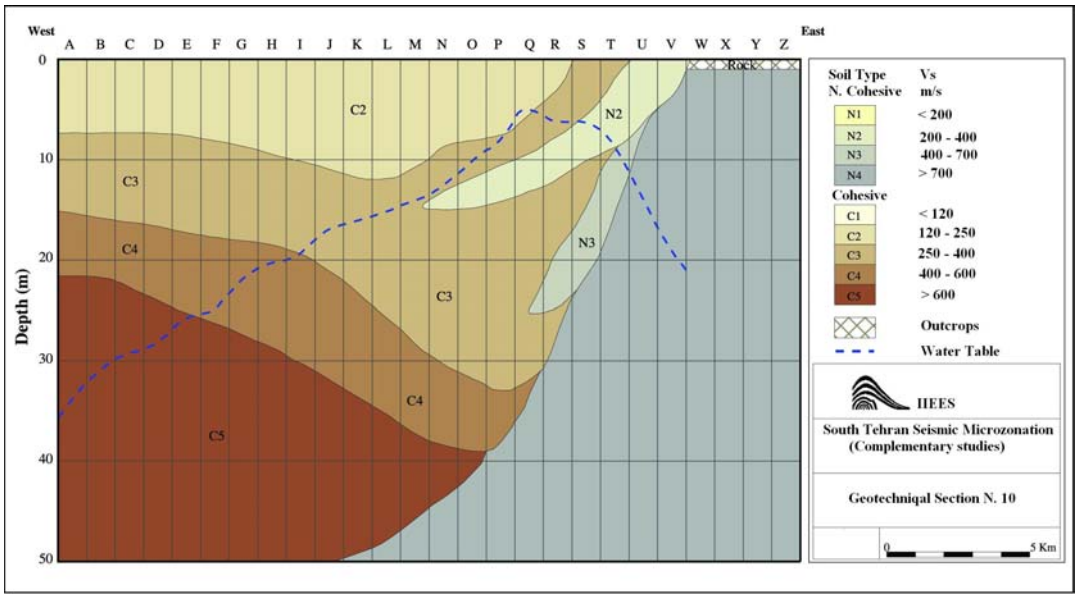


Figure 1.9. Section est-ouest des sols superficiels de Téhéran (Jafari et al 2001). La position de profil est marquée par AA' sur la figure 1.1

On peut distinguer trois zones différentes sur la base des caractéristiques géotechniques et de la situation géologique.

1.5.1 La partie nord de la ville (le piémont)

Cette région est composée de sols granulaires (graviers et sables) appartenant à des formations A, Bn, C et les alluvions actuelles des lits de rivières existantes, comme cela apparaît sur la carte géologique de la région (figure 1.5). Leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 1000 m d'après Jafari et al (2001). Leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 1.4 qui montre à la fois une variabilité assez faible des paramètres géotechniques d'une formation à l'autre, mais de très fortes différences en termes de cimentation, notamment entre la formation A et les autres.

Il existe aussi des intercalations, parfois assez épaisses, de sols cohésifs, en particulier dans les cailloutis A. Ces intercalations sont de types ML et CL dans le système de classification uni (USCS). Ils sont raides et normalement consolidés. Leurs localisations sont plutôt à la partie inférieure de la formation A, disons à la base de cette formation (Jafari et al, 2001). Le nombre de coups SPT moyen y est supérieur à 50. Mais il existe d'autres types de sols non granulaires à la surface dans les endroits comme Darrus (marqué en D à la figure 1.1) et Qolhak (marqué en Q à la figure 1.1). Ce sont des sédiments relativement meubles (N_{SPT} autour de 20), de type lacustre (CL et CH dans le système USCS). Leur origine peut être attribuée aux petits lacs anciens formés dans des dépressions tectoniques de la région et leurs épaisseurs varient rapidement même sur de courte distance mais ne dépasse à 15-20 m.

De point de vue de l'eau souterraine, dans cette zone, les alluvions A, particulièrement leur partie inférieure, fonctionnent comme un substratum imperméable à cause de leurs compacité et de l'effet de la cimentation. Les sources de l'eau souterraine sont donc concentrées aux alluvions Bn, C et en partie supérieure des alluvions A. Le niveau de l'eau souterraine est généralement assez bas, de plus de 70 m prés de la bordure sud du piémont, jusqu'à 130 m vers les montagnes au Nord (figure 1.10); il est en outre, bien sûr, affecté au voisinage des failles quaternaires comme d'autres parties de la région étudiée.

38 profils sismiques de réfraction ont été effectués par Jafari et al (2001): ils montrent que la vitesse des ondes S dépasse la valeur 600-700 m/s à très faible profondeur, 2 à 5 m en moyenne: le "substratum sismique" est donc très proche de la surface dans cette zone.

Tableau 1.4. Résumé des paramètres géotechniques des sols granulaires de la partie nord de Téhéran (Jafari et al, 2001)

	Types de sols (USCS)	Compacité (Qualitatif)	Densité (T/m^3)	Vs
Alluvions A	GW, GC, SW	Extrêmement compact	2-2.2	300-400 m/s
Alluvions Bn	GC, GP	Compact	1.85-2	jusqu'à 2 m et
Alluvions C	GW, GP	Très compact	2-2.1	>700 m/s au-
Alluvion D	GP	Lâche à compact	1.7-1.9	delà de 2 m

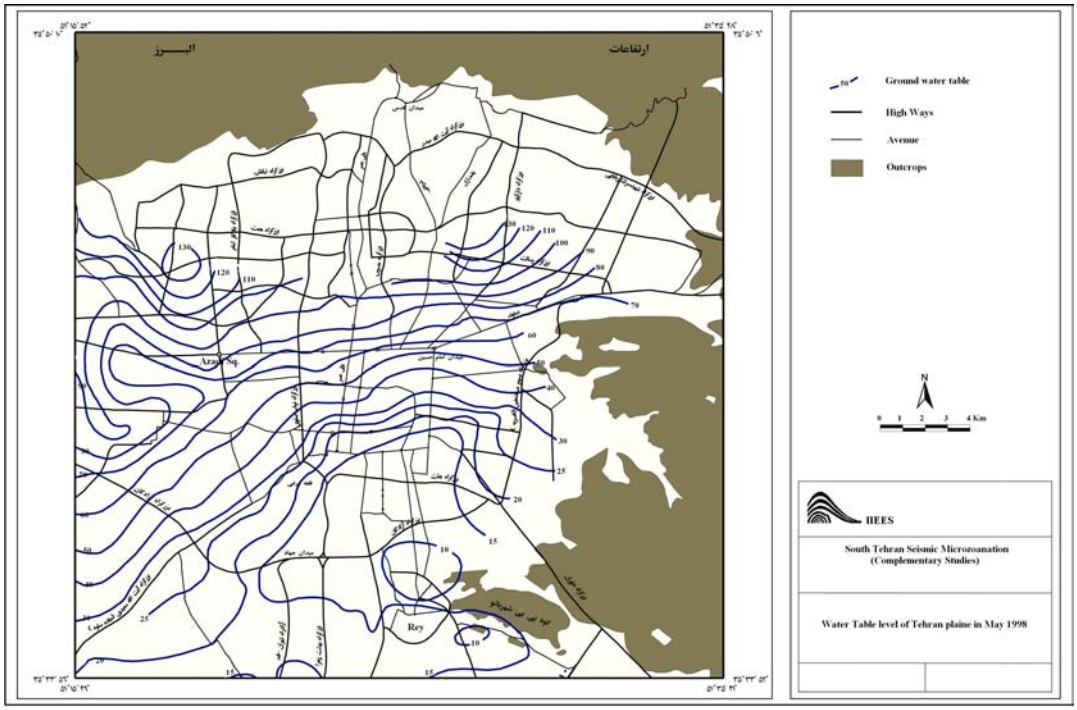


Figure 1.10 Le niveau de l'eau souterraine de Téhéran en mai 1998

1.5.2 Partie centrale de la ville (zone de transition entre le Piémont et la Plaine Sud)

Cette zone, formant une bande est-ouest d'une largeur de 2-3 kilomètres contenant le centre de la ville, est beaucoup plus compliquée au vu des profils géotechniques. Des avancées et retraits des crues fluviales passées ainsi que des interactions entre des différentes rivières venant de directions nord et nord-ouest, comme le cône de déjection de Kan et Karaj, ont conduit au dépôt d'une alternance des couches de sols granulaires et cohésifs avec de très

fortes variations latérales. Cette variation concerne les types de sols, ainsi que leurs densités. Malheureusement il y a moins d'informations géotechniques et géophysiques sur cette zone qui, nous le verrons plus loin, montre un effet d'amplification du mouvement sismique inattendu. D'après la géologie, on peut attendre l'existence de couches non granulaires épaisses en profondeur en dessous de ces alternances, appartenant aux alluvions Bs ou l'équivalent non granulaire des cailloutis A au nord et nord-est de la ville. Malgré tout, il est clair que, plus on va vers l'est en approchant des montagnes, plus l'épaisseur des sédiments et intercalaires cohésifs diminue et les sols granulaires deviennent prédominants.

2 .5.3 La plaine sud de la ville

Au sud de la zone de transition qui commence autour de l'avenue Imam Khomeiny, la plaine sud de Téhéran est couverte par une couche d'argile meuble superficielle d'épaisseur limitée à 30 m (d'après JICA & CEST 2000). Ces dépôts mous sont considérés comme les dépôts les plus jeunes, c'est-à-dire la formation D. Vers les bords de la plaine, la taille de particules augmente, ce qui correspond à la zone de transition entre la formation D "cohésive" et la formation D granulaire, appelées D1 et D2 respectivement par JICA & CEST. En dessous de cette couche, il existe une couche très épaisse des sols cohésifs (CL, ML, CH dans le système USCS), associée à la formation Bs (JICA & CEST; voir la figure 1.8). Le forage le plus profond (200 m), creusé dans cette zone par JICA & CEST, n'a pas atteint la base de cette formation. Les mesures géosismiques de réfraction effectuées par Jafari et al (2001) indiquent, pour la couche superficielle, des valeurs de vitesse d'ondes S démarrant à 180 à 220 m/s en surface, et augmentant progressivement jusqu'à environ 600 m/s aux profondeurs maximales atteignables par cette méthode (30 m au maximum). Il existe certains sites, localisés plutôt dans la partie sud-centale de la ville, où la vitesse reste inférieure à 450 m/s jusqu'à 30 m. De plus, d'après Kaviani et Ghayamghamian (2001), il existe des endroits avec des intercalations à faible vitesse en dessous de formations plus rigides; il convient cependant de prendre ces résultats avec une grande précaution, car ils ont été obtenus avec une méthode SASW, et un logiciel d'inversion "standard" : Wathelet (2005) montre très clairement qu'il existe une multiplicité de solutions présentant la même courbe de dispersion, dès lors que l'on autorise les zones à moindre vitesse. Vers des bords nord et est de la plaine, la vitesse augmente plus rapidement jusqu'à des valeurs supérieures à 600 m/s. Selon les coupes géotechniques est-ouest (voir la figure 1.9 par exemple) présentées par Jafari et al (2001), l'épaisseur des sols relativement mous augmente dans une bande nord-sud de largeur environs 2 – 3 Km qui passe au milieu de la plaine, l'endroit où nous avons installé station

sismologique MOF pendant cette étude. Comme cette bande se trouve dans le prolongement de la vallée de Darakeh au nord de la ville, que certains suspectent d'être l'expression superficielle d'une faille cachée, ils ont émis la possibilité de la continuation d'une faille nord-sud encore inconnue et cachée. Mais cette bande peut aussi correspondre tout simplement à une vallée ancienne remplie de sédiments cohésifs récents, interprétation cohérente avec le point bas des alluvions cité par Engalenc (1968). La profondeur maximale estimée pour le substratum sismique (Vs>600 m/s) est de 45 m dans l'étude de Jafari et al (2001), et de 150 m pour JICA & CEST; il s'agit cependant uniquement d'estimations qui ne sont fondées sur aucune donnée profonde.

Dans cette zone, le niveau de la nappe phréatique est très influencé par des facteurs humains et varie beaucoup spatialement. Dans quelques quartiers centraux et est, comme le Bazar et l'avenue Moulavai, le niveau de l'eau est très peu profond en raison de l'absence d'un système d'égout collectif et de l'injection de l'eau résiduelle des quartiers nord. Dans ces quartiers, la municipalité est obligée de faire des pompages artificiels par une centaine de puits de pompages dans les canaux superficiels pour protéger des bâtiments du risque d'inondation. Par contre, dans les quartiers ouest et sud-ouest de la plaine, le niveau de l'eau a beaucoup baissé (jusqu'à 40 m à certains endroits) dans des 30 dernières années, à cause de pompage inégal. Le niveau piézométrique moyen tourne autour de 25-30 mètres, en augmentant vers la bordure nord de la plaine, ainsi que de l'est vers l'ouest, ce qui est normal compte tenu de la topographie. Au sud-est de la ville prés du mont de Bibi-Sharbanoo et au nord de Rey le niveau de l'eau est beaucoup moins profond (10 m) en raison de passage de la faille Nord-Rey (chevauchante à pendage nord) qui rehausse le substratum imperméable au nord de cette faille.

1.6 Résultats des études précédentes sur l'effet de site à Téhéran

Compte tenu de l'importance socio-économique, ainsi que politique, de Téhéran, plusieurs études ont donc été effectuées sur l'aléa et le risque sismiques de cette région (Jafari et al, 2001,2004; JICA & CEST, 2001 ; Mirhossaini et al, 2004; Zaré, 2003; Rahmani, 1996).

L'étude la plus détaillée de microzonage géotechnique sur la partie sud de la ville a été engagée en 1994 par l'IIEES, en combinant les approches par calcul 1D et par traitement H/V sur des enregistrements de bruit de fond sismique. Ce projet a été poursuivi en 1998 par une étude complémentaire des effets de site sur la partie sud, ainsi qu'une étude préliminaire de la partie nord de la ville. Dans ces séries d'études, la région a été divisée en parcelles de 1km²,

pour lesquelles un profil représentatif a été estimé à partir de la compilation des données géotechniques et géophysiques existantes et des données de nouvelles explorations. 174 profils ("colonnes de sol") représentatifs ont ainsi été définis, ainsi que 16 sections (voir la figure 1.9) est-ouest pour la région sud de Téhéran. Pour chaque profil représentatif, ont été calculés les périodes naturelle, dynamique et les coefficients d'amplification, en utilisant le logiciel SHAKE. Les périodes naturelle et dynamique maximums de sols ainsi obtenues sont comprises entre 0.6 et un peu plus de 1.5 secondes dans toute la partie "sud-centrale"de la ville (figure 1.11), mais les cartes associées d'accélération maximale montrent un effet de déamplification par rapport à la sollicitation au substratum rocheux (figure 1.12). L'origine de cette déamplification est à rechercher dans la réponse non-linéaire du sol, comme en témoigne la variation sensible entre les périodes naturelle et dynamique.

En parallèle, une centaine d'enregistrements de bruit de fond a été réalisée avec les capteurs courte période Kinemetric SS-1 (1Hz) couplé a une station SSR-1, qui ont été interprétés avec la méthode de Nakamura (H/V). Les fréquences résultantes, listées dans des tableaux récapitulatifs (les enregistrements originaux et les courbes H/V sont inaccessibles) ne montrent que très rarement des valeurs inférieures à 1 Hz, en association avec des pics très peu prononcés: dans la plupart des cas, il n'y a pas donc d'accord entre les résultats de bruit de fond et ceux de la méthode analytique au sud de Téhéran.

L'autre étude détaillée a été conduite par l'Agence de Coopération Internationale du Japon (JICA) et le Centre d'Etudes des Tremblements de Terre et de l'Environnement de la mairie de Téhéran (CEST) en 2001 (JICA & CEST, 2001). Elle a porté sur le microzonage sismique de Téhéran au sens japonais, c'est-à-dire en fait sur des études de scénario sismique.

Quatre scénarios différents ont ainsi été envisagés; un séisme de magnitude 6.7 sur la faille de Rey, un sur la faille Nord-Téhéran (7.2), un sur la faille de Mosha (7.2) et enfin un "séisme flottant" à l'intérieur de la ville (M=6.4), pour tenir compte de l'existence de failles mal connues à l'intérieur même de l'agglomération (Tableau 5). Pour chacun d'entre eux, est présenté une carte de l'accélération maximale en surface sur toute l'agglomération. Des calculs de forme d'onde au niveau de substratum rocheux ont été réalisés à l'aide de la technique des fonctions de Green empiriques, avec cependant un seul et même séisme de base pour les 4 scénarios: un séisme de magnitude mb=3.9 survenu le 18 mars 1997 et enregistré par les stations de l'Institut de Géophysique de l'Université de Téhéran).

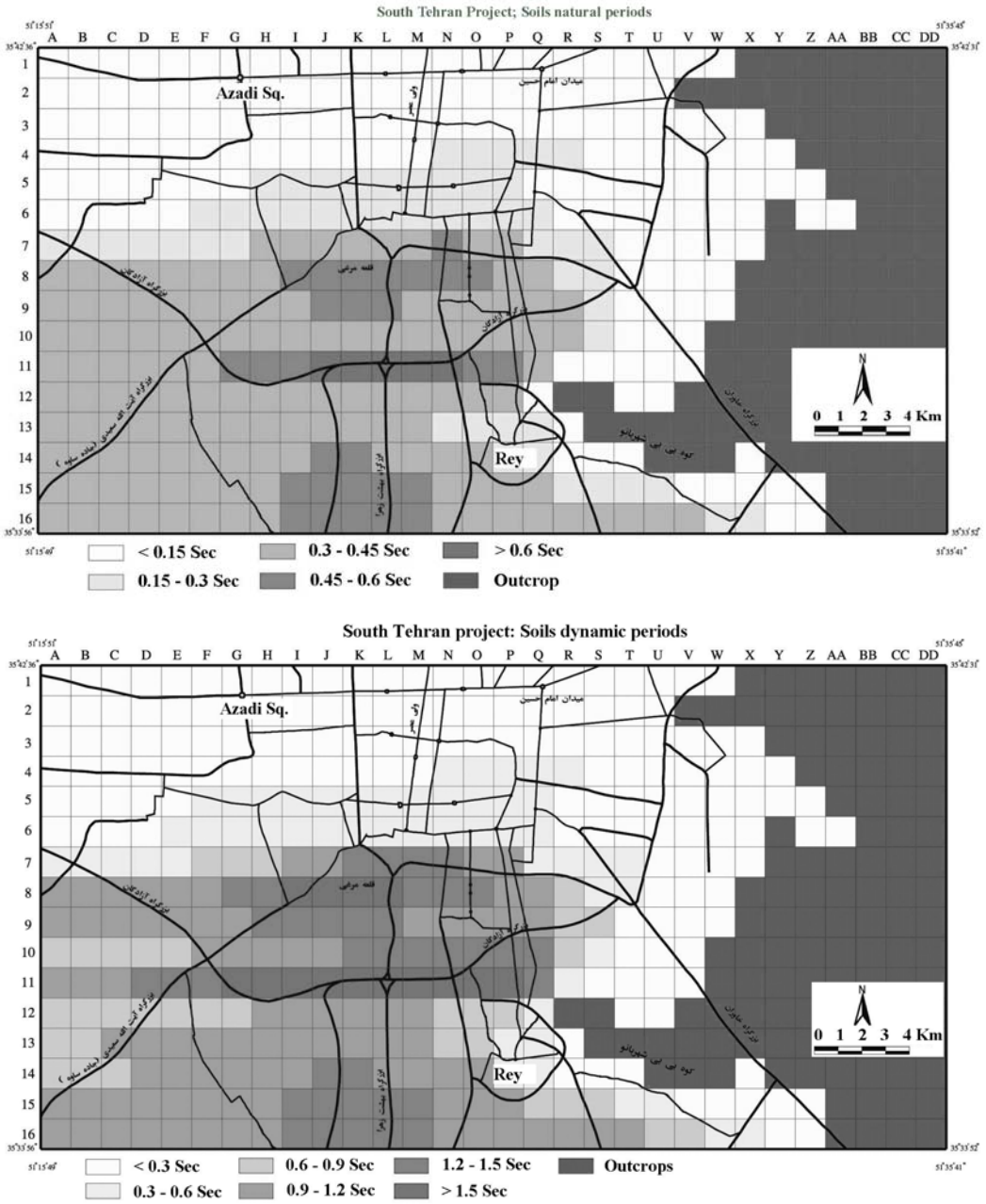


Figure 1.11 Périodes naturelle (haut) et dynamique (bas) de sols obtenue par le calcul 1D. Etude complémentaire de microzonage sismique au sud de Téhéran (Jafari et al, 2001).

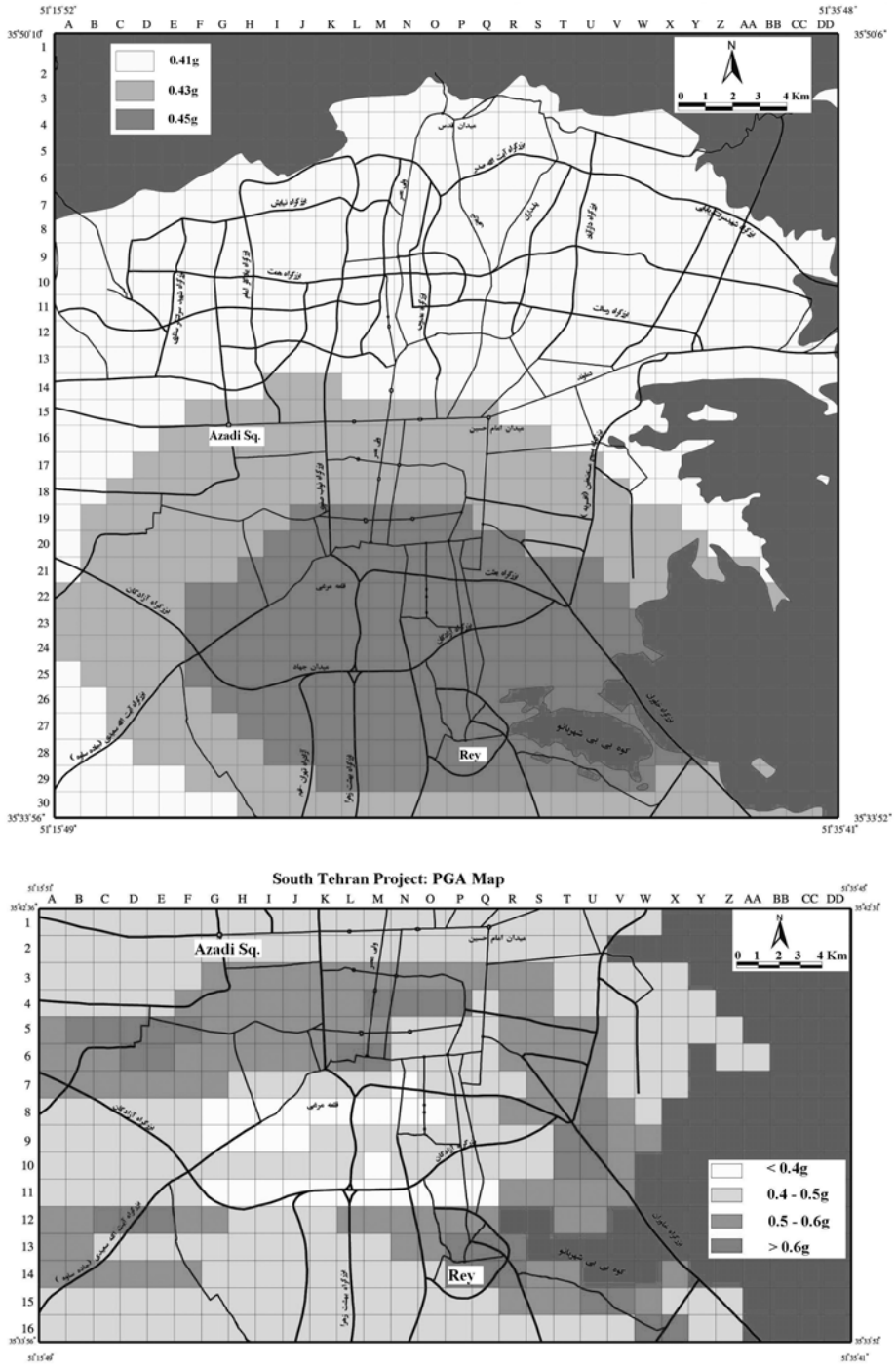


Figure 1.12 Accélération maximale au niveau de substratum rocheux (haut) et de la surface (bas). Etude complémentaire de microzonage sismique au sud de Téhéran (Jafari et al, 2001).

Tableau 1.5. Paramètres des séisme de scénario envisagés dans l'étude de JICA & CEST, 2000.

	Ray Fault model	NTF (North Tehran Fault) model	Mosha Fault model	Floating model
Length (km)	26	58	68	13
Width (km)	16	27	30	10
Moment Magnitude (Mw)	6.7	7.2	7.2	6.4
Latitude (° N)	35.8255	35.6815	35.5876	-
Longitude (° E)	51.7392	52.4955	51.5061	-
Azimuth (Clockwise from North) (degrees)	263	263	283	263
Dip angle (degrees)	75	75	75	75
Depth of upper edge (km)	5	0	0	5

Ce séisme est considéré comme associé à la faille de Mosha; son utilisation pour les 4 scénarios a nécessité des corrections d'amplitude fondées sur le rapport empirique de Campell (1997). Les accélérations en surface ont alors été évaluées avec des calculs 1D utilisant les 41 profils représentatifs évoqués plus haut: les résultats en sont présentés sur la figure 1.13 en termes de fonctions de transfert. Il est remarquable de constater que toutes ces fonctions de transfert exhibent des amplifications très modérées, voire très faibles (inférieures à 2), et ce pour des fréquences généralement supérieures à 2 Hz. Une compagne de mesures de bruit de fond a également été réalisée en une vingtaine de sites de la ville. Ces enregistrements ont été obtenus avec des capteurs Kinemetrics SS-1, et traitées pour obtenir des rapports H/V en utilisant la densité spectral de puissance (Kinemetrics SA, 1999). Les résultats de cette étude ne sont pas présentés dans le rapport final de JICA & CEST, et nous n'avons pas malheureusement pas eu accès aux résultats complets de cette étude; néanmoins, pour ce qui concerne les fréquences des pics H/V, elles sont comparables à notre étude pour quelques endroits au sud de Téhéran.

On peut donc, en résumé, noter deux points communs à ces deux études: les effets de site sont estimés au travers d'un calcul 1D de type SHAKE, et les rapports H/V établis sur des enregistrements de bruit de fond obtenus avec des capteurs courte période de type Kinemetrics SS-1 (1 Hz). Les résultats ainsi obtenus s'accordent sur une amplification modérée (niveau autour de 2) au-delà de 1 à 2 Hz, et aucune étude n'a indiqué d'effets à plus basse fréquence. Nous allons montrer dans les sections suivantes que notre étude conduit à des résultats très sensiblement différents, dont il nous faudra essayer de comprendre l'origine.

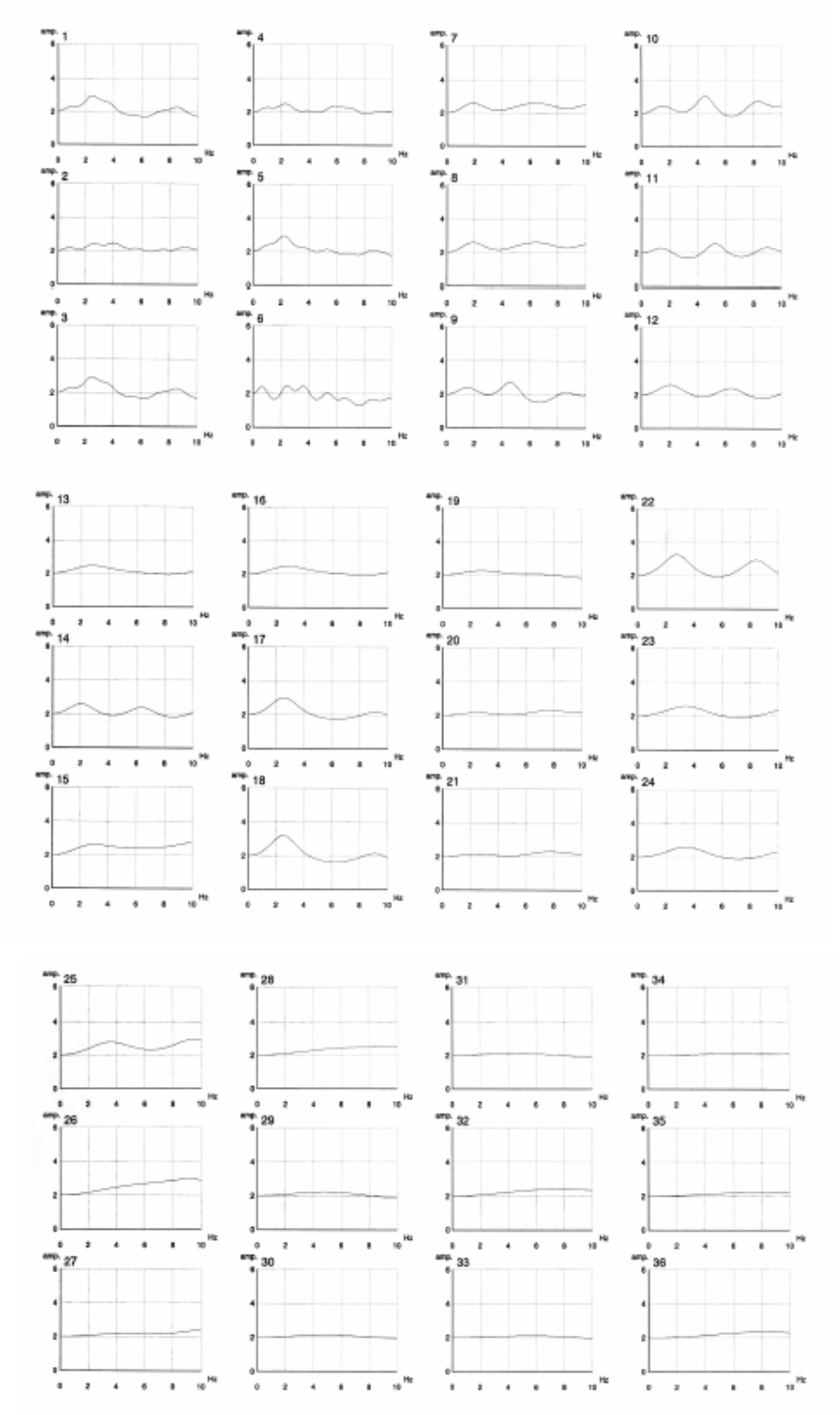


Figure 1.13. Fonctions de transfert 1D calculé pour les 41 colonnes de sol par JICA & CEST (2000). L'axe des abscisses représente la fréquence (0 à 10 Hz), l'axe des ordonnées l'amplification, non corrigée de l'effet de surface libre (d'où une ordonnée à l'origine égale à 2).

Chapitre 2:

Estimation expérimentale de l'effet de site à Téhéran à partir des données des séismes enregistrés par un réseau sismologique temporaire

2.1 Introduction

Comme indiqué au chapitre 1, toutes les études antérieures sur l'effet de site à Téhéran sont basés sur le calcul 1D de la fonction de transfert ou la mesure ponctuelle et très courte (enregistrement généralement de 2 minutes) de bruit de fond. Ces calculs sont cependant entachés de très fortes incertitudes liées aux lacunes sur la connaissance géologique du quaternaire profond. Dans de telles conditions, il semblait nécessaire de vérifier / valider ces résultats par des estimations purement empiriques, basées sur des enregistrements réels de séismes sur différents sites de l'agglomération de Téhéran – dont certains au rocher pour servir de référence comparative. C'est l'objet de ce chapitre, consacré à la présentation des résultats d'une compagne sismologique effectuée dans le cadre de la collaboration scientifique franco – iranienne sur l'aléa sismique à Téhéran.

Nous commencerons par un bref aperçu sur les conditions d'installation de notre réseau temporaire, la quantité et la qualité des données enregistrées. Nous exposerons et discuterons ensuite les résultats expérimentaux sur l'amplification, mesurée dans les domaines temporel (valeurs maximales) et fréquentiel (rapports spectraux site / référence, fréquence de résonance). Nous poursuivrons par une analyse des effets de site en terme de durée du signal, au moyen de deux méthodes récemment introduites (délai de groupe, sonogramme).

2.2 Mesures

A la différence des études précédentes susmentionnées, notre nouvelle étude a pris le parti de s'appuyer d'abord sur des mesures expérimentales, obtenues à l'aide d'un réseau temporaire spécifique utilisant des capteurs large bande. L'intérêt est que cela ne nécessite aucune hypothèse ou interprétation préalable sur la nature et les paramètres du sous-sol, l'inconvénient en est une certaine lourdeur de mise en œuvre, comme par exemple de trouver des emplacements calmes pour l'installation des stations vu le niveau très élevé du bruit anthropique dans une ville aussi tentaculaire et active que Téhéran.

La méthode la plus classique d'analyse expérimentale de l'effet de site est de comparer les signaux enregistrés sur le sol avec les signaux enregistrés sur une ou plusieurs stations de référence installées sur le rocher. Dans ce but, compte tenu des périodes de disponibilité des matériels sismologiques, 13 stations Reftek ont été installées sur différents sites dans la ville de Téhéran pour 5 mois de février à juin 2002. Comme l'agglomération de Téhéran s'étend sur une très grande surface, avec de fortes variations d'altitude (plus de 500m entre les parties nord et sud), nous avons choisi deux sites rocheux au nord et au sud-est de la ville comme sites de références (stations JAM et CHA, respectivement). Pour les 11 autres stations il s'est avéré assez délicat de trouver des emplacements calmes, protégés, avec accès à l'électricité pour une durée de 5 mois, mais nous avons essayé d'avoir à la fois une bonne couverture spatiale de la ville et des différents types de sol, avec une attention particulière à la zone sud où une amplification plus forte était a priori attendue. La Figure 2.1 montre la localisation des stations "fixes" sur un fond de carte géologique et topographique de la région, ainsi que celle des mesures de bruit de fond que nous présenterons et discuterons au chapitre 3, tandis que le tableau 2.1 liste les coordonnées de ces stations sismologiques ainsi que leurs caractéristiques.

Ces stations de type Reftek 6 voies étaient équipées simultanément de capteurs vélocimétriques très sensibles, et de capteurs accélérométriques destinés à l'enregistrement sans saturer d'éventuels événements plus forts. Pour les premiers, nous avons adopté un mode d'enregistrement continu, tandis que pour les seconds nous avons opté pour un mode à déclanchement (rapport STA/LTA >10). Les capteurs vélocimétriques étaient pour la plupart de type Guralp CMG40, présentant donc une large bande passante et permettant d'accéder aux effets d'amplification sur la gamme de fréquence 0.1 - 20 Hz; leur nombre limité (10) nous a cependant conduits à équiper trois stations (ABM, PAR et TAP) de capteurs moins performants (L22, courte période 2 – 50 Hz). Les capteurs accélérométriques étaient des capteurs Guralp CMG5. Le temps absolu était fourni par des récepteurs GPS sur chaque

station. Comme indiqué dans le tableau 2.1, toutes les stations (sauf TAR) étaient installées à l'intérieur de bâtiments à 1 étage, ou de petites cabanes. Ce choix obligé pour des raisons de sécurité du matériel, nous a empêchés de pouvoir enterrer les capteurs. Cependant pour la protection contre les effets de variation de température (auxquelles les capteurs CMG40 peuvent être sensibles), nous avons construit une cage de polystyrène pour chacun des capteurs. Nous verrons au chapitre 3 que ce mode de protection n'a probablement pas été suffisamment efficace dans le cas de la station TAR qui était installée en extérieur.

Compte tenu du mode d'enregistrement continu choisi pour cette étude, et de l'absence d'une base de données des séismes locaux et régionaux, nous avons construit la liste des événements enregistrés à partir de l'observation visuelle des signaux enregistrés sur toute la durée de l'expérience à la station de référence JAM, site le plus calme ayant enregistré le plus grand nombre d'événements sismiques parmi les 14 sites étudiés. Cette station étant tombée en panne pendant une durée de deux semaines, nous avons alors transféré l'observation visuelle sur la station AZP.

Malgré le très haut niveau de "bruit sismique ambiant" lié à la forte activité humaine de la ville de Téhéran, plusieurs dizaines d'événements locaux et régionaux, ainsi que quelques téléséismes, ont ainsi pu être enregistrés avec un bon rapport signal sur bruit. Le nombre de séismes enregistrés à chaque station est également indiqué dans le tableau synthétique 2.1, la liste complète des séismes avec leurs coordonnées épicentrales et leurs magnitudes étant détaillée en annexe 1 [pour les séismes iraniens, les localisations nous ont été communiquées plus tard par Ghods A-R. de l'Université de Zanjan à partir de la base de données de l'Institue de Géophysique de l'Université de Téhéran (IGTU)]. Ce tableau 2.1 indique clairement que le nombre d'événements enregistrés varie beaucoup d'une station à l'autre, malgré le mode d'enregistrement continu: de 146 pour la station de référence JAM, à 45 pour la station PAR au centre ville. Cette variation vient d'une part de la différence de niveau du bruit ambiant (sites plus ou moins calmes), et d'autre part (et malheureusement surtout) de problèmes techniques des stations (alimentation défectueuse, panne des instruments d'origine non toujours identifiée) ainsi parfois que de problèmes de lecture des cassettes DAT utilisées pour la sauvegarde des données. Ceci nous a conduits à effectuer quelques permutations d'instruments entre quelques sites au cours de l'expérience. Ainsi, l'instrument utilisé au site CAL, qui n'a pas fonctionné correctement pendant les deux premiers mois de manip à cause de problèmes du numériseur, a été remplacé par l'instrument de la station DAR. Après réparation, l'instrument a alors été réinstallé au site SUD (mais sans accéléromètre). Nous avons aussi été amenés à remplacer les instruments des stations TAP et ABM, par ceux

initialement utilisés aux sites AZP et TAR: le but était d'obtenir aussi, pour ces deux sites équipés au départ de capteurs courte période L22, des enregistrements large bande. La troisième station équipée de capteur L22 (PAR) est souvent tombée en panne, et donc nous avons le moins nombre d'événement à ce site.

Les coordonnées épicentrales ont été extraites du catalogue international (NEIC) et du catalogue du réseau sismologique de Téhéran appartenant à l'Institue de Géophysique de l'Université de Téhéran (IGTU). Les enregistrements les plus forts ont été obtenus lors du séisme de Changureh / Avaj du 22/06/2002, un événement de magnitude 6.3 localisé à 230Km à l'Ouest de Téhéran, qui a causé la mort de plus de 230 personnes dans la région épicentrale, et a été fortement ressenti à Téhéran. Outre le choc principal (enregistré grâce aux accéléromètres, les autres ayant saturé), plus de 40 répliques ont été enregistrées sur notre réseau, dont 11 de magnitude supérieure à 4.

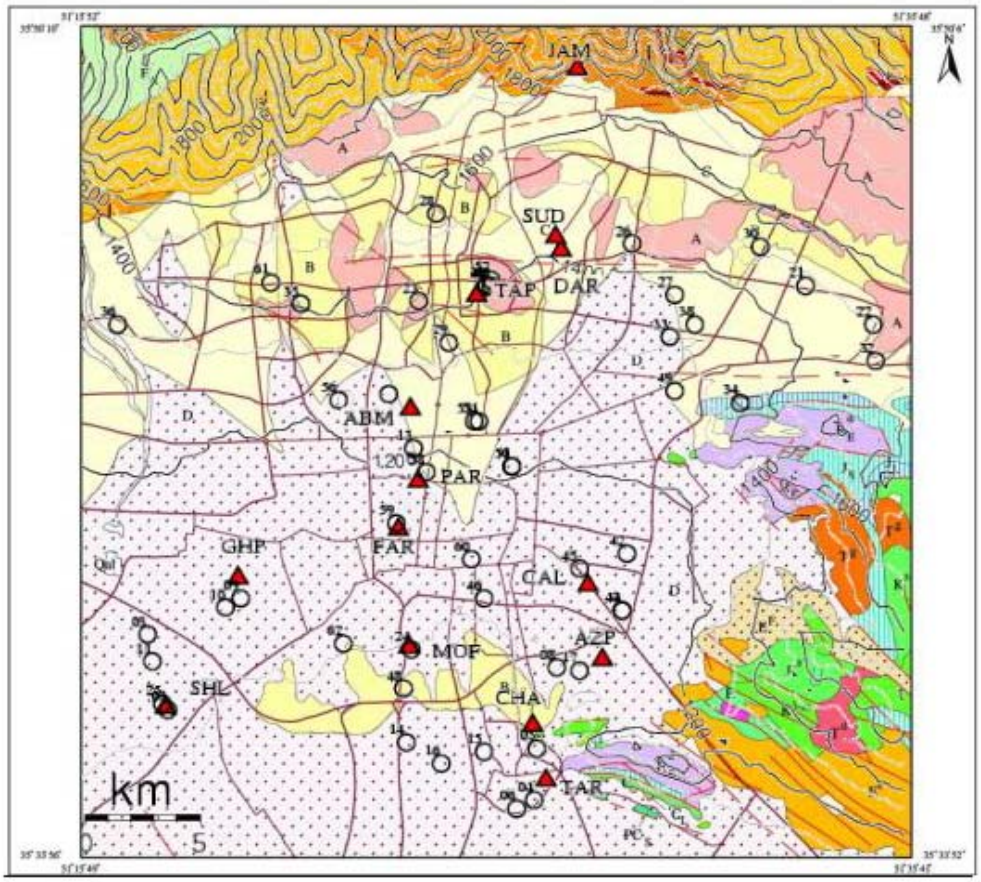


Figure 2.1 Localisation des stations sismologiques fixes (triangles) et des sites de mesure de bruit de fond (cercles) sur un fond géologique et topographique de Téhéran. Pour la légende du fond géologique (d'après Abbasi et al, 1999) voir la figure 2.5.

Tableau 2.1. **Liste et caractéristiques des stations sismologiques du réseau temporaire (modifié d'après Haghshenas et al 2003)**

Station	**Jamshidieh-Park**	**Sazeman-e-Ab**	**Azadegan-Park**	**Cemetry of Jewish**	**Cheshmeh-Ali**	**Daroos**	**Farabi-Hospital**
Code	JAM	ABM	AZP	CAL	CHA	DAR	FAR
Latitude	35.8261	35.7130	35.6297	35.6544	35.6078	35.7658	35.6730
Longitude	51.4630	51.3967	51.4731	51.4675	51.4453	51.4567	51.3919
Lieu d'installation	Small cabinet	Building 1 floor	Small cabinet	Small pond	Building 1 floor	School yard	Building 1 floor
Capteur (type et numéro de série)	CMG40/T4337	L22/C7897 * CMG40/T4801	CMG40 / T4238	CMG40 / T4335	CMG40 / T41068	CMG40 / T4071	CMG40 / T4336
Début d'enregistrement	25/02/02	24/02/02	21/02/02	05/03/02**	22/02/02	07/03/02	04/03/02
Fin d'enregistrement	03/07/02	?? 07/03/02 ??	13/06/02	31/03/02**	23/06/02	22/05/02	07/07/02
Enregistrements sismiques							
Faibles (vel.)	146	128	81	76	83	63	54
Forts (acc.)	23	3	3	2	3	1	2?
Mag. min. (Mw)	1.7	1.7	1.7		2.0	1.7	1.7
Mag. Max.(Mw)	7.5	7.5	7.5	7.2	7.1	7.1	7.5
Informations géologiques							
Surf. Geo. (Rock/Stiff/Soft)	rock	Very Stiff	Stiff	Very stiff/stiff interbedding	Rock	Soft to stiff	stiff
Stratigraphie & Lithologie	Tuff	coarse grain alluvium	fine grain alluvium	silty-clay soil interbeding with coarse grain alluvium	Limestone	Thin beds of silty soil over coarse grain alluvium	coarse grain alluvium overlayed by thin bed of silt
Bedrock (m) sismique	0.0	?	?	?	0.0	?	?
Bedrock géologique (m)	0.0	?	?	?	0.0	?	?
Relief topographique	Mountaine slope	flat	Flat	flat	hill	flat	flat
Site Description	Park	Urban	Urban	Urban	Urban	Urban	Urban

Station	**Ghaem Park**	**Mofrah Hospital**	**City-center**	**Eslam-Shahr**	**West of Daroos**	**Taleqani Park**	**Shar-e-Ray**
Code	GHP	MOF	PAR	SHL	SUD	TAP	TAR
Latitude	35.6569	35.6339	35.6889	35.6136	35.7702	35.7508	35.5894
Longitude	51.3280	51.3961	51.3997	51.2992	51.4544	51.4231	51.4506
Lieu d'installation	Building 1 floor	Building 1 floor	yard	Building 1 floor	Building 1 floor	Small	Colleague yard
Capteur (type et numéro de série)	CMG40/T4801	CMG40/T41000		CMG40/T4070	CMG40/T4335	L22/C7227 * CMG40/T4238	CMG40/T4068
Début d'enregistrement	10/03/02	09/03/02	10/04/02	09/03/02	23/05/02	24/02/02	25/02/02
Fin d'energistrement	12/0602	03/07/02	11/06/02	03/07/02	23/06/02	23/06/02	11/06/02
Enregistrements sismiques							
Faibles (vel.)	63	116	45	87	42	94	71
Forts (acc.)	1	3	0	5	0	3	1
Mag. min. (Mw)	2.0	1.7	1.7	2.0	2.6	1.7	1.7
Mag. Max.(Mw)	7.1	7.2	5.9	7.5	6.5	7.5	7.5
Informations géologiques							
Surf. Geo. (Rock/Stiff/Soft)	Stiff	Stiff	Very stiff	Stiff	?	Very stiff	Stiif
Stratigraphie & Lithologie	clay and silt beds	clay and silt beds	coarse grain alluvium	silts and clay beds	coarse grain alluvium overlayed by thin silty beds	Coarse grain well cemented alluvium	Coarse grain alluvium
Bedrock sismique (m)	?	?	?	?	?	?	?
Bedrock géologique (m)	?	?	?	?	?	?	?
Topographie	flat	Flat	flat	flat	flat	Hill	flat
Site Description	Urban	Urban	Urban	Urban	Urban	Urban	Urban

* les capteurs L22 ont été remplacés par des CMG40 à compter du 12/06/2002

** Réinstallation de la station de 06/06/2002 au 03/07/2002

Parmi les autres enregistrements obtenus, on peut souligner un séisme au nord-ouest de Damavand (08/04/2002; M=4.8, D= 130 Km), un autre au nord de Qazvin (19/04/2002; M = 5.2, D= 176 Km), un autre au nord-est de Kermânchâh (24/04/2002; M=5.2, D= 440 Km) et un dans l'Alborz central (21/05/2002; M=4.4, D= 64 Km). Malgré l'installation d'accéléromètres sur toutes les stations nous n'avons pas pu enregistré les deux séismes du nord-ouest de Damavand et du nord de Qazvin à cause de la saturation des vélocimétres, et le non-déclenchement de l'enregistrement sur les accéléromètres en raison des gains et seuils de déclenchements choisis. Les figures 2.2a et 2.2.b montrent la distribution des séismes enregistrés sur ce réseau temporaire.

2.3 Traitement des données

Après l'observation visuelle des données en format SEGY avec le code PQL sur toute la période d'enregistrement pour les deux stations les plus calmes, JAM et AZP, nous avons préparé une liste des séismes pouvant avoir été enregistrés sur le réseau et des fenêtres temporelles correspondantes. Puis nous avons extrait les signaux enregistrés sur toutes les stations du réseau, sur les fenêtres temporelles correspondantes, en rajoutant 5 minutes de bruit ambiant de part et d'autre (avant et après). Après cette extraction, les données ont été transformées en format SAC. Tous les événements enregistrés ont été visualisés dans le domaine temporel dans le but de voir des différences sur les signaux sismiques entre les stations ainsi que pour déterminer les fenêtres d'études, puis traités avec différentes méthodes dans le domaine fréquentiel. Les traitements présentés dans ce chapitre visent essentiellement l'estimation expérimentale de l'effet d'amplification du mouvement sismique, avec notamment l'identification des fréquences de résonances du sol aux différents sites choisis. Ils comportent d'abord deux techniques "classiques": le rapport spectral par rapport aux deux stations de références (module de l'amplification, bande passante), et la méthode dite des fonctions récepteur axée sur la détermination du rapport H/V pour les enregistrements sismiques (fréquence fondamentale). En complément, nous avons utilisé deux méthodes récemment introduites pour l'estimation de la prolongation des signaux sismiques dans les formations alluviales: ces deux méthodes sont basées l'une sur la comparaison des phases entre les sites et les stations de références (délais de groupe), et l'autre sur l'utilisation des sonogrammes.

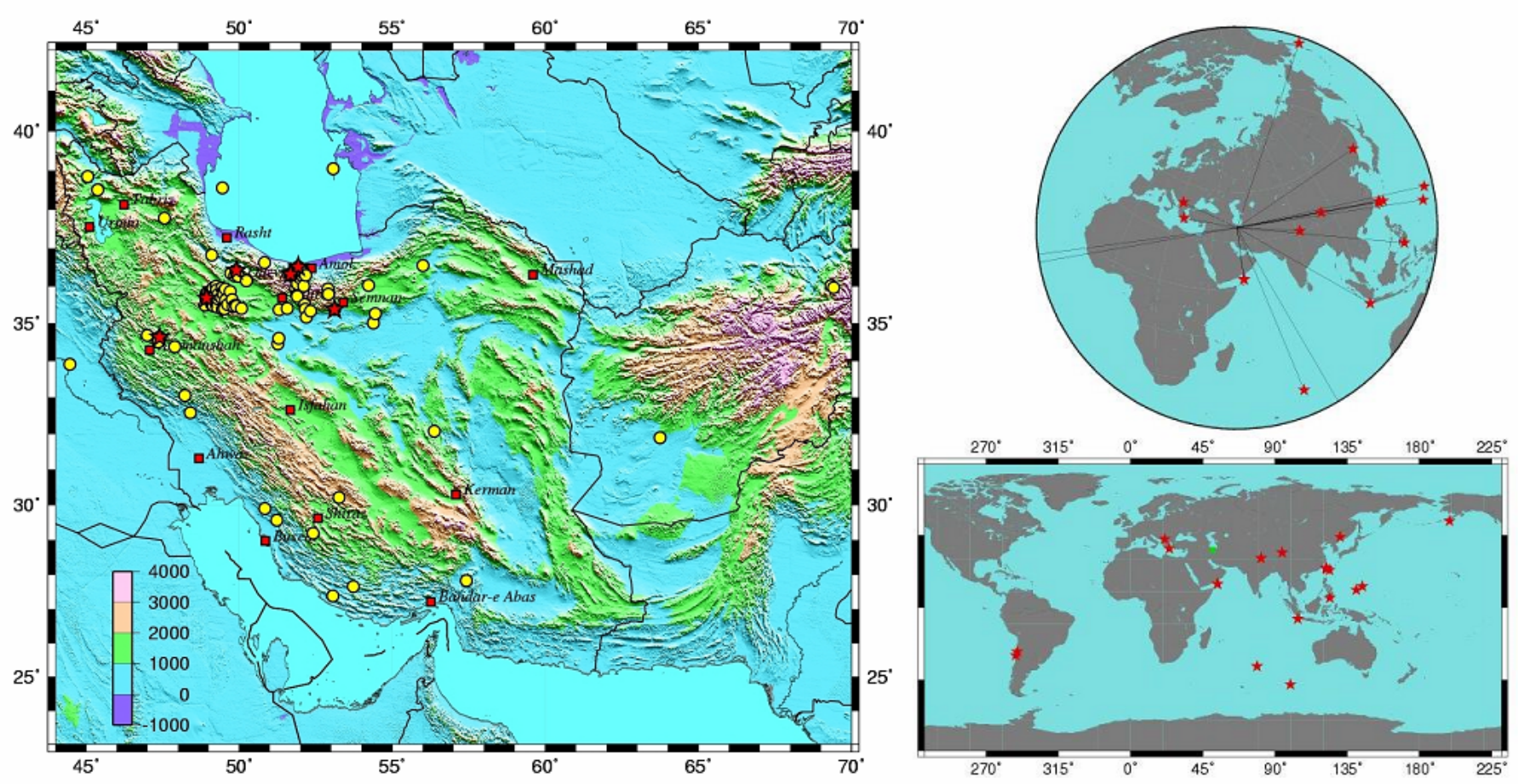


Figure 2.2 Localisations des séismes enregistrés pendant la compagne sismologique 2002 ; a (gauche) : séismes locaux et régionaux, les étoiles montrent des séisme majeurs ou importants référés dans le texte (de l'ouest vers l'est, ce sont, respectivement, les séisme de NE. Kermanshah, Avaj, N. Qazvin, Alborz central, Damavand et SW. Semnan; b (droite) : séismes lointains.

2.4 Amplification temporelle et spectrale

2.4.1 Observations dans le domaine temporel

L'observation visuelle sur beaucoup des traces sismiques temporelles enregistrées par le réseau révèle une augmentation quasi-systématique du niveau d'amplitude et de la durée de signal du nord-est au sud-ouest de la ville. Nous en donnons ici deux exemples pour les séismes de Changureh-Avaj et du sud-ouest de Semnan dont les localisations sont indiquées par des étoiles sur la figure 2.2, afin d'illustrer cette variabilité importante de l'amplitude et de la durée d'une station à l'autre. Nous présenterons plus loin (chapitre 5) les traces du séisme de Kojour du 28 mai 2004, événement de magnitude 6.3 enregistré par le réseau accélérométrique national de l'IRAN (BHRC) car nous nous en servirons pour des simulations de mouvement fort.

- **Séisme de Changureh-Aavaj (22/06/2002)**

Cet événement de magnitude 6.3 (d'après USGS) localisé à 230Km à l'Ouest de Téhéran, a été fortement ressenti à Téhéran. Il a démoli totalement 2 villages (Abdareh et Changureh) dans la région épicentrale et provoqué des dégâts importants dans la ville d'Avaj et beaucoup d'autres villages: au total 230 victimes ont été dénombrées. Ce séisme a été enregistré par 8 stations de notre réseau (JAM, CHA, TAP, ABM, FAR, CAL, MOF et SHL, cf. Tableau 2.2) sur les voies accéléromètriques (les voies des capteurs vélocimétriques ont saturé). La figure 2.3, et le tableau 2.2 montrent la variation du niveau d'amplitude et de la durée des accélérogrammes enregistrées entre différentes stations pour ce séisme. Les accélérations maximales varient d'un facteur 5, de 4 cm/s² pour la station CHA à 23 cm/s² pour la station SHL à l'extrême sud-ouest de la ville; presque toutes les stations installées sur les alluvions de Téhéran ont subi des amplitudes plus élevées que celles sur sites rocheux. Ce fait est particulièrement surprenant pour les sites en zone de piémont, comme TAP (accélération maximale de 13 cm/s²), ou en zone de transition comme ABM et FAR (accélérations maximales de 9 et 14 cm/s², respectivement). Les figures présentées montrent aussi clairement une augmentation importante de la durée de signal vers le sud et l'ouest de la ville.

Les spectres de Fourier et de réponse correspondants sont présentés sur la figure 2.4 (a et b). La forme générale des spectres de Fourier est la même pour toutes les stations ainsi que le niveau spectral à très basse fréquence. Mais on peut remarquer de très fortes variations même à basse fréquence (à partir de 0.2-0.3 Hz sur les composantes horizontales, et de 0.5 Hz sur la

composante verticale) pour les stations installées sur les alluvions, exception faite de la station CAL au sud-est de la ville.

Tableau 2.2 Variation des accélérations et vitesses maximales entre les stations pour le séisme Changureh-Avaj

		Stations							
Paramètre	Composante	JAM	CHA	TAP	ABM	FAR	CAL	MOF	SHL
Accélération cm/s²	V	3.7	3.7	6.2	5.7	5.5	3.8	9.0	8.0
	NS	6.9	4.4	13.2	8.0	14.5	12.0	13.0	23.0
	EW	6.1	3.6	12.8	8.8	12.6	5.6	15.4	20.5
Vitesse cm/s	V	0.6	0.8	1.2	1.4	1.1	0.8	1.2	2.0
	NS	0.8	0.8	2.0	1.1	2.3	1.3	2.4	2.2
	EW	0.6	0.6	2.0	2.5	2.2	0.8	3.0	2.8

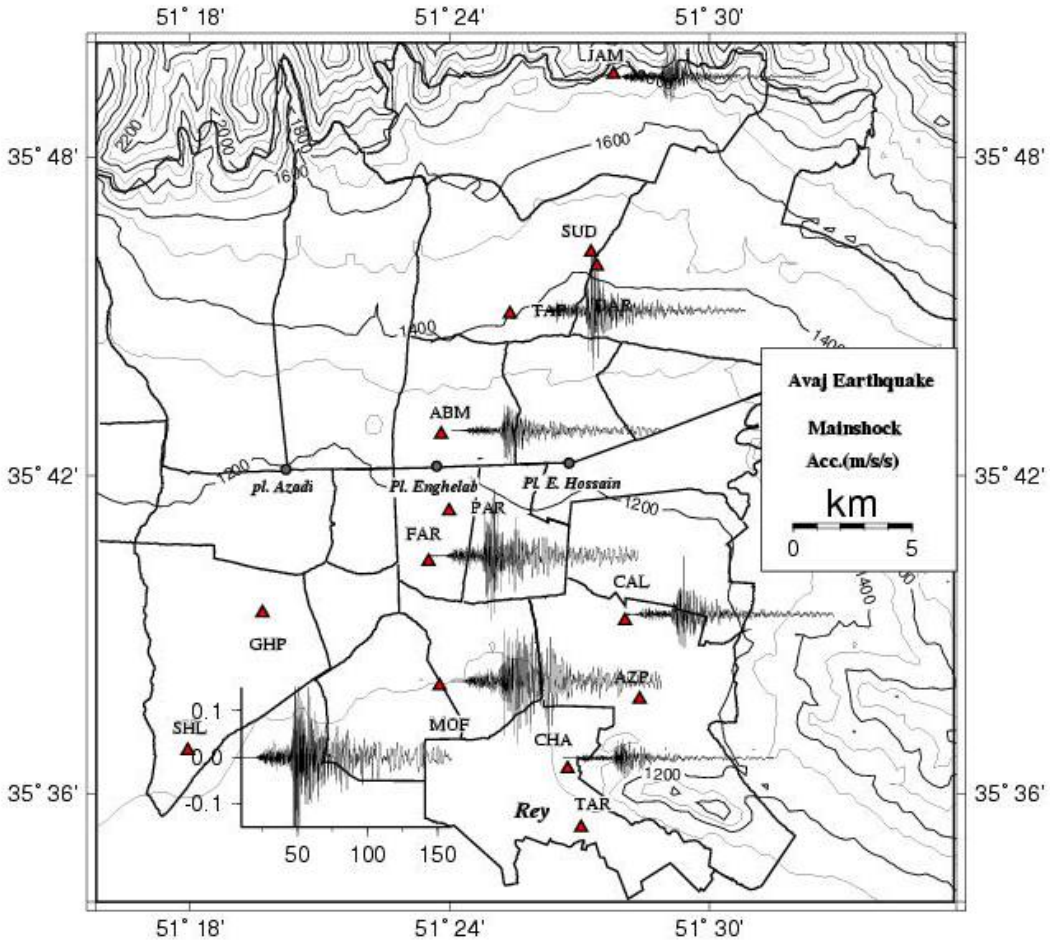


Figure 2.3 Choc principal de Séisme de Changureh-Avaj: traces en accélération, composante NS

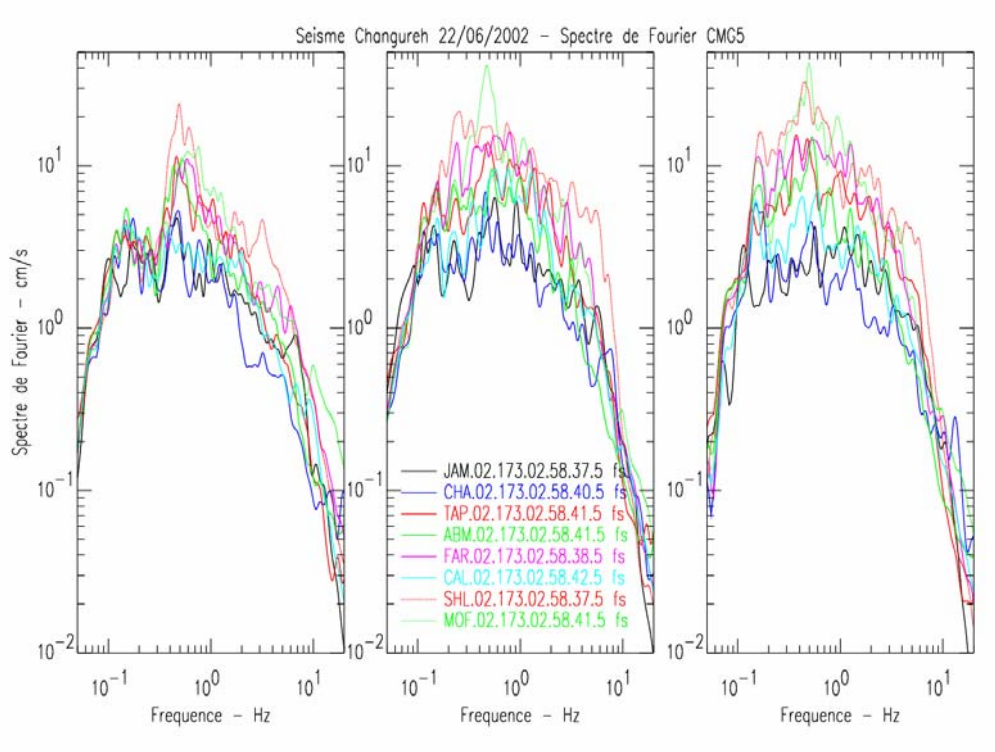


Figure 2.4 Spectres de Fourier des accélérations (haut) et spectres de réponse en accélération (bas) pour les huit sites de Téhéran ayant enregistré le choc principal du séisme de Changureh-Avaj. Composante verticale à gauche, NS au centre et EW à droite

- **Séisme au sud –ouest de Semnan (13/05/2002)**

La figure 2.5 présente de façon similaire les traces en vitesse du séisme survenu au sud-ouest de Semnan, à 149Km l'est de Téhéran, de magnitude m=4.4. L'échelle verticale est la même pour toutes les stations. Comme dans le cas du séisme Changureh-Avaj, nous observons des augmentations remarquables de l'amplitude et de la durée du signal aux stations installées sur les alluvions. L'autre fait intéressant est que le niveau d'amplitude pour la station TAP installée sur les alluvions très raides et caillouteux de la formation A est comparable, et même supérieur, à ceux de stations installées sur des sols cohésifs a priori moins raides mais peu épais (vu leur faible distance à la zone de montagne) au sud-est de la ville (Ex: la station TAR). Une augmentation significative peut aussi être observée à la station DAR, à laquelle on s'attendait un peu vu l'existence d'une couche superficielle lacustre et molle dans ce quartier de Daroos.

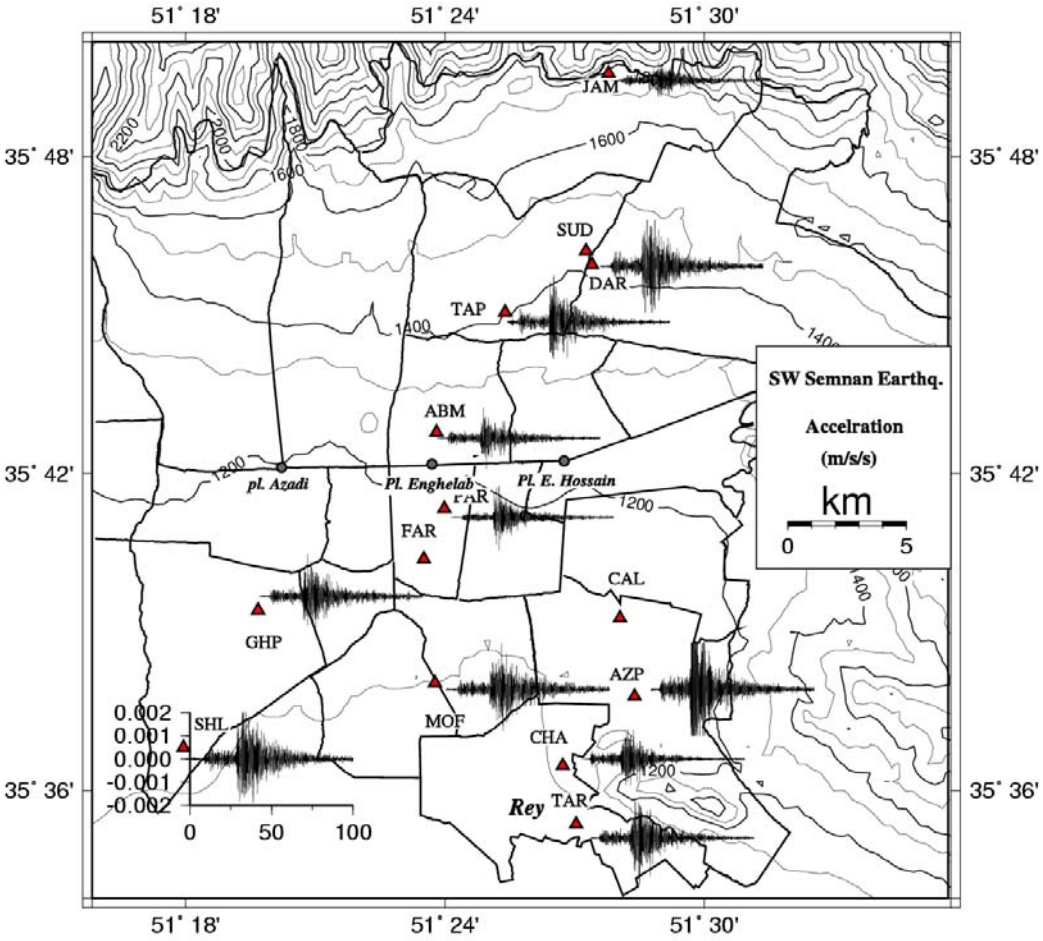


Figure 2.5 Traces en accélération de la composant NS du séisme au sud-ouest de Semnan (même échelle pour tous les sites)

2.4.2 Etude des rapports spectraux sur les enregistrements sismiques

Dans cette section, sous le nom de "rapports spectraux", nous allons présenter et comparer les résultats obtenus par la méthode classique des rapports spectraux (site/référence) et celle des rapports H/V (fonction récepteur), appliquées aux données de séismes. Nous les comparerons ensuite à ceux obtenus par la méthode H/V bruit de fond (Chapitre 3). Nous commençons par une brève présentation et une discussion des principes de ces deux méthodes spectrales, du choix des stations de références et des fenêtres analysées, avant de passer aux résultats eux-mêmes et à leur stabilité.

2.4.2.1 Principes des méthodes site / référence et H/V (fonction récepteur)

La méthode standard des rapports spectraux site / référence (SSR) a été mise en pratique pour la première fois par Borchert et Gibbs (1970). Le principe de la méthode est de déterminer la fonction de transfert d'un site en calculant le rapport spectral entre les enregistrements d'un même événement au site considéré, sur un "bon" site de référence, c'est-à-dire un site exempté de toute amplification ou déamplification locale (rocher non altéré sans relief topographique…). Elle est basée sur la relation classique (mais pas forcément toujours vraie…), exprimant un signal sismique comme la convolution de plusieurs contributions pour chacun des deux sites à comparer, le site considéré (indice s) et le site de référence (indice r):

$$O_r(t) = S_r(t) * P_r(t) * I_r(t) \quad (2.1)$$

$$O_s(t) = S_s(t) * P_s(t) * I_s(t) * E_s(t) \quad (2.2)$$

Avec O(t) sismogramme observé, S(t) fonction source, P(t) effet de propagation "crustale" entre la source et le site, I(t) la réponse instrumentale de l'ensemble capteur/numériseur et E(t) l'effet de site. Sachant que pour un même événement la fonction source est identique pour les deux enregistrements, l'effet de propagation peut également être considéré le même, si la distance entre les deux stations reste suffisamment faible par rapport à la distance épicentrale (on considère généralement qu'un rapport de 10 est le bon ordre de grandeur). Enfin, si les capteurs et numériseurs sont identiques, la réponse instrumentale (I) peut aussi être considérée identique. Dans le cas contraire, une correction instrumentale peut être appliquée.

Sachant que dans le domaine fréquentiel ce produit de convolution se transforme en une multiplication, la simple division du spectre au site sédimentaire par celui du site de référence permet alors de déterminer la fonction de transfert de la structure sédimentaire.

$$O_r(\omega) = S_r(\omega).\ P_r(\omega).\ I_r(\omega) \quad (2.3)$$

$$O_s(t) = S_s(\omega)\ .\ P_s(\omega)\ .\ I_s(\omega)\ .\ E_s(\omega) \quad (2.4)$$

$$O_s(t) / O_r(\omega) = E_s(\omega) \quad (2.5)$$

Dans la pratique, le rapport spectral classique pour chaque événement sismique est calculé sur des spectres de Fourier lissés, établis à partir d'une fenêtre de signal choisie en cohérence sur les deux sites, et en ne retenant l'information que lorsque le rapport signal sur bruit est satisfaisant aux deux sites (cf plus loin Figure 2.7). Il doit également être établi composante par composante; en pratique, on calcule souvent un rapport spectral "horizontal", à partir de la moyenne des rapports spectraux des deux composantes horizontales, supposés similaires (c'est-à-dire sans comportement directionnel). Ces rapports "individuels", obtenus pour chaque événement sismique, sont ensuite moyennés pour un aussi grand nombre d'événements que possible: pour avoir une moyenne statistiquement représentative, il est nécessaire d'utiliser au minimum une dizaine d'événements avec un bon rapport signal sur bruit.

Quand à la méthode "H/V séisme", elle est en principe analogue à la technique des "fonctions récepteur" proposée par Langston (1977, 1979) pour déterminer la structure en vitesse dans la croûte à partir d'enregistrement télésismiques d'onde P; l'application qui en est faite pour des séismes locaux ou régionaux et la phase S dans le domaine des effets de site s'écarte cependant très sensiblement des hypothèses de validité des telles fonctions récepteur. Etant donné le faible angle d'incidence pour les téléseismes, on considère en effet que les ondes P sont dominantes sur le composante verticale, tendis que les composantes horizontales sont principalement constituées d'ondes P converties en S. Pour ces événements la phase P de la composante verticale du mouvement est constituée par la fonction source du séisme (de type simple pulse en première approximation) convoluée avec la réponse instrumentale. Sur la composante horizontale, on retrouve la même fonction source, mais convoluée avec la réponse en ondes S de la croûte. La déconvolution H/V permet alors de s'affranchir de la fonction source et d'accéder à la fonction de transfert (temporelle) en ondes S de la croûte terrestre. Ammon (1991) définit la notion de fonction récepteur comme une variante normalisée de la composante radiale du déplacement en ayant supprimé l'effet des ondes P multiples.

C'est par analogie avec cette méthode que l'idée de son application aux effets de site est apparue. Par exemple Yamanaka et al (1994) ont comparé des rapports H/V d'enregistrements de séismes avec ceux de bruit de fond. Beaucoup d'autres auteurs ont appliqué cette méthode (Ex: Theodulis et al, 1996; Field et Jacob, 1995) en comparant leurs résultats soit au rapport H/V bruit de fond, soit aux rapports spectraux classiques (site/référence) calculés à partir de données réelles ou de synthétiques. Nous mentionnerons de nombreux autres exemples au chapitre 4 au sujet de l'évaluation expérimentale de la signification du rapport H/V bruit de fond. Toutes les études effectuées montrent généralement un très bon accord entre la méthode fonction récepteur et les autres méthodes pour ce qui concerne la prévision de la fréquence de résonance, mais incitent à la plus grande prudence pour ce qui est de l'interprétation de l'amplitude du rapport H/V.

Contrairement à la méthode originelle des fonctions récepteur de Langston (1979) où seul le train d'onde P est exploité en utilisant aussi abondamment la phase des signaux, Field et Jacob (1995) calculent les rapports H/V sur les ondes S uniquement, et en amplitude uniquement. En effet, ils ont montré qu'avec les ondes P, les résultats ne sont pas cohérents avec les amplifications observées par le rapport classique site/référence.

2.4.2.2 Emplacement des stations de références

Bien qu'attrayante à cause de son concept très simple, la méthode des rapports spectraux classique présente certains désavantages. Tout d'abord parce qu'elle nécessite une station de référence, dont le choix peut influencer notablement les résultats. Ensuite parce qu'elle nécessite un nombre suffisant de séismes avec de bons rapports signal sur bruit, ce qui n'est pas toujours aisé dans des milieux urbains. Enfin, pour ses applications en génie parasismique, il lui est souvent reproché aussi de ne pas prendre en compte les effets non-linéaires lorsque (et c'et la grande majorité des cas) les enregistrements utilisés correspondent à des mouvements très faibles ou seulement très modérés. Cette section est concernée uniquement à la discussion du premier point (choix d'un site de référence), et à l'explicitation de notre choix pour la campagne de mesures à Téhéran.

Ce site de référence peut être simplement une station installée sur un site rocheux, mais à condition qu'il soit suffisamment proche d'autres stations pour que la distance site-référence reste faible par rapport à la distance épicentrale des séismes utilisés pour le calcul des rapports spectraux. Il est aussi recommandé que le rapport de distance source-station sur la distance site-référence soit supérieur à 10 (Field et al., 1995). On suppose aussi que ce site rocheux est de la même origine géologique et lithologique que le substratum à la base des sédiments du

(ou des) site(s) à étudier. Il n'est tout d'abord pas forcément évident de trouver un tel site dans les cas de bassins ou de plaines sédimentaires très étendus. Dans ces cas le site de référence peut être celui des sites sédimentaires supposé présenter le moins d'amplification des mouvements sismiques (par exemple un site qui ne montrerait pas de pic sur la courbe H/V).
D'autre part, même pour les sites rocheux, l'hypothèse d'une fonction de transfert "plate" et d'amplitude égale à 1 n'est pas forcément correcte. Certains sites rocheux (par exemple en cas d'altération superficielle) peuvent ainsi présenter une amplification qui leur est propre (voir par exemple: Singh et al, 1995; Gagnepain-Beyneix et al, 1995; Chavez-Garcia et al, 1990). On peut mentionner aussi les travaux de Steidl et al (1996) sur la base des données de surface et de fond de forage à Garner Valley (Californie), montrant que le choix de sites rocheux en surface comme référence conduisait à sous-estimer l'amplification à des fréquences supérieures à 2 à 5 Hz.
Dans le cas de Téhéran les sites rocheux ne manquent pas sur les bords nord et est de la ville; compte tenu de la grande superficie de Téhéran, ainsi que les conditions géologiques différentes, nous avons opté pour une configuration à deux sites de référence, une au nord et l'autre au sud-est de la ville.
La station au nord (JAM) est installée dans une petite cabane dans le parc de Jamshidieh sur la face sud du mont Touchal, sur des roches vertes (Tuff) de l'Eocène constituant sûrement la base des sédiments de la partie nord de la ville. L'altitude de cette station (environ 1800m) est beaucoup plus haute que d'autres (plus de 600m de dénivelée par rapport à la station SHL par exemple), et il peut donc exister un biais dû à un effet topographique (qui jouerait alors surtout à basse fréquence, compte tenu des dimensions du mont Touchal). Pour la station de référence au sud-est de la ville ce problème de topographie est quasiment inexistant (pas plus de 50m de différence d'altitude): elle est cependant installée sur la pente d'une petite colline à côté de monument historique de Cheshmeh-Ali: si effet topographique il y a, il ne peut alors être qu'à haute fréquence. Diverses études ont montré que les effets d'amplification topographique apparaissent aussi sur le rapport H/V (Duval, 1994; Nechtschein et al., 1995).
La Figure 2.6 (a et b) présente les rapports H/V obtenus pour ces deux stations à partir des séismes et du bruit de fond. La première information sur ces figures est le bon accord entre les courbes, à l'exception d'un pic autour de 1.3 Hz sur le courbe H/V de bruit de fond à la station CHA (nous y reviendrons plus loin, ce pic est un artefact d'origine industrielle). Si donc l'on ne néglige ce pic industriel, les courbes restent à peu prés plates autour de l'amplitude 1, sur une bande de fréquence assez large et particulièrement à basse fréquence ($f < 1Hz$). Les deux stations montrent une très légère "bosse" dans la bande 2-10 Hz; la station CHA exhibe un pic

très clair vers 8-10 Hz, qui pourrait témoigner d'une altération très superficielle et/ou d'un effet topographique: l'étroitesse du pic nous fait pencher plutôt vers la première hypothèse. Ces résultats, ainsi que les traces temporelles présentées dans la section précédente, nous semblent justifier leur choix comme référence pour la région de Téhéran.

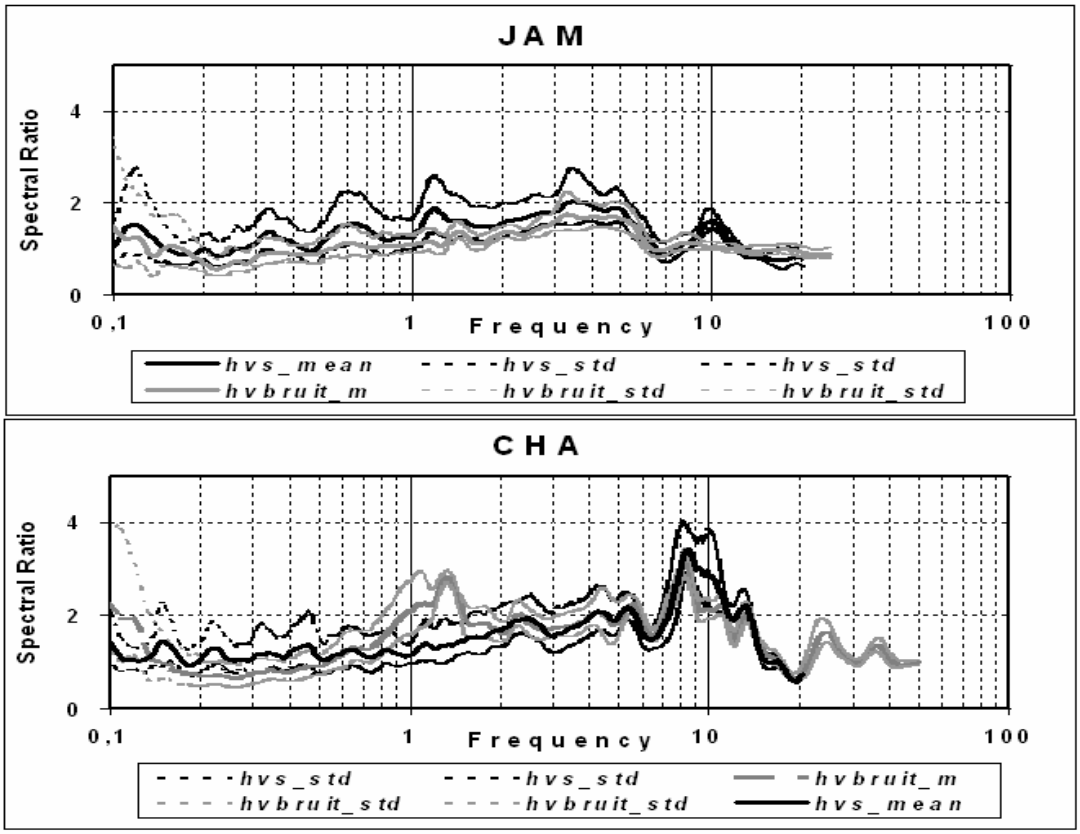


Figure 2.6 Courbes H/V séismes et H/V de bruit de fond pour les deux stations de références JAM, nord et CHA, sud-est de Téhéran. Outre les courbes moyennes, sont aussi indiquées les courbes "moyenne ± écart-type")

2.4.2.3 Choix des fenêtres d'analyse et déroulement du calcul

Comme le choix de la station de référence, le choix d'une fenêtre de calcul peut influencer les résultats du rapport spectral classique. Bien que la sélection d'une fenêtre assez courte sur les ondes S soit utilisé par beaucoup de chercheurs en considérant le fait que ces ondes portent la partie plus énergétique des signaux sismiques (e.g., Borcherdt, 1970), ce choix peut supprimer des ondes diffractées sur les bordures des bassins sédimentaires et

arrivant plus tard, conduisant alors à une sous-estimation de l'amplification (cf. Field 1996). Certains auteurs ont au contraire utilisé la coda du signal, plutôt que les ondes P ou S (Philips et Aki, 1986; Su et Aki, 1995; Kato et al, 1995). L'avantage des ondes de coda est que leur forme spectrale est supposée indépendante de la localisation relative de la source et du récepteur, du fait de leur origine (diffraction multiple sur hétérogénéités de la croûte terrestre). Cependant ces ondes de coda peuvent rarement être utilisées dans les études d'effet de site en milieu urbain étant donnée leur "pollution" par le bruit sismique ambiant. Enfin et surtout, de nombreuses études ont conclu que le choix de la fenêtre d'analyse n'a pas d'effet significatif sur les valeurs du rapport spectral classique (voir par exemple Steidl et al., 1995, Lebrun, 1997, Riepl, 1997).

Dans l'étude présente, nous avons utilisé les mêmes fenêtres pour le calcul des rapports spectraux classique (site/référence) et des fonctions récepteur (H/V). Pour chaque séisme, nous avons calculé les spectres sur une longue fenêtre de temps contenant tout le signal (P et S), et de durée identique sur toutes les stations. Nous avons cependant testé l'effet de choix différents (résultats présentés dans la section 2.5.1). Pour quelques séismes lointains ainsi que les séismes régionaux à faible magnitude présentant des phases P très bruitées, nous avons sélectionné des fenêtres démarrant à l'onde S, voire une fenêtre dans la partie plus tardive des ondes de surface. Ces fenêtres de signal ont été pointés à l'aide du logiciel SAC, et les temps correspondants ont été sauvegardés dans les en-têtes des fichier SAC pour chaque trace; en outre, pour chaque événement et chaque station, une fenêtre de bruit a aussi été sélectionnée, juste avant l'arrivée de l'onde P, en vue de l'estimation du rapport signal/bruit.

Pour chaque fenêtre sélectionnée (signal et bruit), les transformées de Fourier ont été calculés, et les spectres obtenus ont été lissés en appliquant la fonction de lissage de Konno – Ohmachi (1998). Les rapports spectraux (site/référence: horizontal-site/horizontal-référence et vertical-site/vertical-référence, et H/V: horizontal-site/vertical-site) ont alors été calculés, mais seulement aux fréquences où le rapport signal/bruit (S/N) était supérieur à 3 pour le numérateur et le dénominateur. Ce seuil peut paraître un peu bas, mais nous avons également fait une essai avec un seuil plus haut (S/N >5), conduisant à des résultats finaux identiques. Pour les fréquences supérieures à 10 Hz, le rapport signal/bruit chute rapidement, et le rapport spectral ne peut plus être correctement estimé. A basse fréquence ($f < 1$ Hz), le rapport S/N ne peut être acceptable que pour événemetns d'assez forte magnitude, généralement donc des téléséismes ou des séismes régionaux significatifs. La "composante horizontale" utilisée dans ces calculs est la moyenne géométrique de deux composante NS et EO [$H = ((NS^2+EO^2)/2)^{1/2}$]. Les différentes étapes de ce calcul sont résumées sur la figure 2.7.

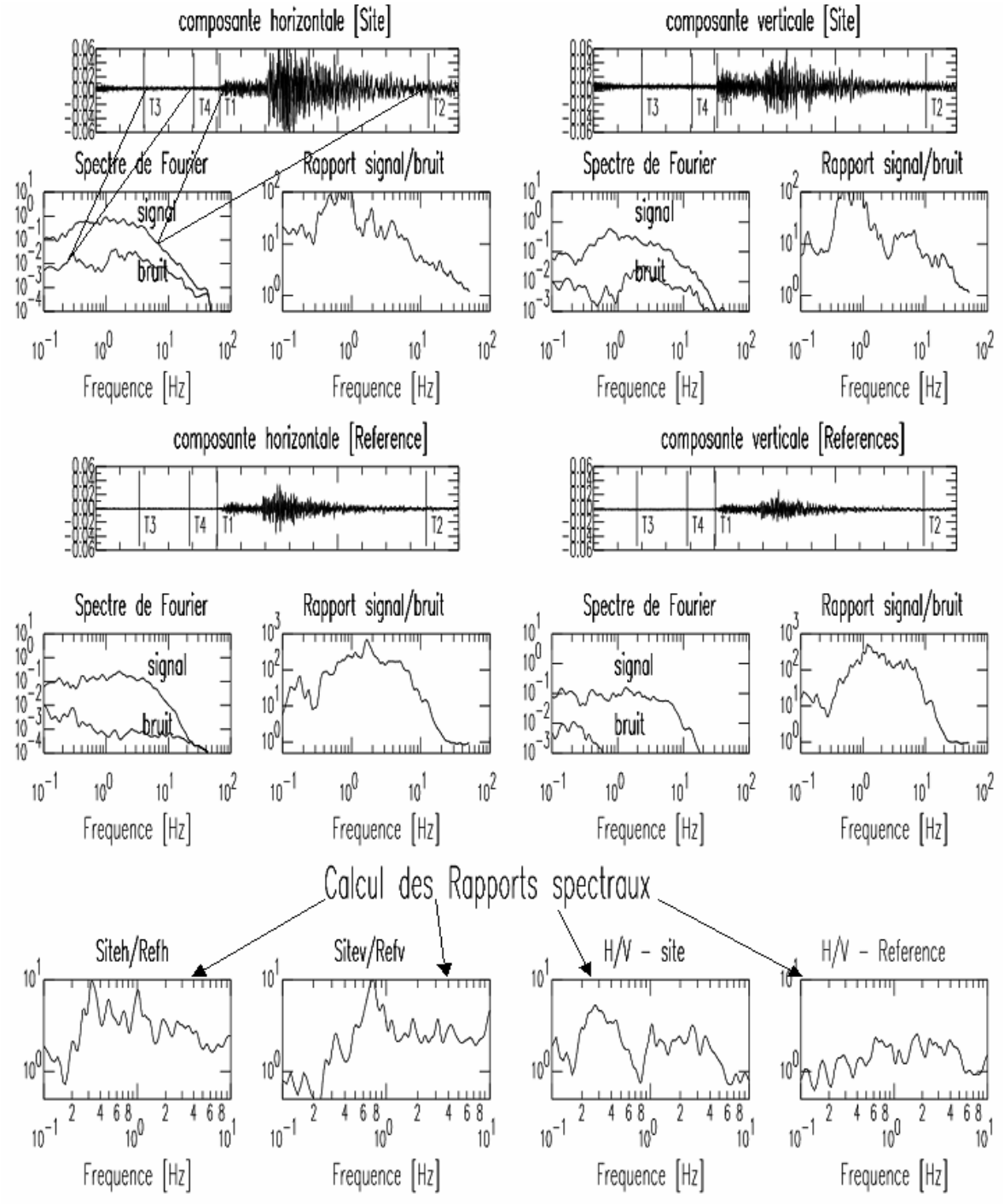


Figure 2.7 Schéma descriptif des méthodes rapport spectral site/référence et H/V (fonction récepteur), sur l'exemple du séisme du sud-ouest de Semnan et des stations MOF (site) et JAM (Référence)

Il reste encore une étape qui est le calcul du rapport moyen ainsi que l'écart-type, en utilisant pour chaque fréquence tous les événements satisfaisant le critère sur le rapport signal/bruit. Ces statistiques sont calculées sur le logarithme des rapports spectraux, la distribution étant supposée lognormale (Field et Jacobs, 1995).

2.4.2.4 Résultats : rapports spectraux classique (site/référence)

Les rapports site/référence moyens, leur écart type logarithmique ainsi que le nombre de couples d'événements utilisés, sont représentés sur la Figure 2.8 site par site; les stations y sont autant que possible arrangées du nord vers le sud (du haut en bas) et de l'est vers ouest (de droite à gauche); la référence y est la station JAM. La figure 2.9 reprend ces mêmes résultats, mais en comparant globalement les amplifications moyennes pour chaque référence (JAM et CHA) et chaque composante, ainsi que les écart-types. Ces résultats appellent plusieurs commentaires:

- Le nombre de couples d'événements utilisé pour le calcul des rapports spectraux classique varie beaucoup d'une station à l'autre, et dépend aussi beaucoup de la fréquence. Cela dépend en effet d'une part du nombre de séismes enregistré à chaque site (fonction des pannes), et d'autre part du niveau du bruit ambiant à chaque fréquence. Le nombre de couples d'événements utilisables pour le calcul des rapports site / référence varie entre 14 (FAR/CHA) et 91 (MOF/JAM). Quant à la dépendance fréquentielle, les meilleurs rapports signal sur bruit sont en général limités à une bande de fréquence comprise entre 0.3 à 5 Hz : le nombre de données utilisables diminue donc, parfois fortement, en dehors de cette bande. Notons enfin une diminution importante pour une étroite bande de fréquence de 1.2 à 1.5 Hz, liée à l'existence de bruits industriels forts (cf. chapitre suivant).
- Les valeurs d'écart-type sont résumées sur quatre cadres de la figure 2.9. A l'exception du cas de FAR/CHA, tous les rapports spectraux calculés sont caractérisés par un écart-type sensiblement inférieur à 2 sur une large bande de fréquences (au minimum 0.2 à 7 Hz). La combinaison (écart-type modéré, nombre significatif à important de données) conduit donc à un degré de confiance élevé sur ces rapports spectraux moyens, et ce sur quasiment toute la bande de fréquence 0.2 à 10 Hz.

Le résultat majeur concerne le facteur d'amplification, son niveau et sa bande passante. Le niveau change d'une station à l'autre, avec une tendance à l'augmentation du nord-est au sud-ouest et d'est en ouest: les niveaux moyens tournent autour de 3 à 4, et atteignent 8 au

sud-ouest (sites MOF et SHL), soit des valeurs très supérieures aux amplifications prédites par les études précédentes (cf. chapitre 1). La bande passante est très large, démarrant à très basse fréquence (dès 0.2 – 0.3 Hz), et ce non seulement dans la zone sud de la ville, mais également au centre de la ville; cela aussi constitue une surprise majeure par rapport aux études précédentes.

Un autre résultat significatif est la différence entre les composantes verticale et horizontale, même si la forme générale des courbes est similaire. D'une part, l'amplification pour la composante verticale est généralement inférieure à celle de la composante horizontale, et d'autre part l'amplification verticale "démarre" à moins basse fréquence que l'amplification horizontale (stations TAP, GHP, FAR, ABM, MOF, SHL, TAR), hors des "fréquences fondamentales". Par contre, à la fréquence de fondamentale les composantes verticales amplifient légèrement plus que les horizontales. Les valeurs de fréquence de fondamentale (f0) et l'amplification correspondant (A0) sont présentées au tableau 2.3. Il semble aussi que les composantes verticales exhibent généralement deux maxima, un à basse fréquence et l'autre à haute fréquence, alors que les composantes horizontales montrent plutôt une effet large bande.

La comparaison des rapports spectraux obtenus pour chaque référence indique aussi une légère amplification du mouvement sismique à la station JAM (installée au pied des montagnes au nord) par rapport à la station CHA pour des fréquences au delà de 1Hz. Cet effet peut être dû soit à la topographie soit à l'altération en surface.

2.4.2.5 Résultats : rapports H/V

Les rapports H/V pour chaque séisme ont été calculés suivant la même procédure, en utilisant les mêmes fenêtres de signal et avec le même critère de rapport signal sur bruit. Le rapport H/V moyen étant obtenu à partir de **tous** les événements disponibles à chaque station, sans la limitation des événements communs avec les sites de références, le nombre d'événements utilisables est donc sensiblement plus important que pour les rapport spectraux classiques: de 45 pour la station PAR à 146 pour JAM.

Les résultats de cette méthode sont présentés de manière synthétique sur la figure 2.10, de façon analogue à la figure 2.9. On peut y voir d'abord que les écart-types (logarithmiques) sont très faibles (facteurs 1.4 à 1.5 en moyenne), confirmant la grande stabilité de ces rapports.

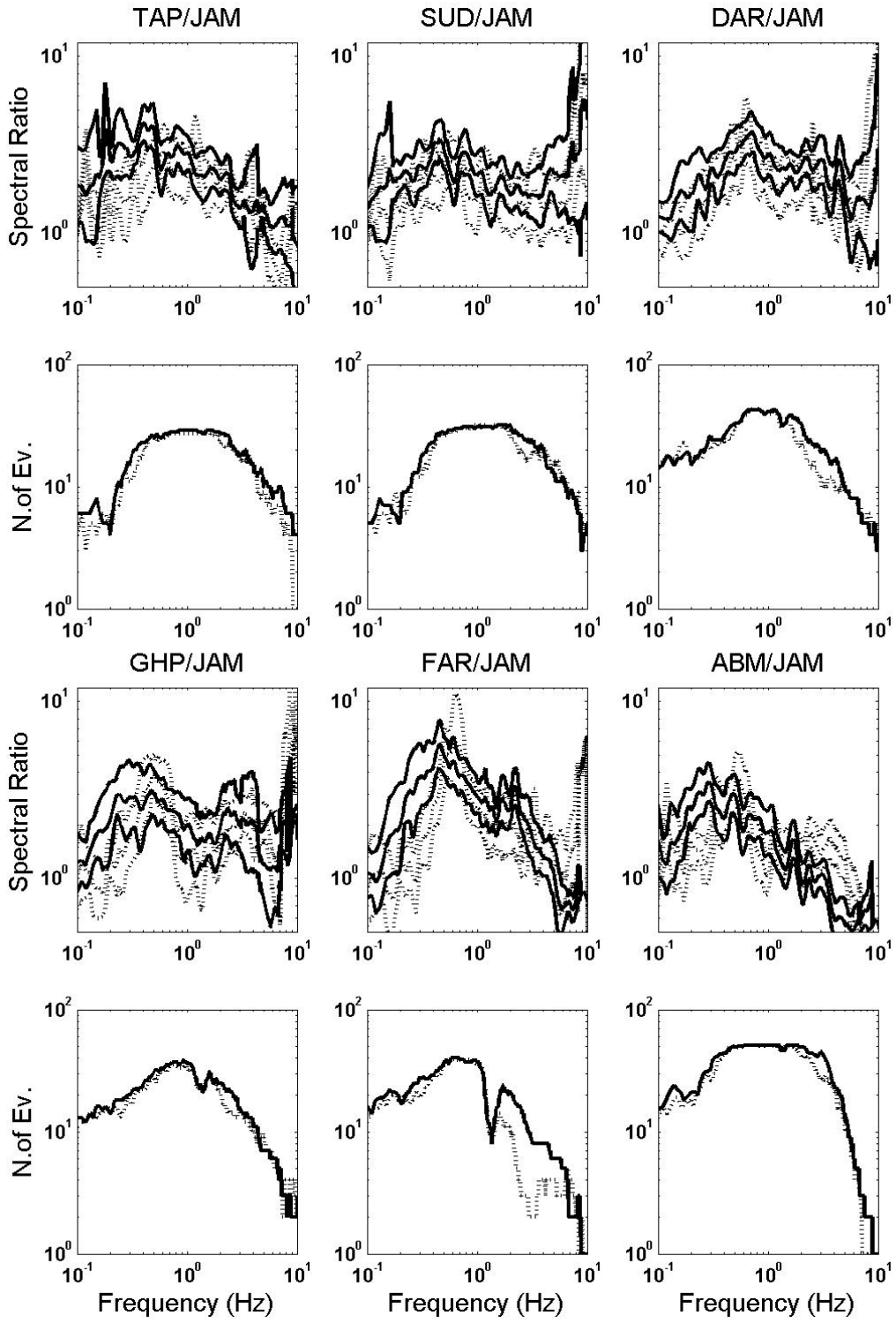


Figure 2.8 Rapports spectraux classiques (Site/JAM) ; pour chaque station, sont indiquées les moyennes et moyennes ± écart-type pour les composantes horizontale (trait plein) et verticaux (pointillés), ainsi que le nombre de données utilisées en fonction de la fréquence.

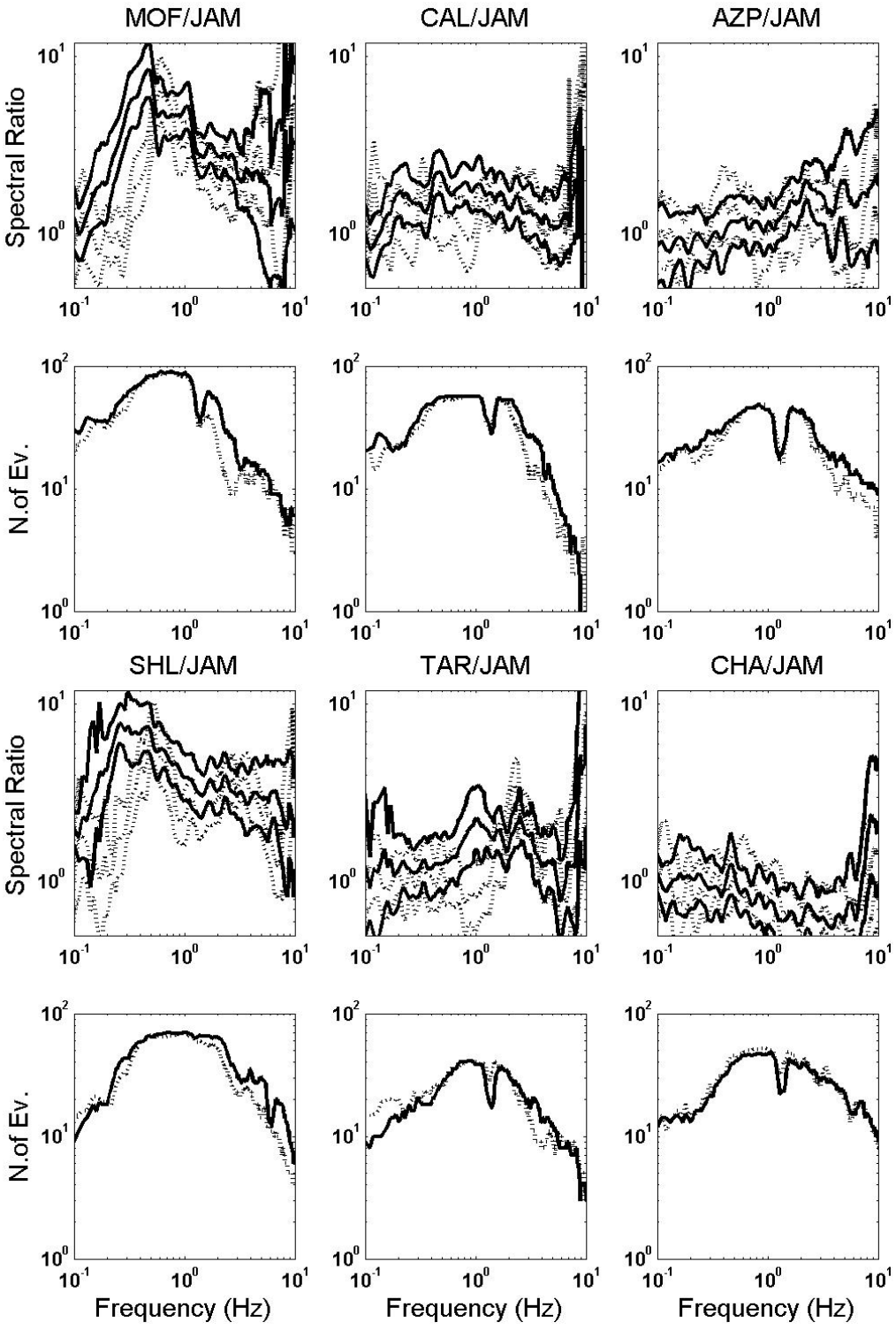


Figure 2.8 (Suite)

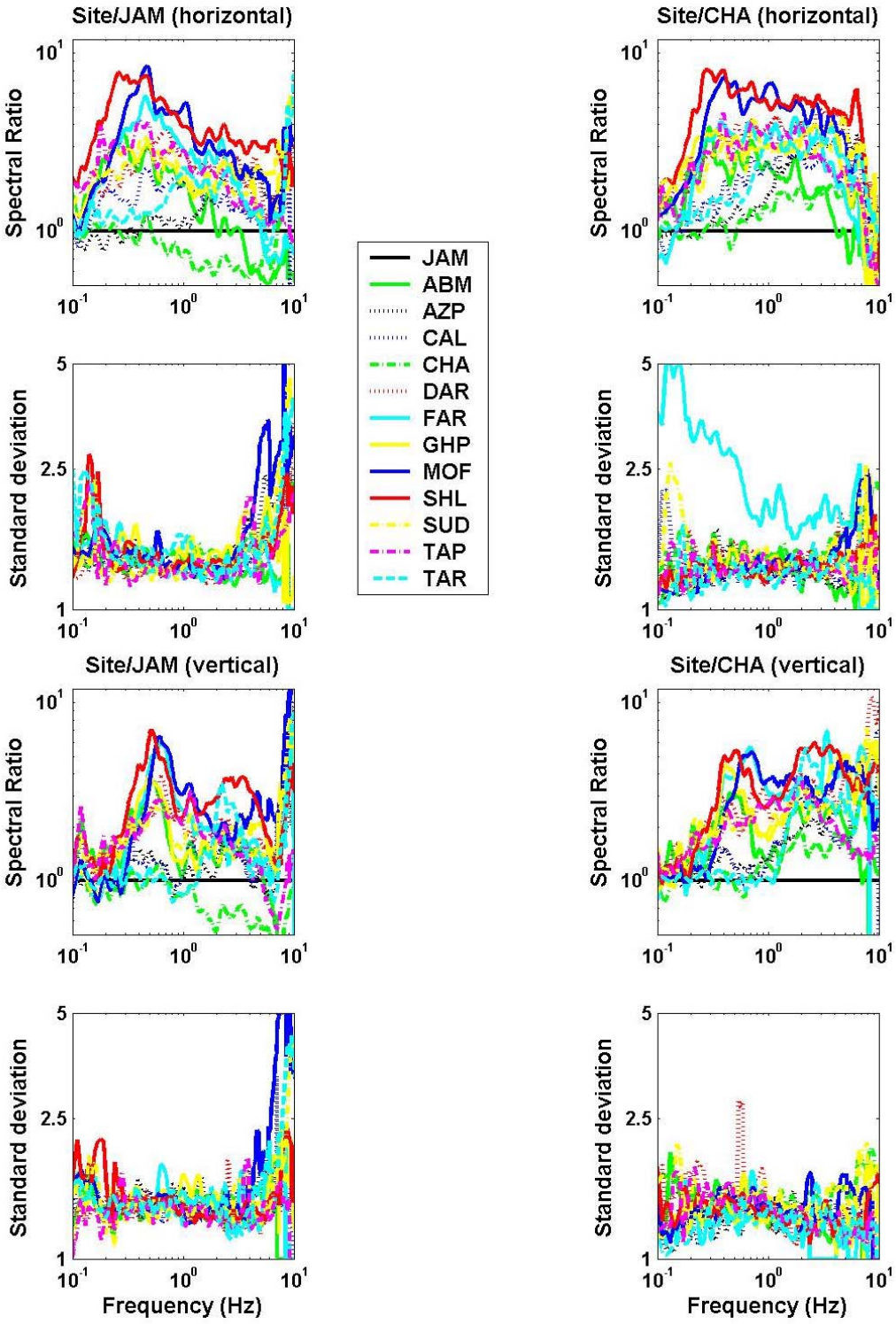


Figure 2.9 Comparaison des rapports spectraux moyens horizontaux (en haut) et verticaux (en bas) par rapport aux deux stations de référence JAM (à gauche) et CHA (à droite). Dans chaque cas, sont comparés également les écarts type correspondants (exprimés en facteurs d'incertitude).

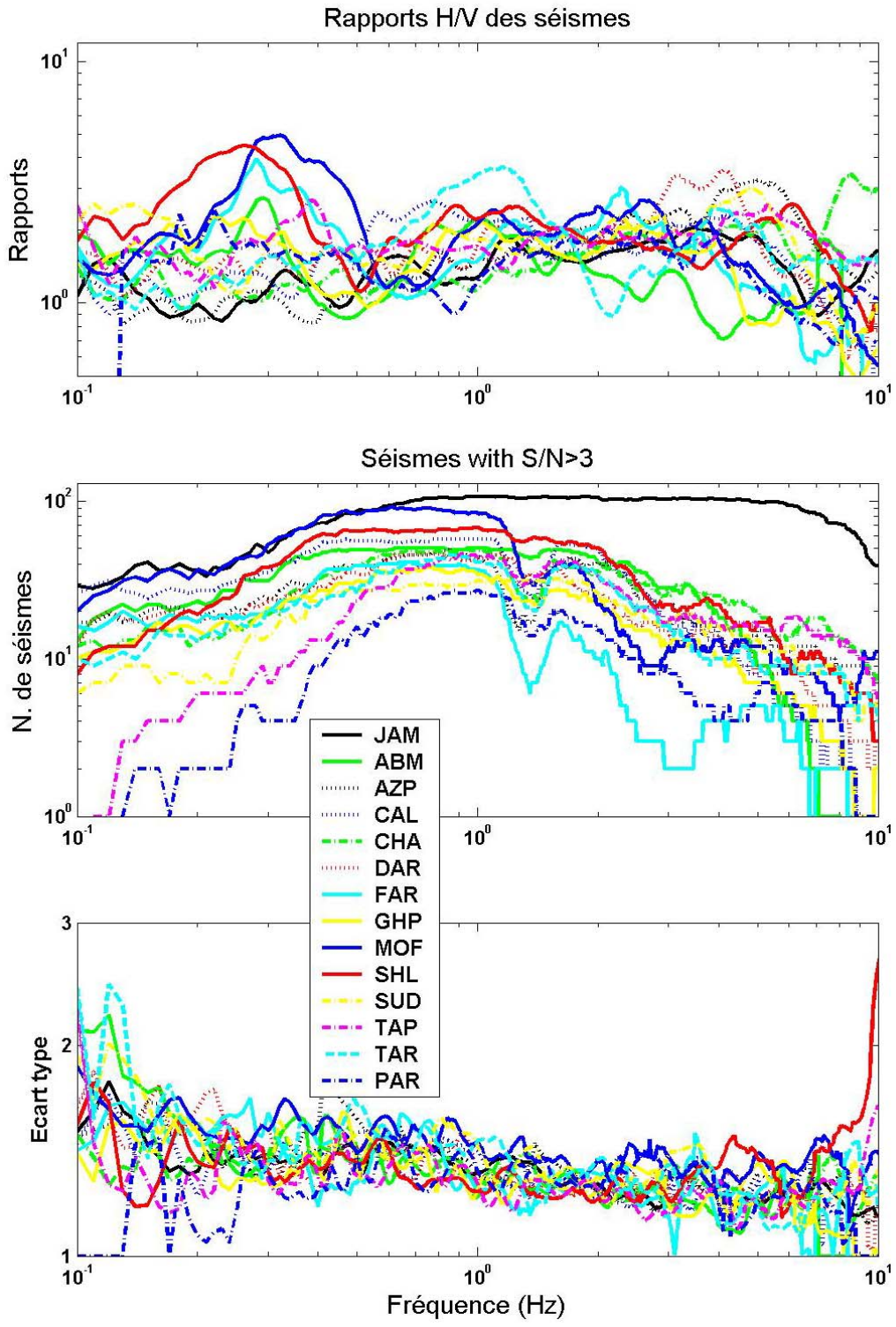


Figure 2.10 Rapports H/V obtenus à partir des enregistrements de séismes: le cadre du haut présente les valeurs moyennes, celui du milieu le nombre d'événements utilisés avec le critère S/N >3, celui du bas les écart-types (exprimés en termes de facteur d'incertitude).

On peut y déceler aussi, comme sur les rapports site/référence la même chute importante et quasiment générale (sauf pour JAM et SHL), du nombre de données utilisables dans une étroite bande de fréquence centrée sur 1.3 Hz: l'origine, une importante source de bruit industriel, en sera discutée au chapitre suivant.

Les courbes H/V sont très différentes des rapports site/référence, confirmant le résultat désormais classique selon lequel à la fois l'amplitude et la bande passante sont sensiblement réduites sur les rapports H/V. Par contre, l'apparition claire de pics à basse fréquence sur les stations MOF, SHL, FAR, ABM, TAP confirme l'existence d'effets basse fréquence sur Téhéran, avec une fréquence fondamentale autour de 0.3 à 0.5 Hz. La raison de ces différences entre les deux méthodes est discutée plus loin en fin de chapitre.

2.4.2.6 Stabilité des rapports spectraux classiques (site/référence)

La sensibilité éventuelle des rapports spectraux site/référence à différents paramètres (distance épicentrale, azimut et magnitude) a été analysée en faisant quelques tris sur les données. Certains auteurs ont en effet mis en évidence des variations du rapport spectral selon la direction des ondes arrivées (King et Tuker, 1984; Kudo et Wang, 1992). De même, Iwata et al (1996) ont montré une variabilité d'un facteur 10 entre les amplifications observées sur les différentes répliques du séisme de Kobe (1995), liée à des fortes variations d'angle d'incidence et d'azimut, ainsi que des ondes secondaires générées dans les bassins sédimentaires. Nous présentons ici les résultats de quelques tests pour stations MOF et SHL.

Tableau 2.3 La fréquence de fondamentale (f0) et l'amplification correspondante (A0) obtenues par la méthode du rapport spectral site/référence;

	Siteh/JAMh		Sitev/JAMv		Siteh/CHAh		Sitev/CHAv	
Station	f0 (Hz)	A0	f0 (Hz)	A0	f0 (Hz)	A0	f0 (Hz)	A0
ABM	0.3	3.5	0.5	3.6	0.3	3.8	0.5	3.1
AZP	2.3*	2.0	2.2*	1.6	4.9*	4.1	2.6*	2.2
CAL	0.5	2.2	0.3*	1.8	1.4	3.0	1.9	3.0
DAR	0.7	3.7	0.6	3.8	0.7	4.2	0.4*	3.0
FAR	0.4	5.7	0.6	5.9	0.4	4.1	0.7	5.6
GHP	0.5	3.1	0.5	3.9	0.3	3.7	0.4	4.4
MOF	0.5	8.4	0.6	6.5	0.4	7.2	0.6	5.1
SHL	0.3	7.8	0.5	7.0	0.3	8.2	0.5	5.3
SUD	0.5	3.4	0.6	2.6	0.7	4.2	0.4	2.5
TAP	0.4	4.2	0.6	2.9	0.4	4.6	1.9*	3.9
TAR	1.0	2.3	2.2	3.5	1.1	3.8	2.2	5.5

* Cas incertains (voir figures 2.8 et 2.9)

Nous avons choisi ces deux stations car elles ont fonctionné tout au long de la durée de la compagne d'enregistrement: le nombre d'événements commun avec le site de référence est donc suffisant pour chaque groupe de données.

Sensibilité à la distance épicentrale

Des rapports spectraux moyens ont été calculés pour 3 groupes des données répartis par distance épicentrale croissante: 0 à 100 Km, 100 à 250 Km, plus de 250 km. Les mesures de distance épicentrale sont faites par rapport à la station PAR au centre de ville. La Figure 2.11 compare les rapports spectraux moyens ainsi obtenus pour ces 3 groupes avec ceux de tous les séismes. On y observe d'abord que la plupart de séismes enregistrés ont une distance épicentrale comprise entre 100 et 250 Km (qui comprend le séisme de Changureh-Avaj et ses répliques). Cependant, malgré la faiblesse relative du nombre de séismes locaux et lointains, les trois groupes de données montrent les résultats très similaires, même si on pourrait peut-être discerner un léger décalage vers les hautes fréquences pour les séismes locaux (<100 Km).

Sensibilité à l'azimut

Nous avons regroupé les événements enregistrés dans 4 zones par rapport à leur back-azimut mesuré à la station JAM: la zone "nord" (315°-45°), la zone "est" (45°-135°), la zone "sud" (135°-225°) et la zone "ouest" (225°-315°). Les résultats de ce test sont présentés à la figure 2.12 toujours en les comparant avec le résultat global. La distribution des couples d'événements disponibles pour le calcul du rapport spectral est très hétérogène: la plupart viennent de l'ouest de la région (séismes de Changureh-Avaj et Kemanshah), un nombre significatif de séismes est localisé au nord de la région (zone active de l'Alborz), alors qu'il y a très peu de séismes dans la zone sud (bien qu'elle comprenne la zone tectonique active du Zagros au sud de l'Iran). La raison est liée au niveau élevé du bruit anthropique à Téhéran qui ne permet pas de détecter les séismes générés à cette distance et qui sont normalement de faible magnitude.

Pour la station MOF, malgré la ressemblance de l'allure des courbes obtenues pour les différents groupes d'azimut, on peut noter une différence d'un facteur 2 dans le niveau d'amplification entre les séismes des zones "est" et "ouest", ainsi que, de nouveau, un (léger) décalage de la fréquence de résonance entre les séismes du nord et ceux de l'est. Un retour sur la carte des séismes enregistrés (figure 2.2), indique que la plupart de séisme des zones "nord" et "est" sont des séisme locaux (distance épicentrale inférieur à 120 Km), alors que ceux de la zone "ouest" ont des distances épicentrales supérieures à 200 Km: ces résultats sont donc

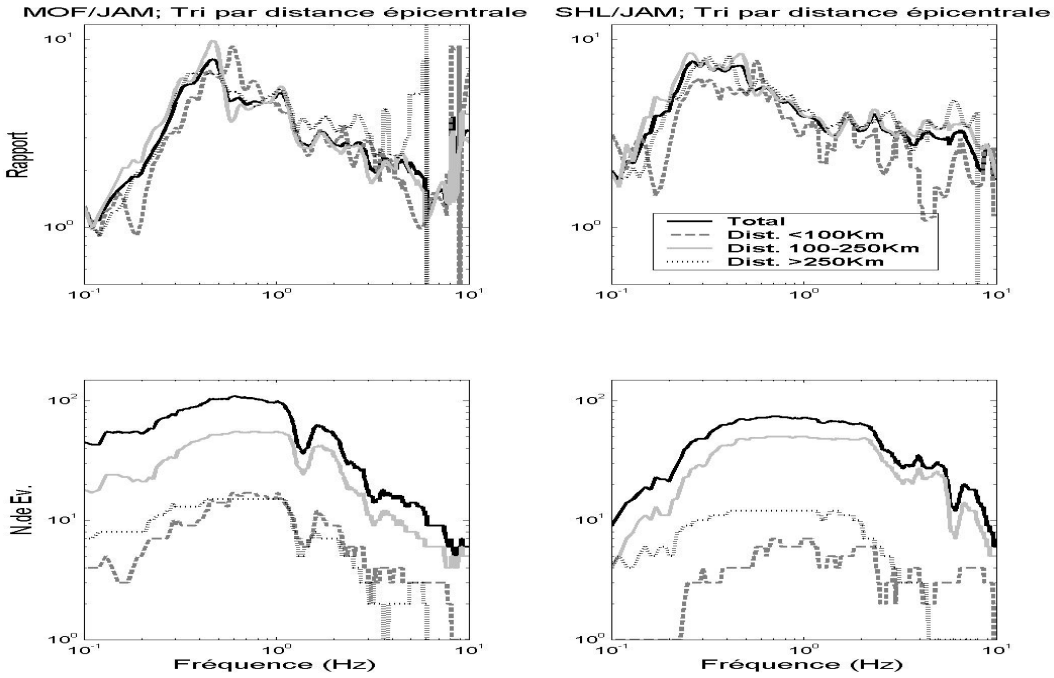


Figure 2.11 Comparaison du rapport spectral moyen "global" avec les rapports spectraux obtenus en regroupant les séismes utilisés par leurs distances épicentrales

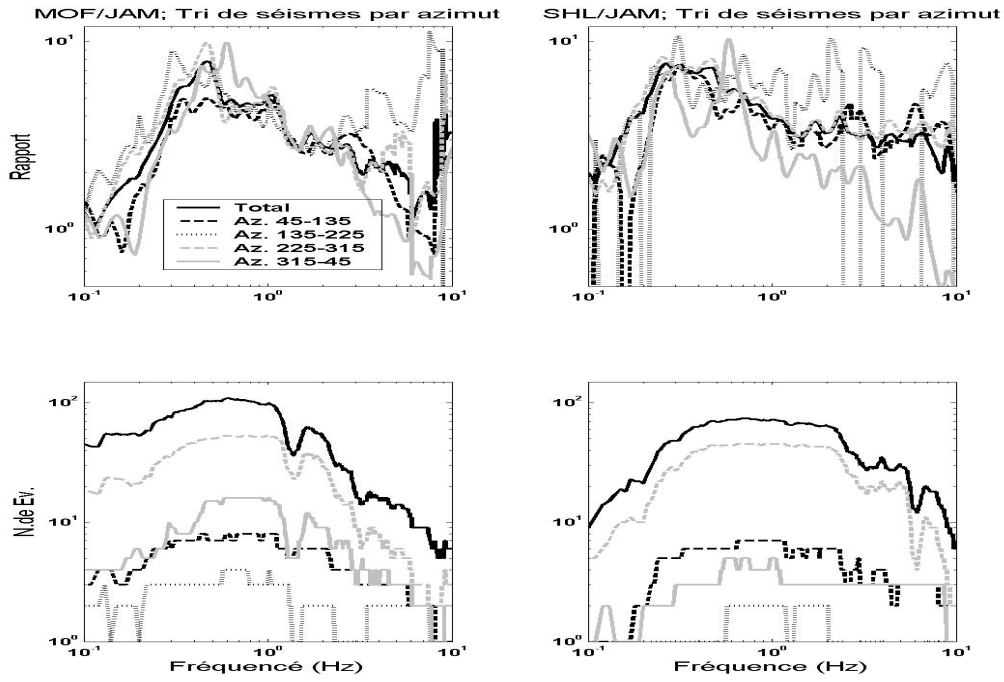


Figure 2.12 Comparaison du rapport spectral moyen "global" avec les rapports spectraux obtenus en regroupant les séismes utilisés par leurs back-azimuts par rapport de la station JAM

cohérents avec ceux du tri sur la distance épicentrale, et il est donc impossible de distinguer entre un effet azimutal et un effet de distance. La raison peut être liée à la grande distance entre la station considérée et le site de référence (plus de 20 Km), qui, dans le cas de séismes locaux, peut induire une assez grande variabilité du champ d'onde incident pour le site et la station de référence. Cependant il faut noter que justification exacte de cette suggestion n'est pas possible parce que le nombre de séismes avec un bon rapport signal sur bruit n'est pas suffisant dans tous les groupes d'événements considérés.

Sensibilité à la magnitude

Les résultats en sont présentés sur la figure 2.13, pour un tri de séismes locaux et régionaux en trois classes de magnitudes: inférieure à 3, entre 3 et 4 et supérieure à 4. Cette figure montre qu'il n'y a pas de différence significative ni sur le niveau d'amplification ni sur la fréquence de fondamentale. Le faible nombre de données utilisables, et la bande passante réduite (0.4 – 3 Hz), pour les faibles magnitudes vient d'un faible rapport signal/bruit; cependant, dans cette bande, les résultats sont comparables à ceux des deux autres groupes.

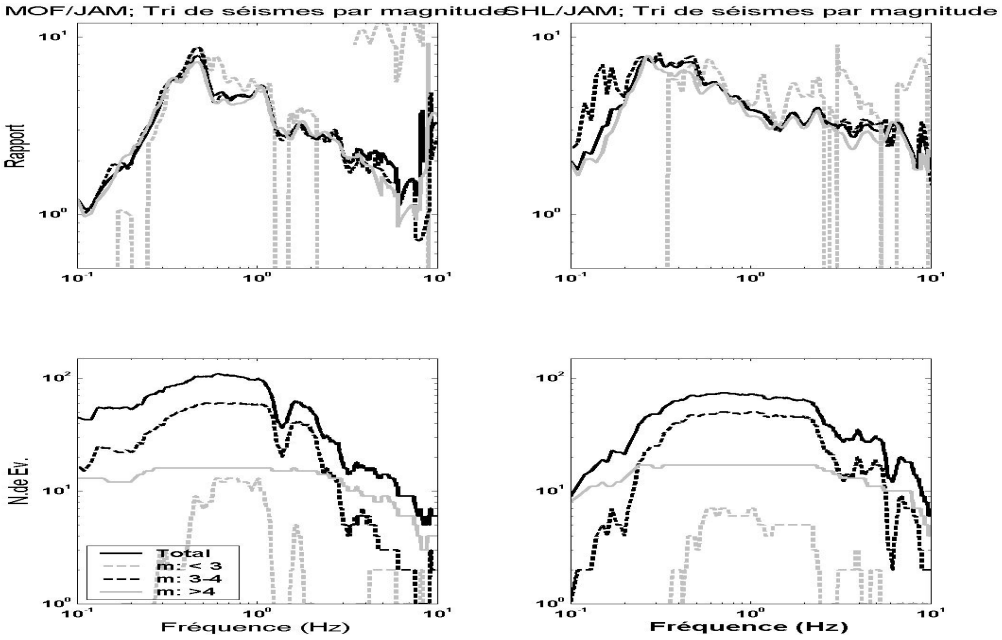


Figure 2.13 Sensibilité des rapports spectraux site/référence à la magnitude

Aucun effet indiscutable ne se dégage donc de cette étude de sensibilité, mais il est également impossible de rejeter catégoriquement un effet de distance et/ou de d'azimut: en

fait, il faudrait des données beaucoup plus nombreuses pour pouvoir faire un tri simultané en distance et azimut, qui garderait dans chaque tranche au moins une dizaine de données utilisables. Cela impliquerait l'installation de stations aussi sensibles sur une durée beaucoup plus longue (minimum deux à trois ans).

2.5 Etude des effets sur la durée du signal sismique

Il y a longtemps que l'on sait que les conditions géologiques et géotechniques locales prouvent modifier l'amplitude *et la durée* d'un mouvement sismique. Les dégâts importants observés pendant le séisme de Michoacan à la ville de Mexico à plus de 300 Km de l'épicentre n'ont laissé aucun doute sur l'importance de l'étude de l'effet de site dans le domaine de génie parasismique. Cependant, alors que beaucoup d'efforts ont porté sur l'analyse en amplitude, avec le développement de multiples méthodes expérimentales, l'allongement de la durée du signal sismique a fait l'objet de très peu de travaux. Sachant que la génération de sismogrammes spécifiques pour un site donné ne peut se contenter de la seule information sur l'amplitude de l'effet de site, deux méthodes ont été proposées récemment par Beauval et al (2001), et Parolai et Bard (2003) pour quantifier les effets sur la durée. La première utilise une méthode proposée initialement par Sawada (1998), et basée sur la comparaison de la phase de spectre de Fourier de sites avec un site de référence. La deuxième méthode est basée sur un analyse temps-fréquence (sonogramme), développée à l'origine pour la détection de similarité entre deux signaux sismiques enregistrés à une même station sismologique, mais appliquée ici à l'identification des différences entre les signaux d'un même événement sismique enregistré à deux stations différentes. Nous avons appliqué et comparé ces deux méthodes sur les données de séismes enregistrés par notre réseau temporaire. Les résultats présentés ci-dessous montrent clairement, et quantifient, l'allongement des signaux sismiques sur certains sites (sédimentaires) déjà observé qualitativement dans le domaine temporel. Les résultats du calcul de l'allongement avec des rapports spectraux calculés peuvent ensuite être utilisés pour la reconstruction de signaux synthétiques réalistes à partir de la connaissance du signal sismique au rocher de référence.

2 .5.1 Méthode des délais de groupe (Sawada); application à Téhéran

Sachant que l'information sur la durée d'un signal sismique est inclue dans la phase de spectre de Fourier de ce signal [$\phi(\omega)$], et que cette phase est extrêmement variable, Sawada (1998) a proposé une méthode de lissage pour déterminer le délai de groupe moyen d'un

signal sismique et sa dépendance fréquentielle, que l'on peut aussi voir comme le barycentre temporel de l'énergie du signal dans des bandes de fréquences successives mais très étroites. Son application à des signaux de très gros séismes permet d'identifier les vitesses de groupe des ondes de surface à basse fréquence, mais l'application qui en est faite ici est sensiblement différente des objectifs initiaux. Elle se décompose en plusieurs étapes:

– Calcul du spectre de Fourier du signal sismique, en amplitude *et en phase*.

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-i\omega t}dt = A(\omega)e^{-i\phi(\omega)} \tag{2.6}$$

– Dépliage de la phase et calcul de sa dérivée par rapport à la pulsation ω

$$Tgr(\omega)=d\phi_{dep}(\omega)/d\omega \tag{2.7}$$

$Tgr(\omega)$ est le délai de groupe et a une dimension de temps, et ϕ_{dep} est la phase dépliée.Vue la très forte variabilité de $Tgr(\omega)$ d'une fréquence à l'autre, il faut le lisser pour obtenir un délai de groupe moyen $\mu_{Tgr}(\omega)$. Sawada (1998) propose une fonction de lissage en fréquence $W_A(\omega;\omega_0)$ prenant en compte l'amplitude du signal, représentée par l'amplitude du spectre de Fourier A(ω), permettant d'obtenir à la fois le délai de groupe moyen $\mu_{Tgr}(\omega)$, et sa variance $\sigma^2_{Tgr}(\omega)$:

$$\mu_{Tgr}(\omega_0) = \frac{1}{S}\int_0^{\infty} W_A(\omega_0;\omega)Tgr(\omega)d\omega \tag{2.8}$$

$$\sigma^2{}_{Tgr}(\omega_0) = \frac{1}{S}\int_0^{\infty} W_A(\omega_0;\omega)(Tgr(\omega)d\omega - \mu_{Tgr}(\omega_0))^2 d\omega \tag{2.9}$$

avec

$$S = \int_0^{\infty} W_A(\omega_0;\omega)d\omega \tag{2.10}$$

et $$W_A(\omega_0;\omega) = W(\omega_0;\omega)\frac{A(\omega)}{\mu_A(\omega)} \tag{2.11}$$

où

$$\mu_A(\omega) = \frac{\int_0^{\infty} W(\omega_0;\omega)A(\omega)d\omega}{\int_0^{\infty} W(\omega_0;\omega)d\omega} \tag{2.12}$$

la fonction de lissage utilisée dans cette étude est celle de Konno et Ohmachi (1998) déjà utilisée pour le lissage des spectres de Foruier dans les méthodes de rapports spectraux:

$$W(\omega;\omega_0) = [\sin(\log_{10}(\omega/\omega_0)^b)/\log_{10}(\omega/\omega_0)^b]^4 \quad (2.13)$$

où: b est un facteur qui contrôle le degré de lissage: une valeur b=20 correspond à un fort lissage, des valeur plus élevées impliquent des lissages de moins en moins forts.

Sawada (1998) propose que le spectre de la variance calculée soit un indicateur de la durée du signal à chaque fréquence. Cependant Beauval et al. (2003) en appliquant la méthode sur un signal synthétique simple composé de trois sinusoïdes avec des fréquences 0.5, 1 et 5 Hz et des durées de 7, 2 et 3 secondes respectivement, ont montré que, bien que cette méthode évalue correctement les délais de groupe moyens à chacune des 3 fréquences présentes dans le signal (i.e., 3.5, 1 et 1.5 s, respectivement), elle ne donne pas de valeurs pertinentes aux autres fréquences, et qu'en plus la variance calculée n'a rien à voir avec la durée du signal: elle montre juste la précision d'estimation du délai de groupe moyen. En conséquence, nous n'utiliserons ici que le délai de groupe moyen, et nous souvenant que sa signification n'est pertinente qu'en cas d'énergie significative, c'est-à-dire de bon rapport signal sur bruit à cette fréquence.

Reprenant maintenant les équations de convolution (2.1) à (2.4), l'amplitude et la phase du spectre de Fourier d'un signal sismique sont donc respectivement le produit et la somme des amplitudes et phase associés aux terme de source, propagation et site. Les opérations de dérivation [Tgr(ω)] et de moyennage [$\mu_{Tgr}(\omega)$]étant linéaires, on peut alors écrire:

$$Tgr^o(\omega) = Tgr^s(\omega) + Tgr^p(\omega) + Tgr^l(\omega) \quad (2.14)$$

$$\mu_{Tgr}{}^o(\omega) = \mu_{Tgr}{}^s(\omega) + \mu_{Tgr}{}^p(\omega) + \mu_{Tgr}{}^l(\omega) \quad (2.15)$$

A partir de cette formulation, pour l'estimation de l'augmentation du délai de groupe liée à l'effet de site [$\mu^i_{Tgr}(\omega)$], Beauval et al (2001) ont proposé une méthode inspirée de celle des rapports spectraux, en calculant la différence des délais de groupe moyens entre le site et la référence, selon la formule ci-dessous.

$$\mu_{Tgr}^{\ L}(\omega) = \mu_{Tgr}^{\ O}(\omega)_{site} - \mu_{Tgr}^{\ O}(\omega)_{référence} \qquad (2.16)$$

Où $\mu^{L}_{Tgr}(\omega)$ est la différence entre les délais de groupe moyens sur le site donné et le site de référence. Ce "spectre de variation du délai de groupe" n'est pas une mesure exacte de l'"allongement de la durée", car il ne mesure que l'écart entre deux "barycentres temporels d'énergie": si on fait l'hypothèse qu'à une fréquence donnée, le signal arrive à peu près simultanément aux deux sites (proches l'un de l'autre), l'allongement de durée réel serait donc plutôt le double de cette différence de délai de groupe.

Pour la présente application à Téhéran, nous avons donc calculé, pour chaque station de notre réseau temporaire, ce "spectre de variation du délai de groupe" par rapport aux deux stations de référence JAM et CHA et pour toutes les paires d'événements sismiques enregistrés à la fois sur les sites et références rocheux (comme pour les rapport spectraux). Comme le dépliage peut être très sensible au bruit basse fréquence, les signaux ont été préalablement filtrés avec un filtre passe bande entre 0.4 et 8 Hz et le délai de groupe sont calculés pour les fréquence ayant des rapports signal/bruit supérieur à 3. Les fenêtres de calcul choisies sont les mêmes que celles utilisées pour le calcul des rapports spectraux classiques, c'est-à-dire aussi longues que possible. Le résultat final est la variation moyenne de délai de groupe moyennée sur toutes les paires site – référence, calculé suivant la formule ci-dessous:

$$\mu_{av}(\omega) = \frac{\sum_{i=1,N} \mu_i(\omega) A_i(\omega)}{\sum_{i=1,N} A_i(\omega)} \qquad (2.17)$$

Où $\mu_{av}(\omega)$ est le spectre de délai moyen à la fréquence ω, $\mu_i(\omega)$ est le spectre de délai calculé pour l'événement i, $A_i(\omega)$ et l'amplitude spectrale normalisée (divisée par son maximum) à la station de référence et N est le nombre d'événements.

La figure 2.14 illustre les moyennes et écart-type des délais de groupe pour les 3 composantes des stations MOF et SHL (stations présentant les plus fortes amplification basse fréquence), ainsi que le nombre de paires de séismes utilisé à chaque fréquence. Même si l'éacart-type (variabilité d'un séisme à l'autre) est important, les deux stations présentent clairement des augmentations de délai de groupe significatives pour les fréquences inférieures à 1 Hz sur les 3 composantes, ce qui est en accord avec leur forte amplification dans cette bande de fréquence. On peut remarquer que les fréquences correspondant au délai maximum

sont très proches, quoique légèrement supérieures, des fréquences de fondamentale ce dérivant des rapports spectraux site/ référence, autour de 0.6 Hz pour la composante nord-sud à deux station. Il convient cependant de tempérer cette observation par le fait que ces résultats sont obtenus après filtrage des signaux entre 0.4 et 8 Hz, le code de calcul Matlab utilisé pour le dépliage de la phase ne donnant pas de résultats satisfaisants en dessous de 0.4 Hz. L'augmentation de délai de groupe reste élevée jusqu'à 1 Hz, mais diminue fortement pour les fréquences supérieures à 1 Hz. La figure 2.14 montre aussi que les résultats sont très similaires quelle que soit la référence. La figure 2.15 présente donc en carte les résultats pour l'ensemble des stations, le site de référence étant la station JAM

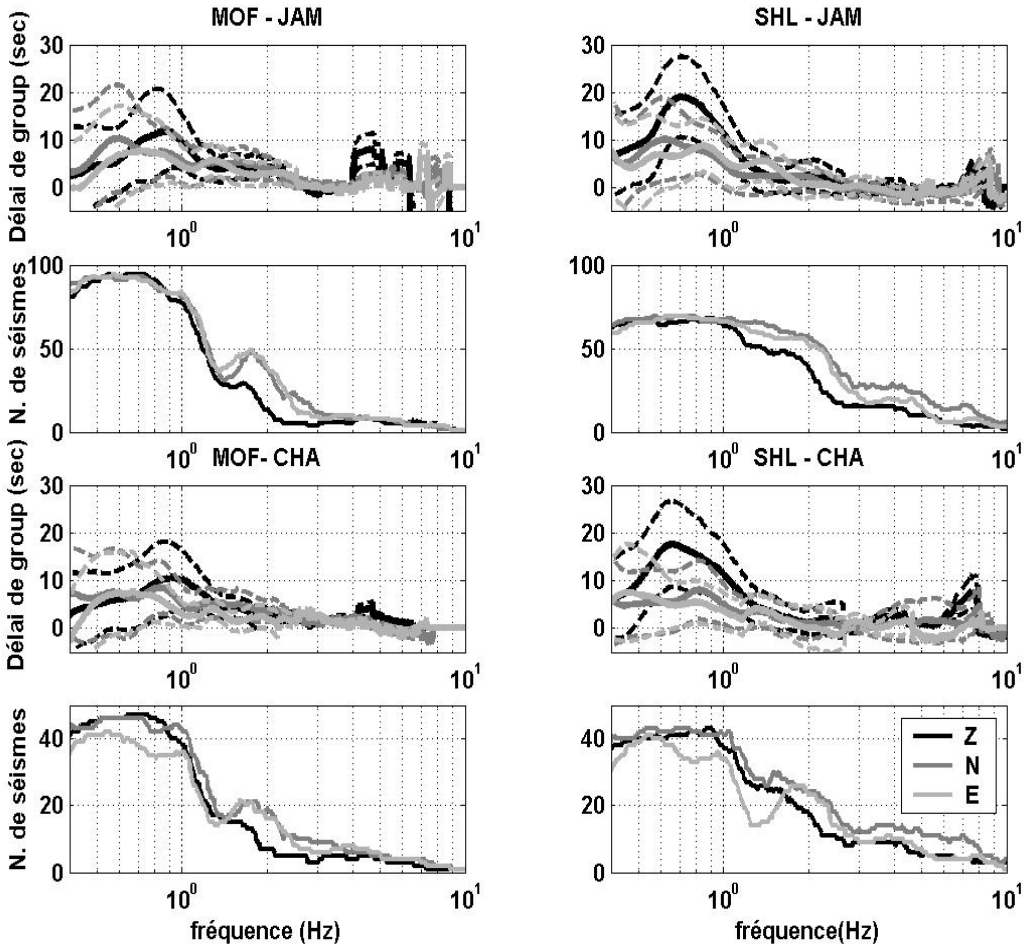


Figure 2.14 Résultats du calcul de l'allongement du délai de groupe pour les trois composantes des stations MOF et SHL par rapport aux sites de référence JAM (haut) et CHA (bas). Est également indiqué le nombre de paires d'enregistrements utilisé à chaque fréquence (critère rapport signal/bruit > 3). L'écart-type pour chaque courbe (variabilité d'un événement à l'autre) est présenté par les tiretés avec la même couleur.

Cette carte permet de distinguer trois groupes de stations selon l'allure des courbes d'augmentation de délai de groupe:

- Les sites avec le plus fort allongement (>10 Sec.) se situent au sud-ouest de la ville (stations MOF et SHL); les valeurs de l'allongement peuvent y dépassent 20 secondes pour certains séismes.
- Les sites à allongement modéré (entre 5 et 10 secondes en moyenne, jusqu'à 10-15 secondes pour certains séismes), sont situés plutôt au centre et à l'ouest de la ville (stations GHP, FAR, ABM, TAP et CAL).

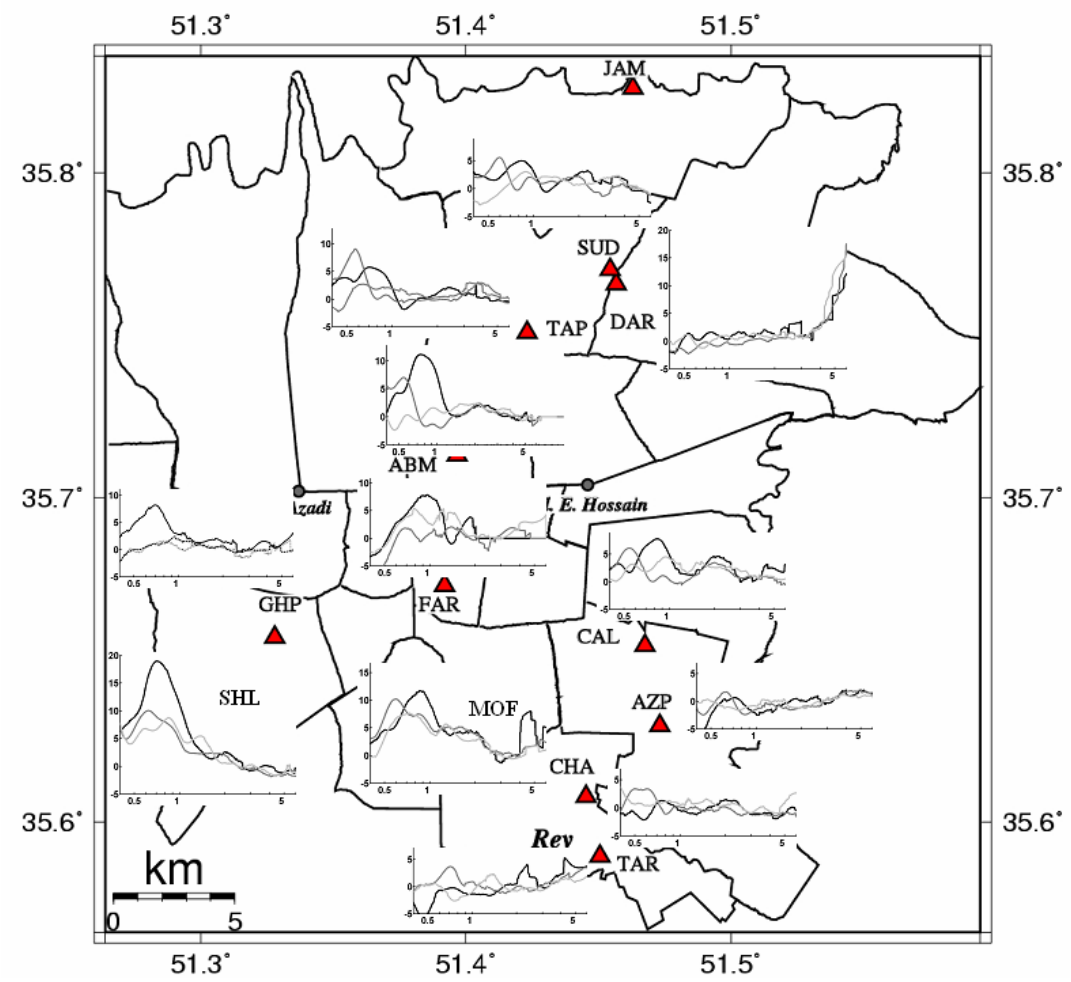


Figure 2.15 Augmentation du délai de groupe pour l'ensemble des stations de Téhéran et les 3 composantes du mouvement. L'échelle est la même pour tous les graphes: Les composante verticale, nord-sud et est-ouest sont représentés, respectivement, en noir, gris foncé, et gris clair.

- Les sites sans effet notable sont situés près des montagnes ou sur le rocher au nord (DAR, SUD et JAM) et au sud-est de la ville (AZP, TAR et CHA): la valeur de l'allongement n'y dépasse pas 5 secondes.

Une autre observation assez frappante sur ces figures concerne la comparaison entre les effets sur les composantes horizontale et verticale: c'est quasiment systématiquement sur cette dernière que les allongements sont les plus forts. Nous proposons que cette augmentation sur la composante verticale est liée aux conversion d'ondes, SP (S$\rightarrow$P) et PS (P$\rightarrow$S) à l'interface sol-substratum rocheux pour les sites sédimentaires. Pour vérifier cette explication ainsi que pour étudier les effets de ces ondes converties sur les rapports spectraux nous avons recalculé les rapports spectraux classiques (site/référence) ainsi que les fonctions-récepteurs (H/V) en utilisant une dizaine de séismes (tableau 2.4) présentant de bons rapports signal/bruit et en choisissant trois fenêtres temporelles différentes nommées P, S et Su. Ces symboles désignent respectivement les fenêtres choisies: du début de l'onde P jusqu'à quelques secondes avant l'arrivée de l'onde S (durée variable); 10 secondes à partir du début de l'onde S; et une fenêtre plus tardive au sein des ondes S (durée variable). La figure 2.16 montre un exemple de telles fenêtres pour le séisme au sud de Semnan. Après moyennage sur la dizaine d'événements choisis et pour les deux stations MOF et SHL manifestant les plus fortes effets en durée (ainsi que pour la station de référence JAM), les rapports spectraux correspondants sont illustrés sur les figures 2.17 (site/référence) et 2.18 (H/V). En comparant les rapports spectraux horizontaux (figure 2.17 cadres du haut) avec ceux de la composante verticale (cadres du bas), nous constatons que, quelle que soit la fenêtre de calcul, les rapports verticaux montrent une fréquence fondamentale plus élevée que les rapports horizontaux, en accord avec les rapport spectraux verticaux obtenus pour toute la durée du signal (voir les figures 2.8 et 2.9). Cela nous permet de dire que, quelles que soient les phases considérées, les rapports spectraux verticaux donnent des informations sur la résonance des ondes P, alors qu'à l'inverse les rapports horizontaux montrent la résonance des ondes S: ce résultat est parfaitement conforme aux prédictions de modèles simples unidimensionnels.

Tableau 2.4 Liste des séismes utilisés pour évaluer la sensibilité des rapports site/référence au choix des fenêtres.

Séisme	Date (aa-mm-jj) et Heure (TU)	Lat.	Log.	Dep.	Mag.
Kermanshah	2002-04-24 19:43:11.09	34.480	47.340	33.0	5.2
R. Kermanshah	2002-04-24 20:04:23.17	34.590	47.290	33.0	4.4
Sud-ouest Semnan	2002-05-13 20:49:19.0	35.385	53.117	12.2	4.4
Alborz central	2002-05-21 10:48:36.0	36.316	51.672	18.2	4.1
Réplique d'Avaj	2002-06-22 03:31:57.0	35.583	49.120	9.5	4.4
Réplique d'Avaj	2002-06-22 14:27:17.0	35.578	49.072	10.9	4.2
Réplique d'Avaj	2002-06-22 21:33:27.0	35.996	49.237	18.0	3.9
Réplique d'Avaj	2002-06-24 21:30:46.0	35.639	49.556	14.7	3.8
Réplique d'Avaj	2002-06-26 18:18:15.0	35.552	49.117	7.4	4.5
Réplique d'Avaj	2002-07-03 19:24:40.95	35.690	48.910	10.0	4.3

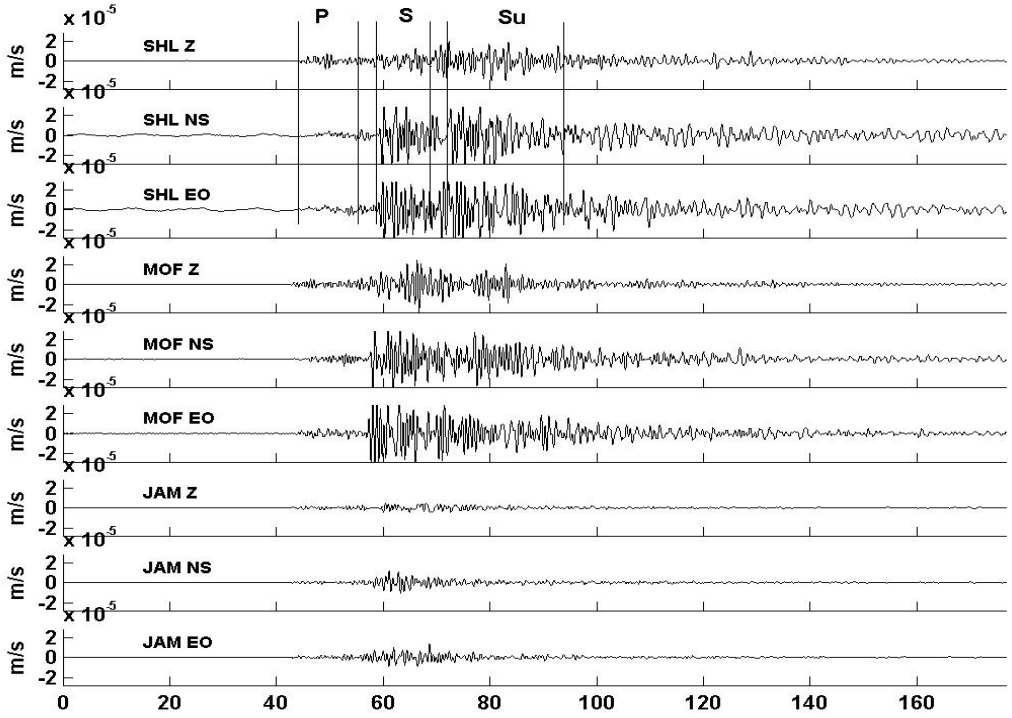


Figure 2.16 Exemple du choix de différentes fenêtres pour le calcul des rapports site / référence et H/V

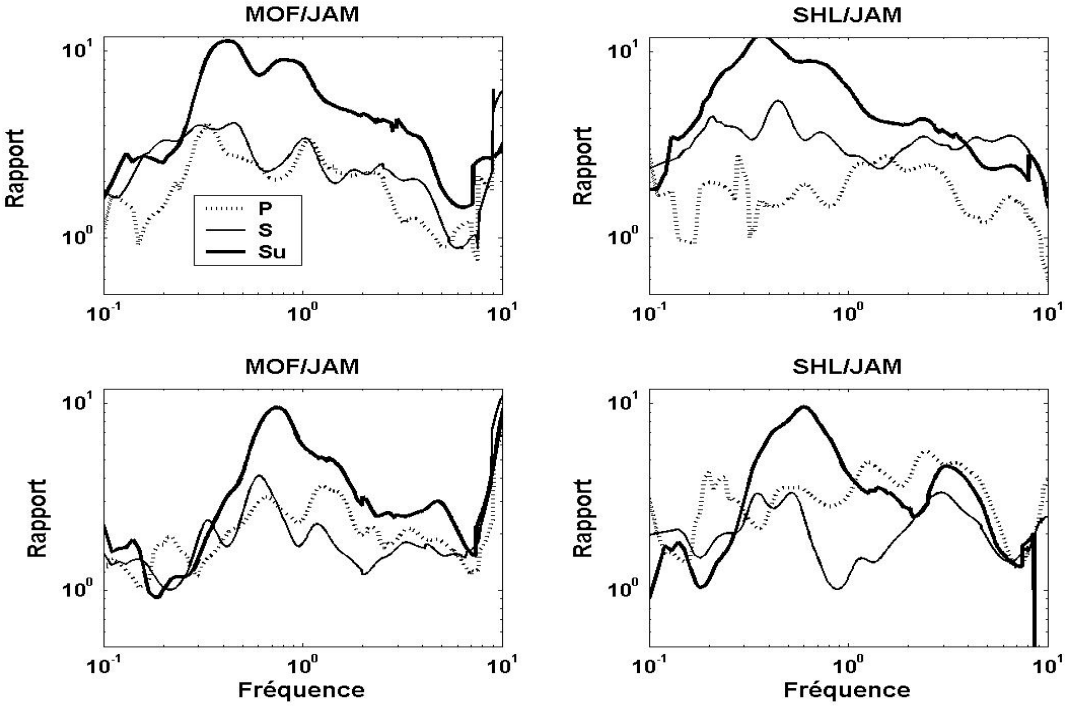


Figure 2.17 Rapports site/référence pour les stations MOF (gauche) et SHL (droite), calculés sur différentes fenêtres (ondes P, début des ondes S, phases plus tardives dans les ondes S). Les cadres du haut correspondent aux mouvements horizontaux, ceux du bas aux mouvements verticaux

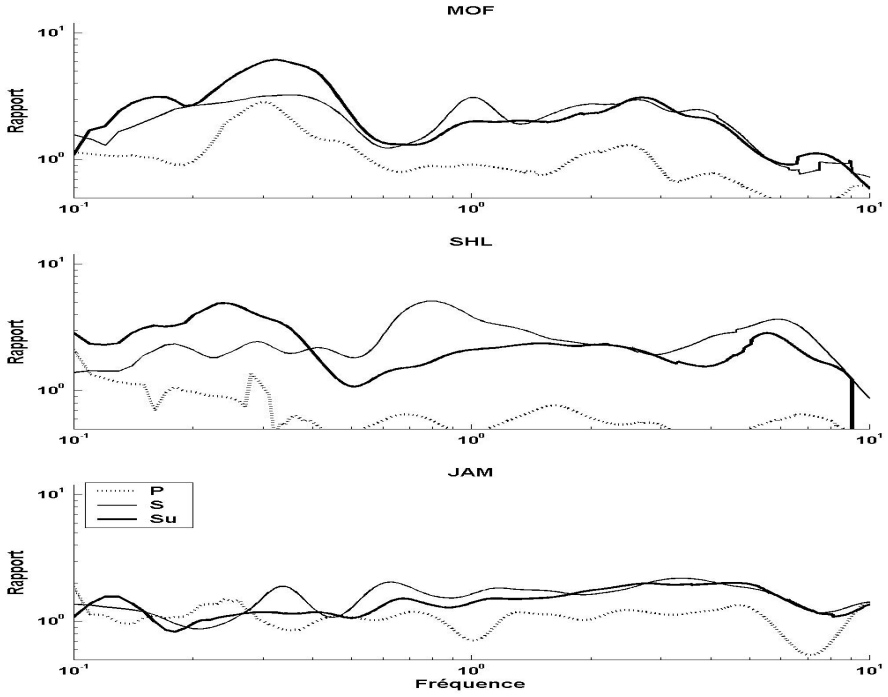


Figure 2.18 Rapports H/V pour les stations MOF (haut), SHL (milieu), et JAM (bas) calculés sur différentes fenêtres (ondes P, début des ondes S, phases plus tardives dans les ondes S).

Takahashi et al. (1992), en utilisant des données en forage, ont montré clairement que la majorité de l'énergie des ondes S sur la composante verticale vient des ondes SV converties en ondes P à l'interface bedrock - sédiments. Parolai et Richwalski (2004), après des observations similaires sur des répliques du séisme d'Izmit (Turquie), ont essayé de les interpréter avec des modélisations de sismogrammes synthétiques en milieu 1D. Ils ont considéré 3 modèles différents: 1 couche sur une demi espace; 2 couches sur une demi espace (l'interface intermédiaire correspond au toit de la nappe phréatique, provoquant un saut de vitesse pour les ondes P); enfin, dans le troisième modèle, le demi-espace du modèle 1 est remplacé par un modèle plus réaliste de croûte terrestre, avec des stratifications profondes. Pour ces 3 modèles, ils ont généré des sismogrammes synthétiques pour des sources ponctuelles situées à des distances épicentrales variables (Figure 2.19), et ont alors calculé les rapports spectraux site / référence (le référence étais les sismogramme synthétiques calculé pour demi espace) et H/V en utilisant différentes ondes (signal complet et les ondes convertis) pour des fenêtres choisies séparément sur les phases P et S. La comparaison entre les rapports spectraux obtenus pour le sismogramme complet et les ondes converties, dont nous représentons un exemple sur la Figure 2.20, montre la contribution importante des ondes converties SP dans les rapports spectraux calculés à partir des fenêtres des ondes S, pour la composante verticale. L'autre résultat mentionné par ces auteurs est que, plus la distance épicentrale augmente, plus la conversion SP joue un rôle important (bien plus que la conversion PS).

Cette conversion SP pourrait donc expliquer la prédominance de l'allongement sur les composantes verticales à Téhéran, d'autant que les distances épicentrales des séismes utilisés sont généralement supérieures à 30 Km. Les valeurs très faibles du rapport site/référence et du rapport H/V calculés sur la fenêtre P, montrent le peu d'énergie portée par les ondes converties PS. En plus des différences de fréquence du pic entre les rapports spectraux vertical et horizontal, une différence importante se manifeste aussi sur les niveaux d'amplification suivant la fenêtre considérée. Les rapports spectraux calculés sur la durée totale des signaux sismiques présentent les plus fortes ressemblances avec ceux correspondant aux phases secondaires de ondes S (Su sur la figure 2.16). Les rapports calculés pour la coda tardive (non présentés ici) montrent des résultats analogues à ceux des fenêtres Su. La comparaison des traces sismiques temporelles (voir la figure 2.16) entre les sites au sol avec les sites rocheux révèle l'arrivée des phases tardives à forte énergie aux sites sédimentaires, et leur absence en site rocheux.

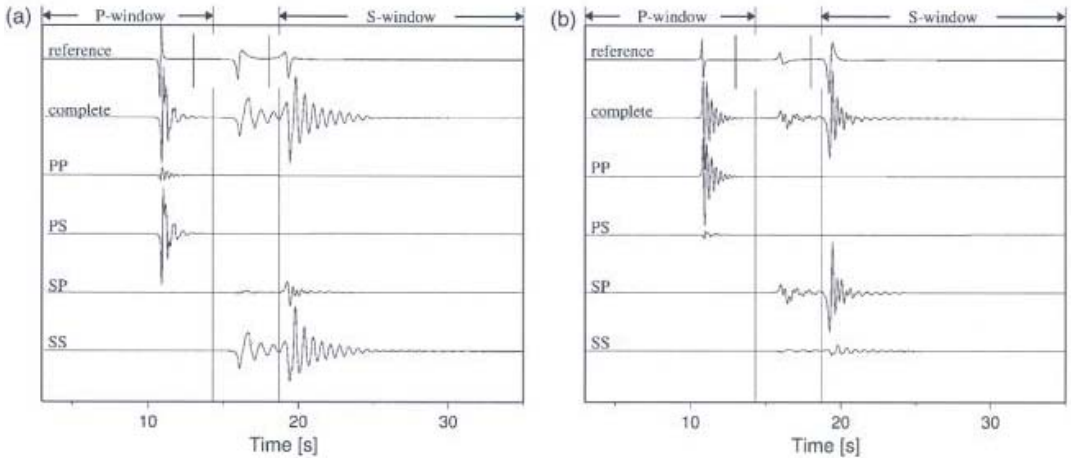


Figure 2.19 Les sismogrammes synthétiques calculés à une distance épicentrale de 25 km. Echelle verticale est la même pour toutes les trace. Des fenêtres P et S utilisés sont présentés par les flèches. La première trace dans chaque cadre montre la trace de référence qui a une durée plus courte car la vitesse plus grande des ondes. La trace en dessous montre le sismogramme complet et d'autres trace sont correspondent aux phases signales sur les figures. (a) la composante radiale; (b) la composante verticale. (extrait de Parolai et Richwalski, 2004).

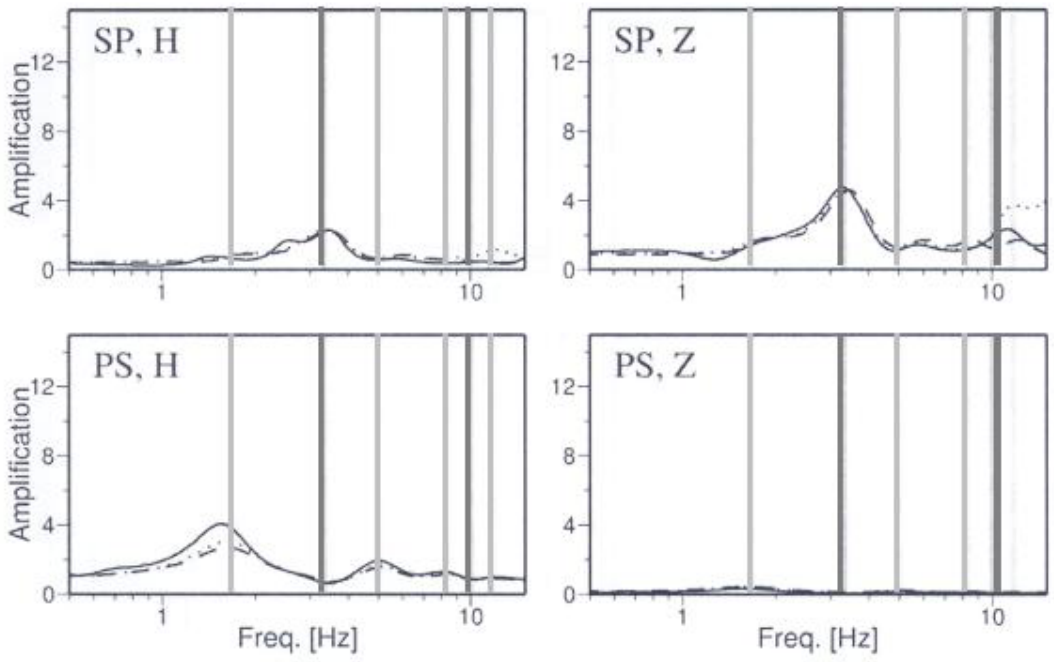


Figure 2.20 Rapports spectraux classique pour un modèle simple (une couche sur un demi espace) et pour les distances épicentrales de 15 (courbe continue), 25 (pointillés) et 35 Km (tiretés). Sismogramme contenant seulement les ondes converties (PS et SP) sont utilisés. Les barres verticales indiquent les fréquences de résonance théorique pour des ondes P (gris foncé) et S (gris clair) verticalement incidentes (extrait de Parolai et Richwalski, 2004).

Les études précédentes sur les bassins sédimentaires (Ex. Field, 1996; Raptakis et al 2000; Beauval et al 2003) montrent que ces phases sont des ondes diffractées localement sur les bordures des basins. Nos informations sur la structure profonde de Téhéran sont très insuffisantes pour conclure sur l'origine de ces ondes mais leur existence plus évidente aux stations du sud–ouest de la ville (MOF, SHL et GHP) suggère des phénomènes de diffraction d'ondes, par exemple sur la faille Nord–Téhéran. Il faut bien sûr aussi considérer la possibilité de l'existence d'une vallée sédimentaire ancienne comme proposé par quelques rapports sur la géologie de Téhéran (voir le chapitre 1) et comme suggéré par les résultats de bruit de fond présentés au chapitre suivant.

2 .5.2 Méthode du sonogramme ; application à Téhéran

Le sonogramme est un technique de traitement temps – fréquence assez simple, donnant accès à la variation de l'énergie spectrale d'un signal sismique en fonction du temps. Ce technique usuellement appliquée en sismologie pour la détection des événements sismiques a été déjà utilisée en microzonage sismique par Raptakis et al. (2000) dans un but d'identification des trains d'ondes contribuant aux pics de la fonction de transfert de site dans le domaine temps-fréquence. Parolai et Bard (2003) ont proposé de comparer les sonogrammes des signaux sismiques enregistrés sur un site et une référence (rocher proche) pour obtenir des informations sur l'allongement de la durée des signaux sismiques. La méthode est détaillée ci-dessous :

Calcul d'un matrice de densité spectrale "temps–fréquence" pour chaque événement au site A(f,t) et pour la référence B(f, t). Pour construire cette matrice, chaque signal sismique, depuis avant les ondes P jusqu'à la fin, est divisé en fenêtres de longueur identiques, avec ou sans recouvrement, dont on calcule la transformée de Fourier. La longueur des fenêtres et le taux de recouvrement dépendent de la bande de fréquence recherché, et de la précision du calcul. Pour Téhéran, compte tenu des résultats sur l'amplification, la bande de fréquence intéressante va de 0.3 à 8 Hz. La borne supérieure (8 Hz) ne pose pas de problème particulier parce que bien inférieure à la fréquence de Nyquist (50 Hz, pas d'échantillonnage de 0.01s). Quant à la borne inférieure, elle dépend de la longueur des fenêtres élémentaires: pour accéder à 0.3 Hz, il faut une fenêtre longue d'au minimum 5 secondes. Nous avons donc adopté pour cette étude des fenêtres de 5 secondes avec un décalage de 1.5 sec entre les fenêtres voisines. Nous avons aussi essayé d'autres taux de recouvrement ainsi qu'un calcul avec des fenêtres de 2 seconds et un décalage égal à 0.5 secondes (valeurs prises dans Parolai et Bard, 2003,

pour un autre site moins basse fréquence). Les résultats sont très semblables sauf à basse fréquence (en dessous de 0.5 Hz); à plus haute fréquence la résolution temporelle est meilleure avec des fenêtres courtes.

Chaque segment de signal est "élargi" en ajoutant des zéro à la fin pour améliorer la résolution en fréquence, et sa transformée de Fourier rapide (FFT) calculée sur 1024 points avec une apodisation de 5% et de type cosinus à chaque côté. Les spectres de Fourier ainsi obtenus sont lissés avec la fonction de lissage de Konno – Ohmachi (1998) avec b=40, et la matrice de densité spectrale A(f, t) est calculée en juxtaposant les spectres calculés pour chaque fenêtre consécutive. Les résultats sont alors sauvegardés sous forme logarithmique dans une matrice C(f, t):

$$C(f, t) = \log10A(f, t) \qquad (2.18)$$

On effectue le même calcul sur le signal de la station de référence, et l'on caractérise la matrice temps-fréquence log10B(f,t) par deux quantités statistiques: sa moyenne M(f) et son écart-type S(f) On compare également les niveaux de bruit ambiant au site et à la référence au travers de la quantité N(f), différence entre les moyennes de densité spectrale calculées sur 3 fenêtres de 5 s de bruit avant l'arrivée de l'onde P au site et à la référence.

Pour ne garder que les "cellules" temps-fréquence ayant des énergies significatives (sensiblement supérieures au signal "moyen" sur la référence, au bruit près), un "sonogramme renforcé" ("enhanced sonogram") D(f, t) est alors calculé comme suit:

Pour $N(f) > 0$

$D(f, t) = \text{Log10}[\ A(f, t) - N(f) - 10M(f)\ ]$ si $A(f, t) > 10M(f)+S(f) + N(f)$

$D(f, t) = 9999$ autrement

Et (2.19)

Pour $N(f) \leq 0$

$D(f, t) = \text{Log10}\ (\ A\ (f, t) - 10M(f))$ si $A(f, t) > 10M(f)+S(f)$

$D(f, t) = 9999$ autrement

Enfin, une matrice différentielle E(f, t) est construite à partir des "sonogrammes renforcés" au site d'analyse et à la référence [nommés désormais Da(f, t) et Dr(f, t), respectivement]: cette matrice E(f,t) est égale à Da(f,t), quand on a simultanément

Da(f,t) ≠ 9999 et Dr(f,t) = 9999, correspondant à un signal sismique "éteint" sur la référence, et encore énergique sur le site considéré.

Selon Parolai et Bard (2003) cette analyse en sonogramme, et en aprticulier la matrice différentielle E*(f,t)* permet d'identifier

- Les fréquences pour lesquelles, bien que l'énergie soit faible (inférieure au seuil choisi moyenne + écart-type) au site de référence, elle est significative au site étudié;
- Les fréquences qui sont amplifiées et pour lesquelles le signal est prolongé au site étudié
- Les fréquences pour lesquelles l'amplification correspond à des arrivées tardives (ondes de surface)
- La durée effective de cette prolongation pour toutes ces fréquences.

Pour l'application de cette méthode à Téhéran, nous avons choisi 5 séismes ayant de bons rapports signal/bruit. Ce sont: le choc principal de Changureh-Avaj (accélérogrammes) ainsi qu'une de ses répliques (vélocigramme), un séisme du nord-est de Kermanshah (24/04/2002; M=5.2, D= 440 Km), un dans l'Alborz central (21/05/2002; M=4.4, D= 64 Km) et le séisme du sud-ouest de Semnan (13/05/2002, M=4, D=149Km). Nous présentons ici les résultats pour un seul exemple, le séisme du sud-ouest de Semnan : les figures 2.21 à 2.23 montrent les sonogrammes des composantes verticale, nord-sud et est-ouest, respectivement. Les résultats des autres événements sont présentés dans l'annexe 2. La première colonne de chaque figure montre les signaux temporels enregistrés, les deuxième et troisième colonnes présentent respectivement les valeurs des sonogrammes "renforcés" D(*f*, *t*) et "différentiels" E(*f*, *t*) pour chaque station. L'échelle de grisé utilisée pour représenter les valeurs des matrices D et E est indiquée en haut à droite Les résultats de cette analyse par sonogramme sont cohérents avec les résultats en délai de groupe cités plus haut. Les deux méthodes montrent des prolongations très fortes de signaux sismiques pour des fréquences inférieures à 1 Hz aux sites amplifiant fortement les basses fréquences (MOF et SHL), et un peu moins à FAR. Les valeurs de l'allongement augmentent avec la distance épicentrale de séismes utilisés. Pour le séisme le plus proche (Alborz central, D=64 Km), l'allongement obtenu par cette méthode est de 50 s pour les stations MOF et SHL. Contrairement à l'analyse en délai de groupe, qui ne révèle aucun allongement clair pour des fréquences supérieures à 1Hz, cette méthode met

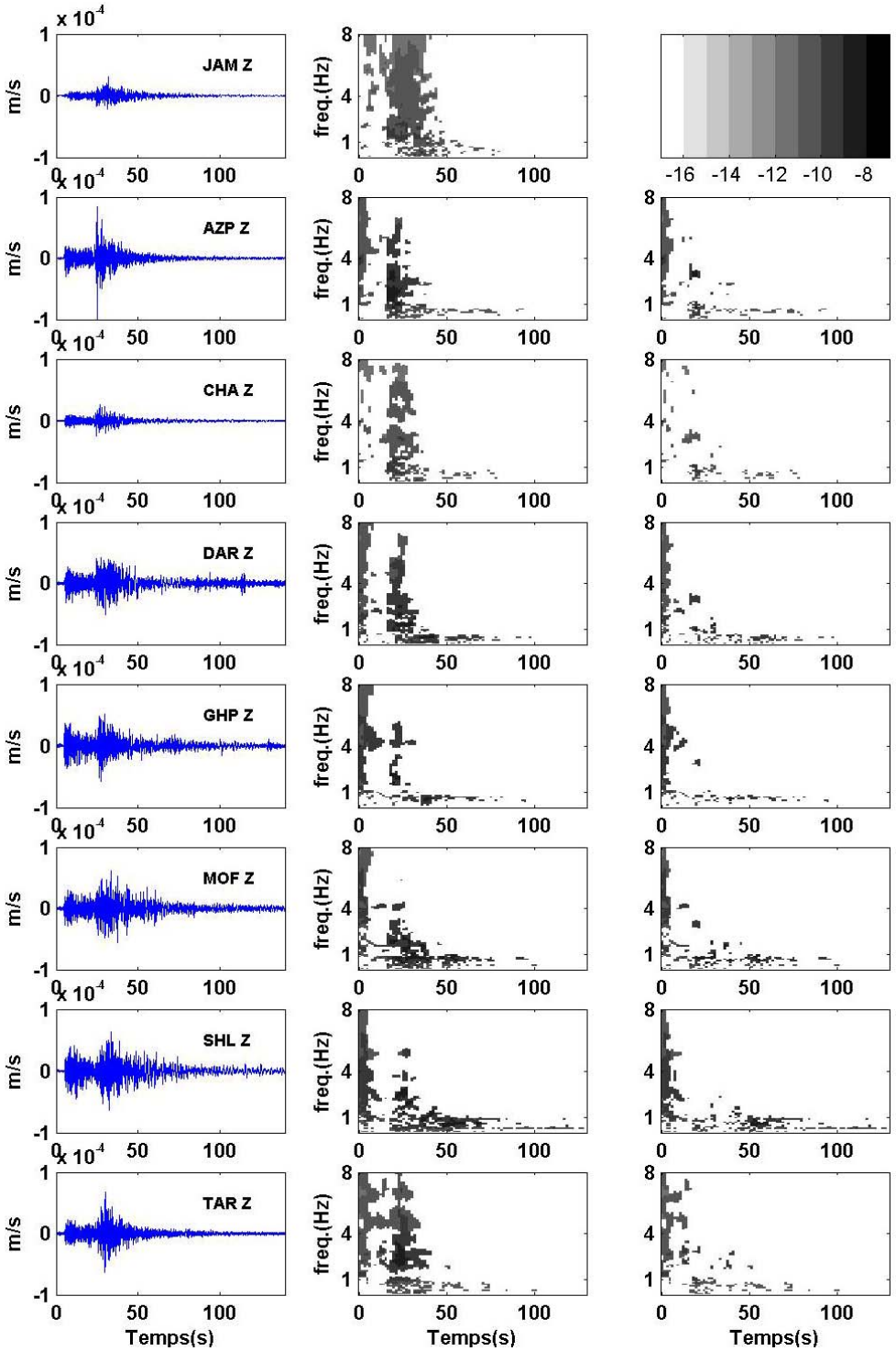


Figure 2.21 Analyse en sonogramme pour le séisme du sud-ouest de Semnan, composante verticale: signaux enregistrés aux différentes stations (colonne de gauche), sonogrammes renforcé D(*f*, *t*) (centre) et matrices différentielles E(*f*, *t*) (droite). L'échelle de grisé est indiquée en haut à droite.

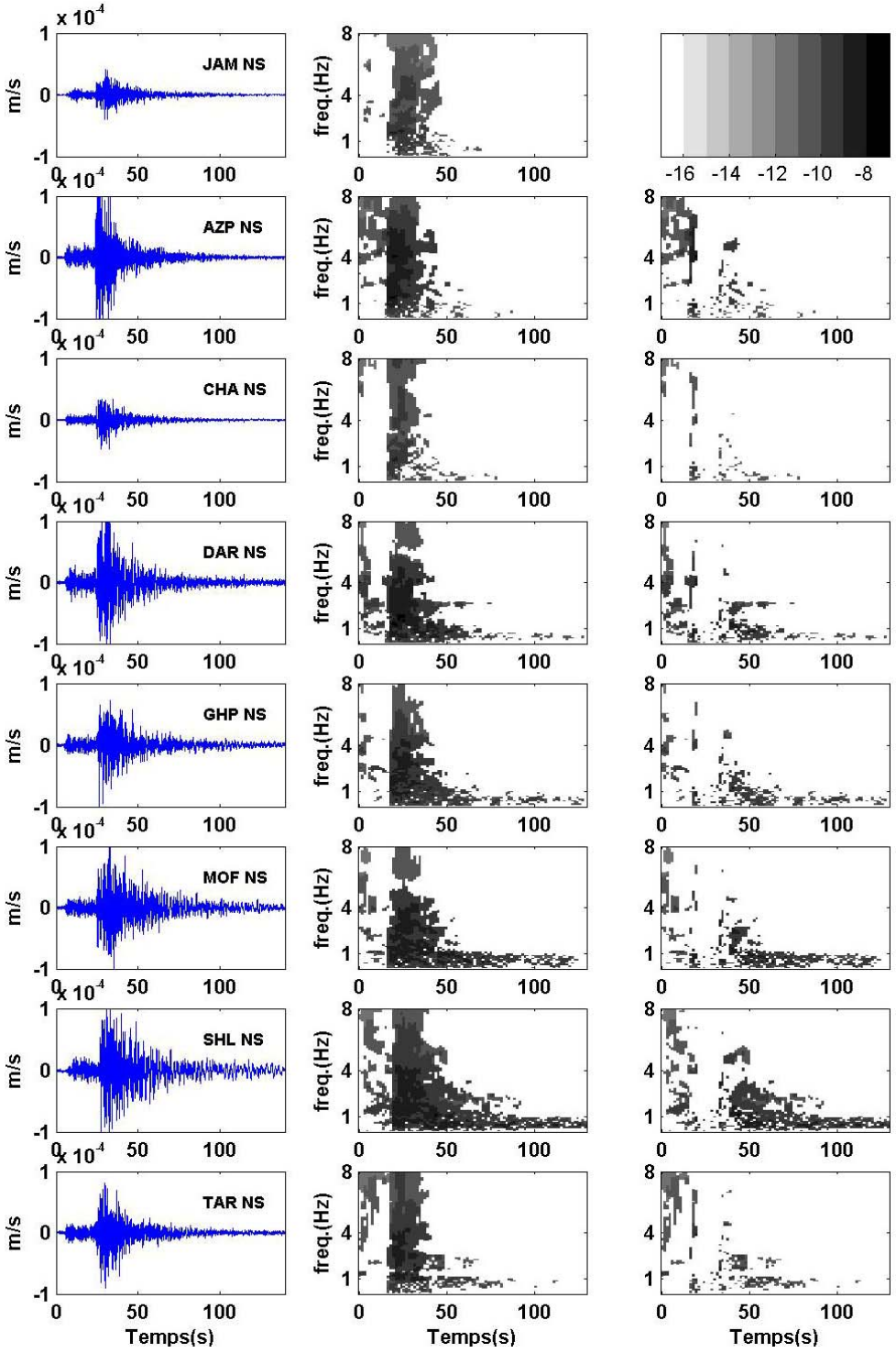


Figure 2.22 Analogue à la figure 2.21 mais pour la composante nord-sud

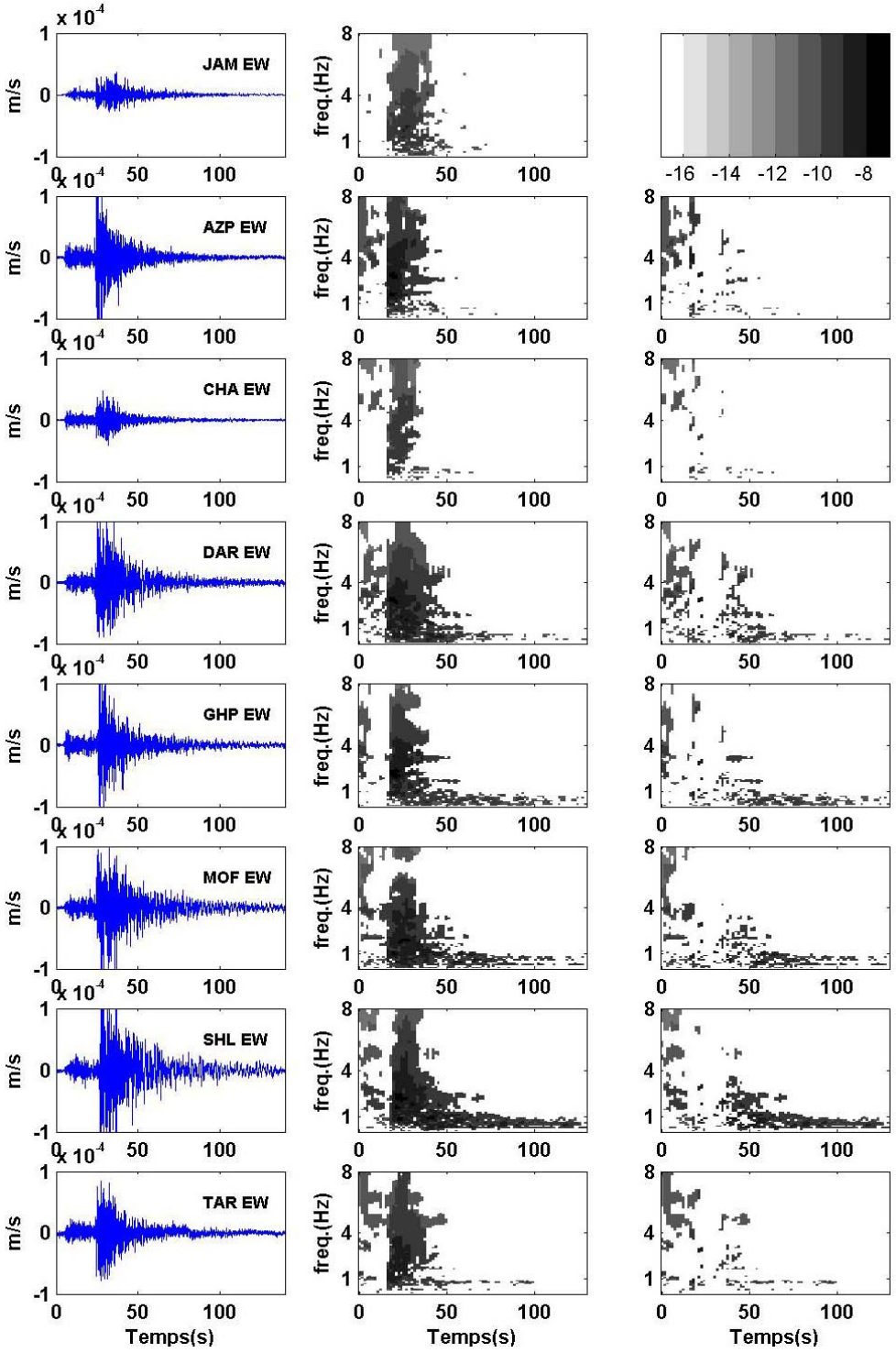


Figure 2.23 Analogue à la figure 2.21 mais pour la composante est_ouest

aussi en évidence un allongement significatif jusqu'aux fréquences de 5 à 6 Hz (voir par exemple les sonogrammes du choc principal du séisme d'Avaj en annexe 2). Ces figures montrent aussi une nouvelle fois l'existence d'énergie significative sur la composante verticale pour stations MOF et SHL sur une durée aussi longue que pour les composantes horizontales.

2.6 Conclusions sur les résultats expérimentaux

L'étude des rapports spectraux de données de mouvement faible a donc débouché sur des résultats très inattendus, avec une forte amplification des mouvements sismiques à Téhéran (atteignant 8), et se manifestant sur une large bande de fréquences (0.3 à 8 Hz). Cet effet est observé non seulement au sud de la ville où les sols de surface sont argileux, mais aussi au centre et même au nord de la ville, où les sols sont pourtant granulaires et très raides. C'est au Sud que les fréquences d'amplification maximales sont les plus basses (0.3 Hz), mais elles restent inférieures à 1 Hz pour les sites au centre et nord.

Ces résultats sont donc fondamentalement différents des estimations précédentes, tant pour les niveaux d'amplification que pour la bande passante. Avant de rechercher des interprétations physiques, il convient de s'interroger sur d'éventuels biais dans notre étude. On pourrait d'abord envisager que nos stations de référence sont impropres. Il se peut effectivement, bien que nous ne disposions d'aucune mesure de vitesse, qu'elles correspondent à un rocher plus rigide que ce qui traditionnellement considéré comme du "rocher géotechnique" en géotechnique sismique (soit Vs = 600 à 800 m/s). Pour des applications en dimensionnement parasismique, il faudrait alors tenir compte du fait que les mouvements à la référence doivent être diminués par rapport au "rocher standard", avant d'être convolués avec la fonction d'amplification du remplissage alluvial dans la ville.

Outre l'amplification en module, cette étude révèle, par deux méthodes indépendantes, une augmentation très sensible de la durée de signaux sismiques. La valeur de l'allongement peut atteindre plus de 50sec pour les stations au sud-ouest de la ville. Ces prolongations pourraient être produites par une diffraction locale des ondes S; les diffracteurs principaux pourraient être les bordures montagneuses nord (faille Nord-Téhéran) et Est (Sepayeh), mais la densité de stations n'est pas assez forte pour en apporter une preuve purement expérimentale, et les informations géotechniques trop superficielles pour contraindre des modèles numériques à basse fréquence. Cette prolongation n'affecte pas seulement les composantes horizontales, mais aussi – voire même surtout - les composantes verticales, et ce pour quasiment tous les sites et plus particulièrement ceux des amplifications importantes. Cet

effet pourrait être du à la conversion S - P à l'interface substratum-sols, mais cela indique aussi que les mouvements verticaux sont très fortement amplifiés dans Téhéran, ce qui doit être pris en considération dans le dimensionnement de certains ouvrages particulièrement sensibles aux mouvements verticaux (ouvrages d'art par exemple).

Conformément à beaucoup d'autres études expérimentales, la méthode H/V de séisme conduit à des résultats cohérents avec ceux des rapports site/référence pour ce qui concerne la fréquence fondamentale, mais avec des courbes très différentes en amplitude, notamment à plus haute fréquence: il se confirme une fois de plus que les rapports H/V ne doivent pas être utilisés pour estimer les niveaux d'amplification (Raptakis et al., 2000). L'origine peut en être l'effet de la conversion SP aux fréquences de résonances des ondes P, comme suggéré par Parolai et Richwalaski (2004).

Nous discuterons plus tard dans la conclusion générale, en faisant aussi appel aux résultats de l'analyse du bruit de fond, l'origine possible de ces effets inattendus.

Chapitre 3:

Effet de site à Téhéran ; Etude du bruit de fond

3.1 Introduction

Le bruit de fond sismique a depuis très longtemps attiré l'attention des sismologues, qui se sont intéressés tant à sa nature qu'à ses applications potentielles; on pourra se reporter à Bonnefoy (2004) pour une revue historique. Comme rappelé aussi dans Lachet (1996), c'est au Japon qu'a été suggérée pour la première fois l'utilisation de bruit de fond pour l'étude des effets de site: depuis les premiers travaux de Kanai (Kanai et Tanaka, 1954; Kanai, 1957; Kanai et al, 1965), le bruit de fond n'a cessé d'y être considéré comme un outil majeur permettant de caractériser les conditions locales, voire même, pour certains, d'évaluer la réponse sismique d'un site.

Selon l'étude bibliographique exhaustive de Bonnefoy (2004) depuis les années 70 jusqu'à nos jours, le nombre de publications concernant le bruit augmente chaque année (jusqu'à 500 publications): une partie de celles ci sont axées sur la nature du bruit, mais la majorité (environ 95 %) traite des applications générales du bruit de fond et/ou des études de site spécifiques. Les raisons d'une utilisation aussi répandue du bruit sont nombreuses, mais sont évidemment étroitement liées à la facilité, la simplicité, la rapidité et le faible coût des mesures, et à son absence de nuisance pour l'environnement, notamment en milieu urbanisé. Dans le cas de régions à sismicité faible ou modérée, l'utilisation de bruit est aussi souvent perçue comme dispensant de longues campagnes de terrain dans l'attente de bons enregistrements de séismes.

Les méthodes d'analyse du bruit de fond sont aussi très variées, mais en ce qui concerne les applications aux effets de site et microzonage sismique des zone urbaines, deux

traitements prédominent largement: le rapport spectral site/référence (ex: Seo 1996, 1998, Lermo et al 1988, Lermo et Chavez-Garcia et al. 1994) était la méthode la plus répandue jusqu'il y a une quinzaine d'années; et le rapport spectral H/V, proposé à l'origine par Nogoshi et Igarashi (1970, 1971), puis repris et diffusé largement par Nakamura à partir de 1989 (Nakamura 1989, 1996). Ce chapitre est consacré à la présentation des résultats d'une analyse du bruit de fond à Téhéran, à leur comparaison avec les enseignements tirés des enregistrements sismiques (chapitre précédent), et à une discussion critique du pourquoi des différences.

3.2 Les données

Les données de bruit de fond utilisé dans cette étude viennent de 5 campagnes de mesures différentes:

la première correspond à la campagne sismologique de 2002: le mode d'enregistrement continu a permis d'extraire de longue fenêtres de bruit de fond pour les stations du réseau sismologique temporaire.

La seconde vient d'une campagne parallèle effectuée aussi au printemps 2002: des mesures ponctuelles ont été effectuées en 62 points de la ville (figure 3.1; chapitre précédent), dans le but de guider l'interpolation entre les résultats obtenus sur les stations fixes à partir des enregistrements de séismes. Le matériel sismologique utilisé à cette fin était constitué d'un capteur courte période Kinemetrics SS-1 (1Hz) couplé a une station SSR-1 (en raison de leur disponibilité en Iran). En chaque point, 20 minutes de bruit ambiant ont été acquises en enregistrement continu.

Les trois autres sont des campagnes antérieures effectuées par l'IIEES, dans le cadre de divers projets de microzonage sismique: "south-west Tehran", "south-east Tehran" et "North Tehran" (Jafari et al Jafari et al, 2001a, 2001b, 2004). Au total, 135 sites ont ainsi été mesurés, avec le même matériel sismologique, mais avec un mode d'enregistrement différent, consistant à effectuer, en chaque site, 5 enregistrements courts de bruit, séparés d'intervalle de "repos" de 30 minutes. La durée des enregistrements courts était fixée à 2 minutes pour les deux premières campagnes au Sud, puis allongée à 5 minutes pour la campagne au Nord. Dans un souci d'homogénéité des résultats, nous avons retraités ces données avec le même logiciel que celui utilisé sur les enregistrements de notre campagne de 2002.

3.3 Traitement des données : résultat de la technique H/V "standard"

3.3.1 Le principe de la méthode H/V

La méthode des rapports spectraux H/V, ou méthode de "Nakamura", est une des méthodes basées sur le bruit de fond les plus largement utilisées dans le monde pour la caractérisation des effets de site et le microzonage sismique. Elle consiste à obtenir une estimation de la fréquence de résonance d'un site en effectuant le rapport des amplitudes spectrales du bruit enregistré sur les composantes horizontales et la composante verticale. Nakamura a porté cette technique à la connaissance du monde occidental par une publication (à diffusion restreinte) en 1989. Dès lors, la facilité d'exécution et le faible coût de cette méthode, ainsi que la relaxation de la contrainte d'un site de référence, ont séduit une population de plus en plus nombreuse de scientifiques et d'ingénieurs (voir Kudo 1995, Bard 1998, Bonnefoy 2004 pour une synthèse).

Se basant sur des explications plus qualitatives que quantitatives, Nakamura (Nakamura 1989), conclut que le rapport H/V serait dû aux ondes S: son hypothèse de départ est que le bruit de fond est constitué à la fois d'ondes de volume et d'ondes de Rayleigh. Selon lui l'effet de ces ondes de Rayleigh est visible sur la composante verticale en surface et est quantifiable par le rapport:

$$A_s = V_s/V_b \qquad (2.1)$$

avec V_s, spectre vertical à la surface

V_b, spectre vertical au substratum.

De même, il définit l'effet S_e lié au site de la manière suivante:

$$S_e = H_s/H_b \qquad (2.2)$$

Avec: H_s spectre horizontal en surface,

H_b spectre horizontal au substratum.

Pour supprimer l'effet des ondes de Rayleigh, Nakamura propose une fonction de transfert modifiée:

$$Tf = S_e/ A_s = (H_s/V_s)/(H_b/V_b) \qquad (2.3)$$

L'autre hypothèse proposée par Nakamura, à partir d'une vérification expérimentale est que le rapport H_b/V_b peut être considéré comme égal à 1. Ceci permet de définir l'effet

d'amplification d'un site par le simple rapport spectral entre les composantes horizontales et verticales à la surface pour un site.

Certains auteurs (ex: Lachet et Bard 1994, Kudo 1995, Bard 1998, Konno *et al.* 1998), en montrant la relation entre le rapport H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh (hypothèse déjà émise par Nogoshi et Igarashi dès 1971), ont remis en cause l'explication proposée par Nakamura (1989). Les simulations numériques montrent que la fréquence du pic d'ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh coïncide à peu près avec la fréquence de résonance donnée par la fonction de transfert d'une structure (pour des ondes S verticalement incidentes), sauf dans le cas de contraste d'impédance limité (Malischewski et Scherbaum, 2004). Plus récemment, l'étude numérique détaillée de Bonnefoy (2004) a montré à son tour que les rapports H/V ne sont pas toujours gouvernés par l'ellipticité des ondes de Rayleigh (cela dépend du contraste d'impédance), mais donnent toujours une très bonne estimation de la fréquence fondamentale de résonance.

Malgré toutes ces controverses et les zones d'ombre persistantes dans la compréhension du rapport H/V, des nombreuses études expérimentales confirment que la méthode H/V donne les résultats satisfaisants en ce qui concerne la fréquence fondamentale, paramètre nécessaire (mais non suffisant) pour l'estimation de la réponse d'un site. Quand au niveau d'amplification, l'autre paramètre cherché dans ces types d'études, les résultats de la méthode H/V sont beaucoup moins concluants et incitent à une extrême prudence (voir le chapitre 5).

3.3.2 Précautions pour l'application de la technique H/V

Ces confirmations expérimentales sur la signification des résultats de la méthode H/V ne dispensent pas de respecter un certain nombre de précautions sur les conditions d'enregistrement ainsi que sur la traitement et l'interprétation du rapport H/V – précautions non suivies dans de nombreuses applications passées de cette méthode -. C'est pourquoi le projet de recherche européen SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations) s'est attaché, entre autres choses, à élaborer un guide d'utilisation de la méthode H/V bruit (Koller et al., 2004, SESAME Project, 2004). Ce guide propose certains critères à vérifier pour qu'un pic observé sur les courbes H/V puisse être considéré comme un pic naturel et fiable lié à l'effet de site.

Nous présentons brièvement ces tests de fiabilités utilisées au cours de cette thèse en utilisant la méthode H/V bruit:

Tests de fiabilité générale des courbes H/V

Ces tests de fiabilité sur le rapport H/V nous permettent d'évaluer si oui ou non une courbe, et notamment la fréquence f_0 de son pic, est interprétable. Une fois les rapports spectraux obtenus à partir de l'analyse de n_w fenêtres de longueur l_w, trois critères sont proposés portant sur la longueur des fenêtres, le nombre de cycle et la dispersion :

-une longueur de fenêtre minimum l_w telle que : $f_0 > 10 / l_w$;

-un nombre de cycle minimum de 200 sur l'ensemble des fenêtres ($n_c = n_w . l_w . f_0$);

-un écart-type (σ_A) maximal pour chaque fréquence entre $0.5f_0$ et $2f_0$: le facteur d'incertitude correspondant doit être inférieur à 2.0 si $f_0 > 0.5$ et inférieur à 3 si $f_0 < 0.5$ Hz;

Si une ou plusieurs de ces conditions ne sont pas remplies, il faut soit retraiter les enregistrements avec sélectionnant les fenêtres de manière plus stricte, soit ne plus considérer les résultats.

Tests de fiabilité des pics H/V

Tout d'abord il ne faut pas que ce pic soit un artefact d'origine industrielle. Un telle origine peut se détecter de différentes façons : a) l'existence d'un pic (ou creux) net sur le spectre de Fourier de toutes les composantes; b) la sensibilité très forte du pic au degré de lissage (pic de plus en plus prononcé et étroit quand le lissage diminue); c) un amortissement très faible (inférieur à 5%) obtenu après application de la technique des décréments aléatoires (Dunand et al., 2002)

Une fois les pics d'origine anthropique rejetés, pour confirmer que les pics observés sur la courbe H/V soient bien interprétables en termes de conditions de site, il est recommandé qu'ils satisfassent aux conditions suivantes :

– une amplitude A_0 du pic (à la fréquence f_0) *supérieure à 2.0* ;

– il existe dans chacun des intervalles $[f_0/4\text{-}f_0]$ et $[f_0\text{-}4f_0]$ une fréquence dont l'amplitude est inférieure à $A_0/2$;

– L'écart type en fréquence (variabilité de la fréquence du pic sur chaque fenêtre individuelle) et en amplitude (variabilité de l'amplitude du rapport H/V) pour f_0 doit être respectivement inférieur à $\varepsilon(f_0)$ et $\theta(f_0)$. Les valeurs de $\varepsilon(f_0)$ et $\theta(f_0)$ sont données au tableau 2.1.

Pour plus de détails sur ces conditions, on pourra se reporter au document SESAME (http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr).

Tableau 2.6 les valeur de seuil pour σf et $\sigma_A(f_0)$

Fréquence	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25f_0$	$0.2f_0$	$0.15f_0$	$0.10f_0$	$0.05f_0$
$\theta(f_0)$ pour $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{logH/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

3.3.3 Résultats H/V pour les stations du réseau temporaire

Pour qu'on puisse comparer les résultats de la technique H/V bruit de fond avec les résultats obtenus pour les séismes, nous avons calculé le rapport H/V pour chaque station du réseau temporaire en utilisant une heure de bruit de fond enregistré par les capteurs CMG40 (à l'exception de la station PAR équipée d'un capteur L22).

Pour le traitement des données, nous avons utilisé programme J-SESAME (Atakan et al 2004), avec les mêmes paramètres de traitement pour tous les sites sauf CAL et DAR. Les calculs ont été faits de la manière suivante pour chaque enregistrement :

- "*offset removal*": sur chaque composante, le signal est translaté uniformément de manière à avoir une moyenne temporelle nulle

- sélection des fenêtres stationnaires pour éviter des bruits transitoires: ceci est effectué par une procédure "antitrigger" inspirée des logiques de déclenchement sur un seuil STA/LTA (short term average / long term average): pour qu'une fenêtre de bruit soit "stationnaire", il faut que le rapport STA/LTA reste compris entre deux seuils, minimum et maximum, sur une durée minimale. Dans la pratique, la longueur des fenêtres pour le calcul des STA et LTA a été fixée à 1 et 30 s, les seuils minimum et maximum pour le rapport STA/LTA ont été choisis respectivement à 0.5 et 2.0, et la longueur des fenêtres sur lesquelles ces critères doivent être respectés a été fixée à 50 s. Pour les stations CAL et DAR, la longueur de la fenêtre et LTA ont été modifiés à 40 et 20 s, respectivement, pour parvenir à un nombre suffisant de fenêtres.

- Une apodisation de 5% de type cosinus est appliquée de chaque côté des fenêtres sélectionnées.

- Calcul des spectres de Fourier de chaque composante sur chaque fenêtre sélectionnée.

- Lissage des spectres avec la procédure de Konno-Ohmachi et un paramètre de lissage b=40

- Calcul, pour chaque fenêtre, d'un "spectre horizontal lissé moyen" en prenant la moyenne géométrique des deux composantes horizontales
- Calcul des rapports spectraux (NS/V, EW/V et $[NS.EW]^{1/2}/V$) pour chaque fenêtre
- calcul des rapports spectraux moyens et de leur écart-type, sur l'ensemble des fenêtres sélectionnées.

Pour tous les rapports H/V ainsi calculés, les critères de fiabilité décrits dans le guide de l'utilisateur de SESAME (Koller et al, 2004) ont été vérifiés: il s'avère que toutes les courbes H/V sont fiables à tous points de vue (nombre et longueur de fenêtres, nombre de cycles utilisés, et valeur de l'écart type). La figure 3.1 montre, pour les 14 stations fixes, les rapports H/V moyens pour les deux composantes horizontales et leur moyenne. Pour faciliter la visibilité, nous avons représenté seulement les courbes moyennes sur cette figure. Les valeurs d'écart type sont présentées sur la figure 3.2 en termes de facteur d'incertitude.

La première observation est que les effets basse fréquence, évidents sur les rapports site/référence du chapitre 3, apparaissent beaucoup moins nettement sur le bruit de fond. C'est seulement à la station MOF que l'on peut discerner un pic basse fréquence d'amplitude significative sur le H/V bruit de fond. Pour les autres sites, le traitement H/V standard sur le bruit de fond ne décèle presque rien, sauf, peut-être, pour les stations FAR, TAP et SHL où l'on peut discerner des pics très faibles à la fréquence fondamentale définie sur les rapports spectraux classiques. On pourrait aussi discerner un pic très basse fréquence (autour de 0.3Hz) à la station TAR pour la composante horizontale moyenne, mais d'une part les résultats sur les enregistrements de séismes séisme ne présentent aucune amplification inférieure à 1Hz, et d'autre part il apparaît une énorme différence de comportement entre les composantes NS et EW. Comme les conditions géologiques de ce site et sa relative proximité des montagnes rendent peu probable l'existence d'un effet basse fréquence (mais les résultats du chapitre 2 nous incitent à la prudence…), nous reviendrons sur l'origine de ce pic anisotrope plus tard dans ce chapitre.

L'autre observation frappante est celle d'un pic très net et étroit vers 1.3Hz, présent quasiment à tous les sites (sauf peut-être JAM), pic absent des rapports spectraux classiques. L'étude détaillée des données à cette fréquence, dans les domaines tant temporel que fréquentiel, ainsi que l'estimation d'amortissement par la méthode du décrément aléatoire (Dunand et al., 2002), montrent clairement son origine industrielle: ces pics très étroits correspondent à des sources monochromatiques entretenues. En outre l'analyse des amplitudes spectrales composante par composante, ainsi que l'examen du mouvement particulaire, indiquent que ces signaux sont très polarisés, et que cette polarisation comme les amplitudes

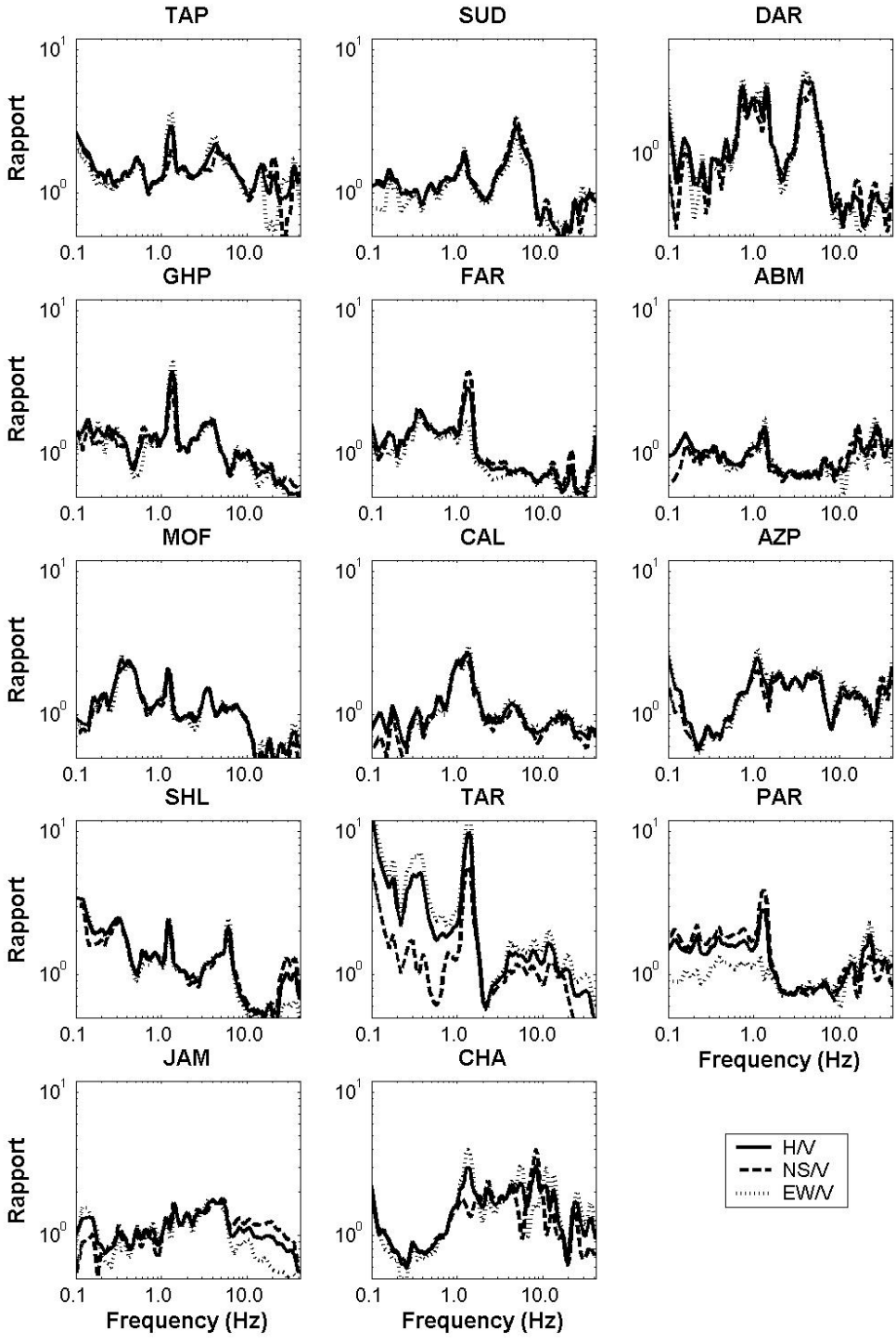


Figure 3.1 Rapports spectraux horizontal/vertical calculés à partir du bruit de fond pour les stations fixes de la campagne 2002. Trait continu : composante horizontale moyenne; tiretés: composante NS; pointillés: EW

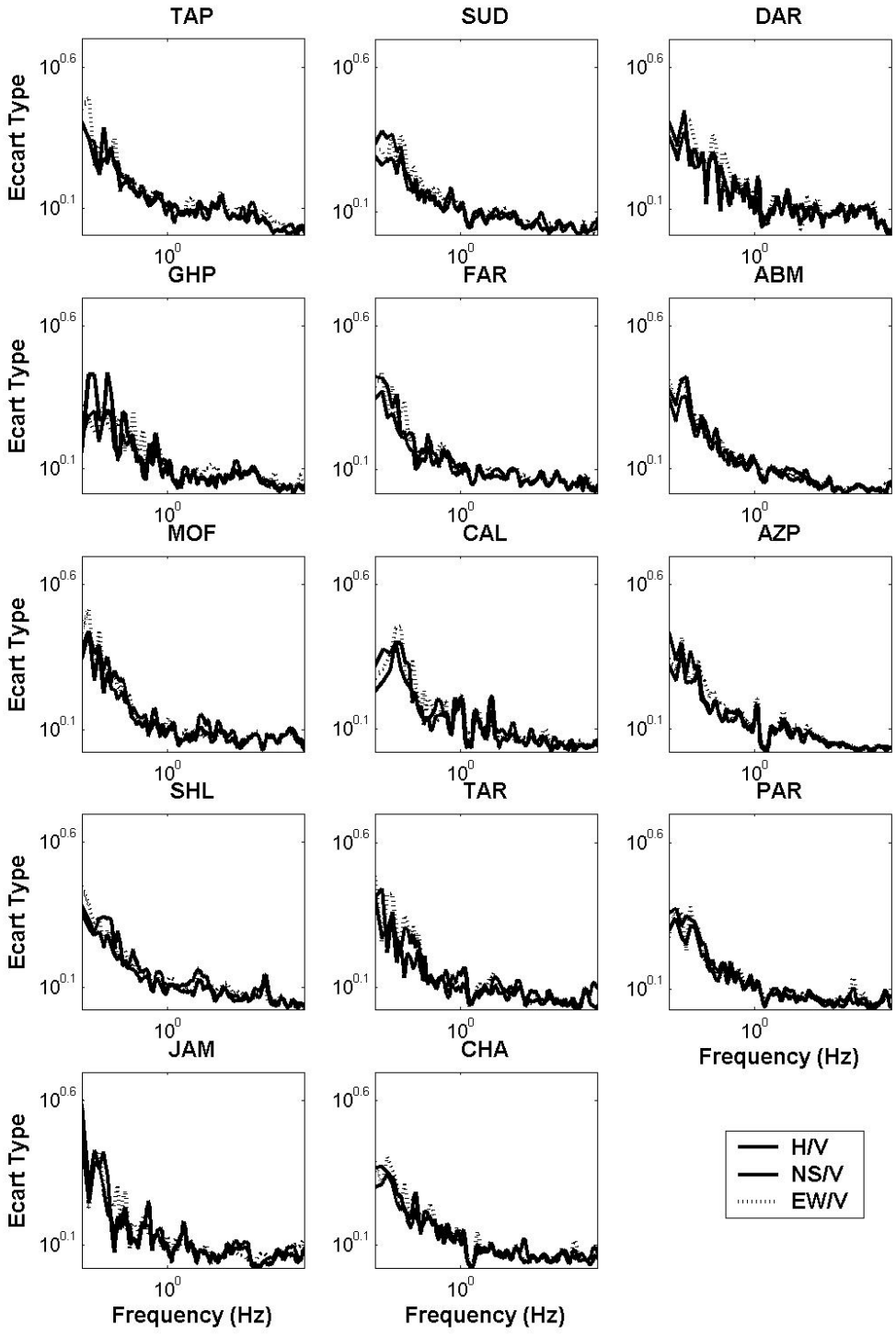


Figure 3.2 Ecart-types de rapports spectraux présentés sur la figure 3.1 (exprimés en termes de facteur d'incertitude). Trait continu : composante horizontale moyenne; tiretés: composante NS; pointillés:EW

spectrales dépendent fortement de la situation géographique. Comme ce pic peut perturber sensiblement les mesures, et conduire à de mauvaises interprétations, nous réservons pour une section ultérieure des investigations détaillées sur ce pic, notamment pour essayer d'en détecter la source.

Ce pic industriel étroit semble cependant se superposer à un pic (assez faible) d'origine naturelle (donc plus large), en quelques sites comme CAL, DAR et TAR. On peut observer aussi d'autres pics à fréquence plus élevée, reliés probablement à l'effet de couches plus superficielles, aux sites SUD et DAR avec une amplitude supérieure à 3, et avec une amplitude moindre sur d'autre sites comme TAP, GHP, MOF et SHL.

3.3.4 Résultats H/V pour les mesures ponctuelles

La figure 3.3 (a et b) montre les résultats du traitement H/V appliqué aux 62 points mesurés pendant cette thèse, ainsi qu'aux données des projets précédents (135 points) les courbes H/V correspondant sont présentées dans l'annexe 3. Ces données ont été traitées comme celles des sites "fixes", quoiqu'avec un autre logiciel (GEOPSY). Parmi ces mesures, seules les données récentes (campagne 2002, projet Nord Téhéran) ont une durée d'enregistrement assez longue par rapport aux fréquences fondamentales indiquées par la méthode de rapport spectral classique, pour satisfaire les conditions de fiabilité des courbes H/V proposées par SESAME: compte tenu du surplus (qualitatif) d'information apporté par la proximité des différents points de mesure, nous avons finalement retenu la condition sur l'écart type comme seul critère de fiabilité, même si le nombre de fenêtres de calcul ou l'amplitude de rapport H/V étaient inférieurs aux seuils proposés dans ce guide, élaboré pour des mesures ponctuelles indépendantes les unes des autres. De plus, ayant déjà une idée sur les fréquence prédominantes dans les différentes parties de la ville grâce à l'analyse des enregistrements de séismes (chapitre 3), nous avons aussi négligé le critère "$A_0 > 2$" pour le pic H/V, lorsque la fréquence de pic était conforme aux résultats de rapports spectraux classiques, ou si les autres critères de fiabilité du pic H/V étaient satisfaits. C'est pour cette raison que nous observons sur ces figures des points avec un rapport H/V inférieur à 2.

La figure 3.3a montre clairement la tendance à la diminution de la fréquence fondamentale f_0 vers le sud de la ville, en accord avec les résultats déjà indiqués par la méthode site/référence. Le meilleur accord entre les résultats des deux méthodes est observable pour les points mesurés aux quartiers où des stations MOF et SHL ont été installées: la zone ayant la plus forte épaisseur d'alluvions fines, d'après les informations géotechniques et géologiques. Outre cette zone orientée est-ouest, on peut – peut-être –

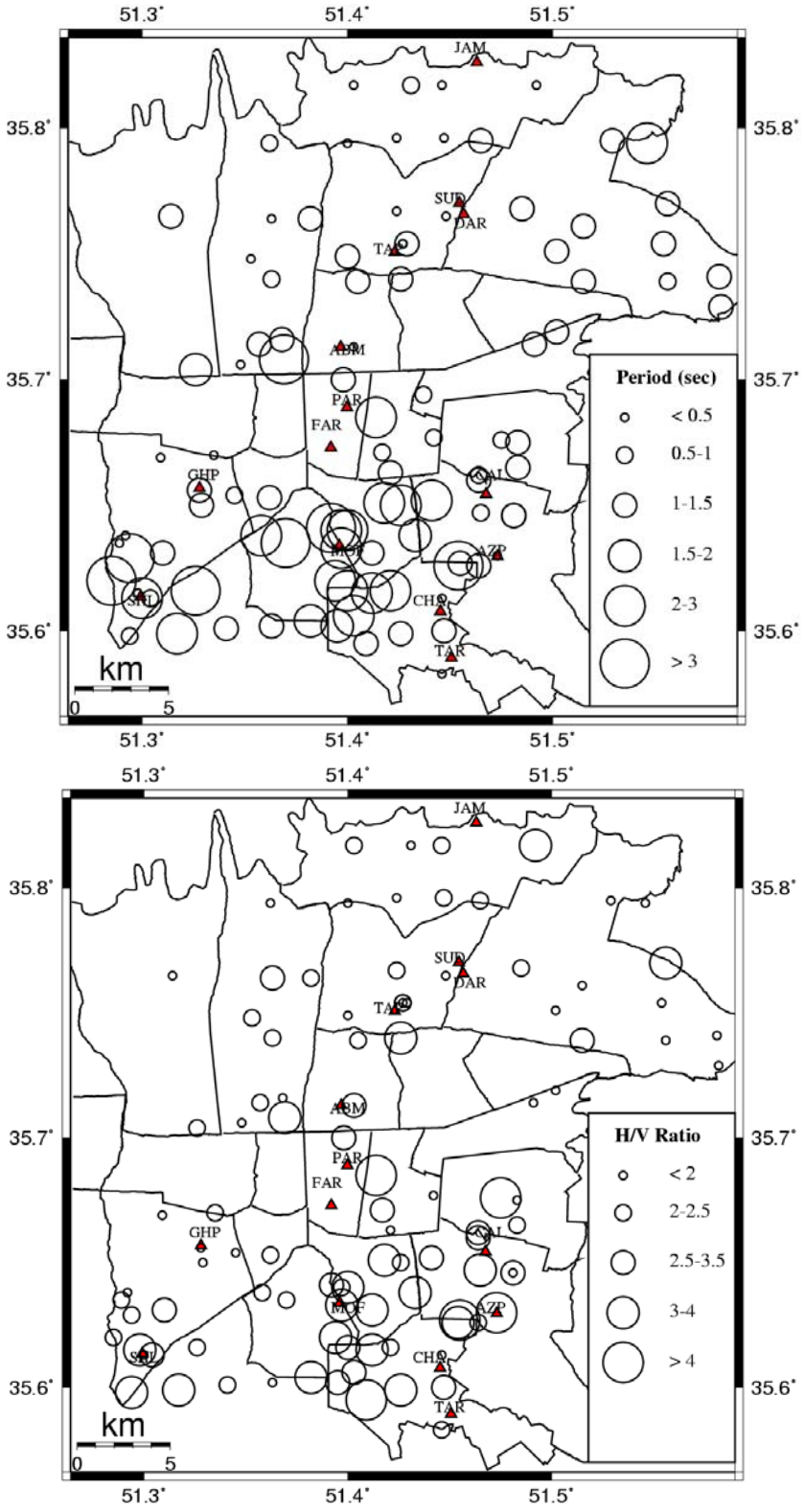


Figure 3.3 Variations des périodes de résonance (haut) et de l'amplitude du pic H/V (bas) obtenus par traitement H/V bruit de fond sur les mesures ponctuels: la période naturelle du sol ainsi que la valeur du pic d'amplitude augmente su nord vers le sud et sud-ouest de la ville.

discerner une zone étroite nord-sud passant par le centre-ville au niveau des stations FAR et ABM, avec une fréquence fondamentale basse (inférieure à 0.5 Hz) bien que nous ayons assez peu d'enregistrement de bruits dans cette zone.

Quand à l'amplitude du pic H/V, bien qu'elle augmente vers le sud de la ville, elle reste toujours inférieure aux amplifications révélées par l'analyse des séismes, et ce même pour les points de mesure très proches des stations sismologiques "fixes".

3.4 Stabilité temporelle du rapport H/V

La différence importante observée à basse fréquence entre les méthode H/V et site/référence, constitue une exception (cf. chapitre 5): c'est l'un des très rares cas où la méthode H/V bruit ne donne pas la fréquence fondamentale d'un site amplifiant pourtant beaucoup. Compte tenu des résultats de deux autres études récentes sur la variation temporelle du rapport H/V bruit (cf. plus bas), et du relatif éloignement de Téhéran par rapport à des océans (lieux d'émission du bruit basse fréquence), la question se pose d'un possible lien entre ces différences et un manque d'énergie à basse fréquence pendant la période d'enregistrement, qui à son tour renvoie sur la question de la stabilité temporelle de la courbe H/V. En effet, au contraire de plusieurs études précédentes (Duval 1994; Ansary et al., 1995; Volant et al., 1998; Cara et al., 2003) indiquant la stabilité du rapport H/V au cours du temps, l'observation en continu sur une longue période de temps (plusieurs semaines) dans le basin sédimentaire de Grenoble (France) par Bonnefoy- Glaudet (2004) a révèle la sensibilité du rapport H/V, à basse fréquence (au alentour de 0.3 Hz) aux variations des amplitudes spectrales du bruit et donc sa variation en temps et à la position des sources du bruit pour des fréquence intermédiaire (entre 1 et 3 Hz). Puis ce résultat a été confirmé par Guillier et al (2005) sur des sites choisis en différentes régions (Grenoble, La Gibonnière et Téhéran). Sur le site de La Gibonnière (Normandie), cette étude a mis en évidence la variation non seulement de l'amplitude du pic H/V à basse fréquence, mais aussi de sa fréquence , en relation apparente avec des perturbations climatologiques.

Ayant des enregistrements continus de bruit de fond sur notre réseau temporaire, nous avons donc jugé utile de faire une analyse sur la variation temporelle de rapport H/V (amplitude et fréquence) à Téhéran. Dans ce but, nous avons dans une première étape choisi la station MOF, la seule station montrant un pic basse fréquence fiable, d'amplitude supérieure à 2, et cohérent avec le rapport site/référence quant à la fréquence du pic (même si, comme souvent, les amplitudes sont très différentes); cette station montre en outre un deuxième pic

autour de 3.5 Hz qui nous permet d'étudier aussi la stabilité du rapport H/V à une fréquence intermédiaire. Nous avons analysé le comportement de ces deux pics sur une durée de plus d'un mois, du 7 mai au 10 juin 2002., Cette durée d'enregistrement a été divisée en 839 enregistrements de 1 heure, pour chacun desquels le rapport H/V et l'amplitude spectrale ont été calculés à l'aide du logiciel GEOPSY; la durée de 1h permet de respecter largement les critères de nombres de cycles et longueur des fenêtres de calcul, fixés par SESAME. La figure 3.4 montre quelques exemples de courbes H/V moyennes et leurs écarts types ainsi obtenus. Les deux courbes grises calculées pour le 11 mai à 3:30 et 7:30 (heure locale) montrent un pic à la fréquence de 0.35 et 0.38 Hz, respectivement, et d'amplitude environ 3-4, tandis que les courbes noires, calculés pour le 22 mai à 21:30 et 23:30, indiquent une fréquence légèrement inférieure à 0.32 Hz, et une amplitude sensiblement supérieure (environ 5). Outre ce pic basse fréquence, on observe deux pics étroits entre 1 et 1.5 Hz (d'amplitude variable), et un quatrième pic, d'amplitude très faible, à 3.5 Hz.

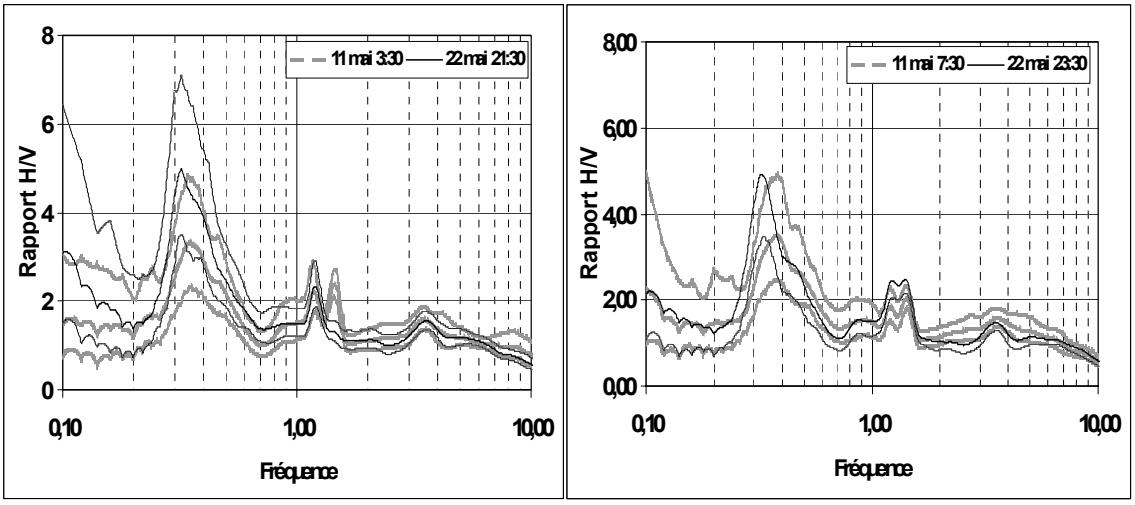


Figure 3.4 Exemples de courbes H/V bruit obtenues pour la station MOF sur quatre tranches horaires différents. On y décèle des variations significatives de l'amplitude des pics (voire même, pour certains, de leur fréquence).

3.4.1 Variation de rapport H/V basse fréquence

Sur la figure 3.5 nous présentons l'ensemble des courbes H/V pour 4 périodes de 8 jours chacune, pour la bande de fréquence 0-1 Hz. Les courbes H/V sont clairement plus élevées dans les première et deuxième périodes, tandis que la fréquence f_0 du pic reste apparemment à peu près inchangée autour de 0.32 Hz. Autrement dit la fréquence f_0 est assez robuste en

temps, bien que le pic H/V soit plus ou moins net, et d'amplitude variable. Pour mieux présenter la variation de H/V basse fréquence au cours du temps et détecter d'éventuelles corrélations avec le niveau de l'amplitude spectrale, nous présentons les spectrogrammes du rapport H/V et de l'amplitude spectrale aux figures 3.5 et 3.6, respectivement. La première montre les spectrogrammes H/V, NS/V et EO/V moyens sur une large bande de fréquences (0.2 - 12 Hz), et la deuxième reprend les spectrogrammes N/V et E/V à basse fréquence (0 – 1 Hz), en les comparant à ceux de l'amplitude spectrale normalisée pour les trois composantes.

Le niveau des pics H/V à la fréquence f_0 manifeste une forte augmentation aux jours 10, 13, 14, 16, 21, 23 et 29 mai. Ces augmentations sont non cycliques, de courte durée et ne subsistent que pour quelques heures, sauf pour le 10 mai où les pics H/V restent élevés pendant un jour complet. Le rapport H/V à la fréquence de fondamentale atteint la valeur maximum de 5,2 le 13 mai à 21:30 heure alors que le minimum est de 0.97 le 5 juin à 18:00 heure. Ce minimum provenant en fait d'une perturbation locale sur la composant verticale, il n'est pas vraiment significatif; si on néglige cette courte période, le minimum s'établit à 2, et le niveau moyen du pic H/V à 2 et 3,1, valeurs très sensiblement inférieures au maximum.

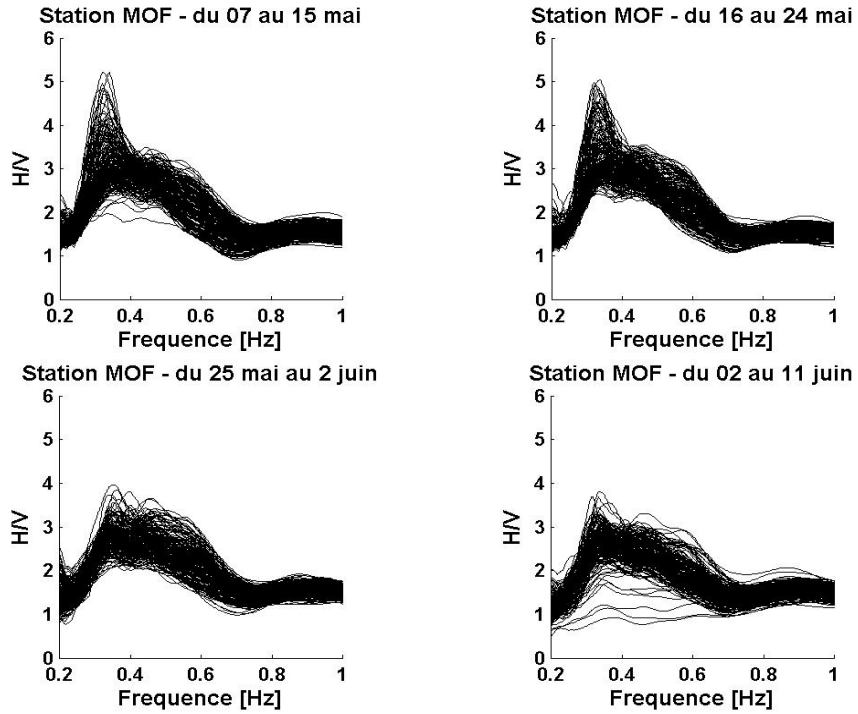


Figure 3.5 Ensemble des courbes H/V à la station MOF du 07 mai au 11 juin. Pour mieux voir la variation de pics H/V les courbes sont groupées en 4 périodes temporelles, et pour la gamme de fréquence 0-1 Hz.

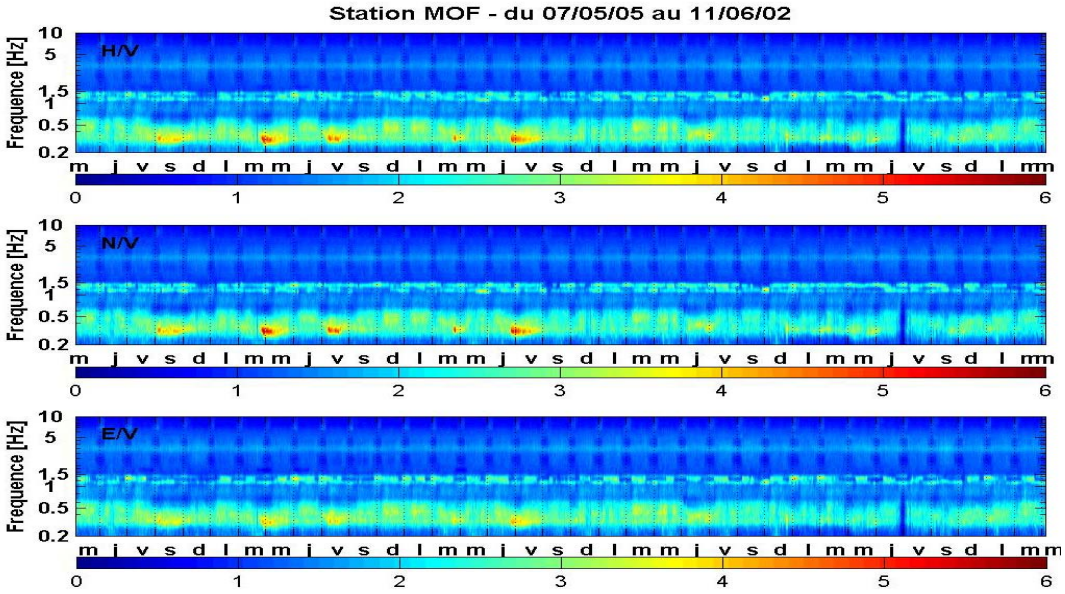


Figure 3.6 Spectrogrammes des rapport H/V (haut), NS/V (milieu) et EW/V (bas) pour les fréquence 0-10 Hz et une période de 36 jours. On distingue une variation non–cyclique de l'amplitude à la fréquence de pic (0.32 Hz), et une variation cyclique jour-nuit à 3.5 Hz. On voit aussi les deux pics industriels proches l'un de l'autre autour de 1.3 Hz, avec une variation d'amplitude irrégulière.

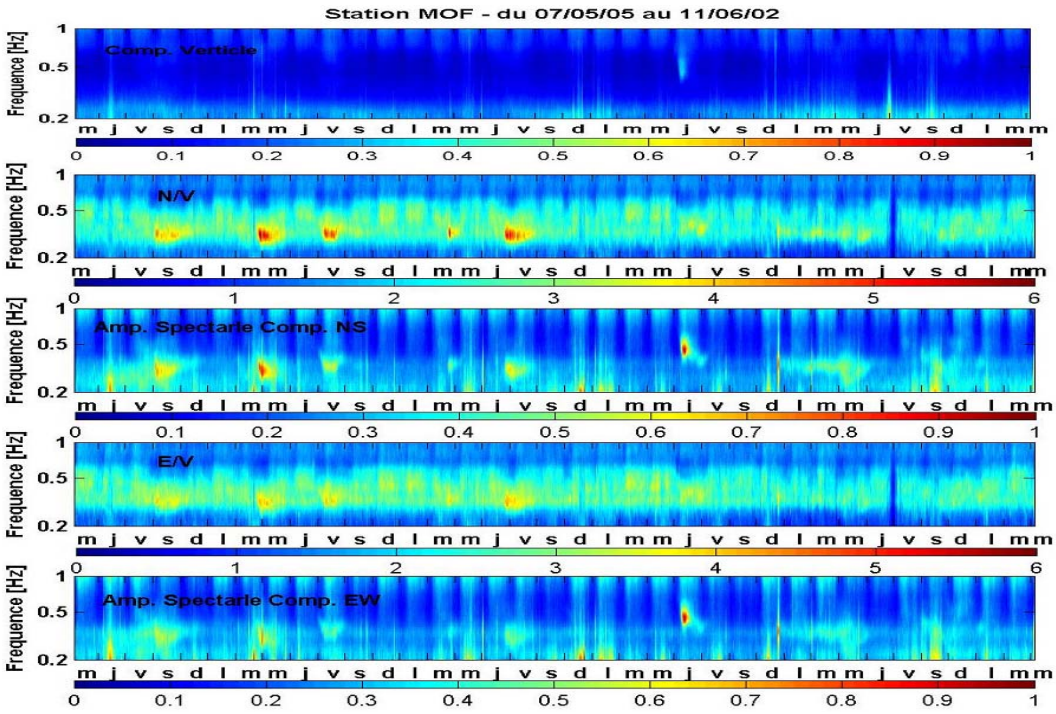


Figure 3.7 Spectrogrammes des rapports NS/V et EO/V, ainsi que de l'amplitude spectrale de chacune de ces composantes plus la composante verticale, pour une période de 36 jours, et la gamme de fréquence [0, 1 Hz]: les maxima du pic H/V coïncident avec des maxima d'énergie sur les composantes horizontales.

Un examen attentif des deux composantes horizontales révèle des amplitudes légèrement plus fortes sur la composante NS : le rapport maximum est de 5.8 pour NS/V et 4.3 pour EO/V.

La figure 3.7 montre que ces augmentations de valeur H/V sont corrélées à l'arrivée d'énergie basse fréquence, et augmentation de l'amplitude spectrale sur les 3 composantes.
Pour mieux analyser cette corrélation apparente nous avons choisi trois autres stations GHP, SHL, et TAR, et calculé les valeurs moyennes de H/V, N/V et E/V, l'amplitude spectrale des 3 composantes à la station MOF ainsi qu'à ces trois station pour la bande de fréquence de 0.25 à 0.45 Hz où se trouvent les pics des stations MOF, SHL et GHP. La Figure 3.8 compare la variation temporelle des rapports spectraux H/V, N/V et E/V à MOF, avec la variation temporelle des amplitudes spectrales N, E et V aux 4 stations. Dans cette analyse nous avons éliminé les enregistrements correspondants aux temps d'occurrence des séismes enregistrés sur le réseau, afin d'être certains que les rapports calculés viennent du bruit de fond seul. Les temps de ces séismes sont indiqués en haut de figure. Au vu de ces résultats on peut déduire:

- les arrivées d'énergie à basse fréquence sont synchrones sur les trois stations MOF, GHP et SHL. Il est difficile de conclure pour la station TAR, car l'on y observe des perturbations très fortes et très fréquentes, particulièrement sur la composante est-ouest (Nous reviendrons un peu plus tard sur la cause de ce comportement "anormal"). Cependant, si l'on s'en tient à la seule composante verticale, la corrélation avec MOF et les autres stations est relativement bonne..
- Les pics d'amplitude H/V sont ainsi quasi systématiquement corrélés à une arrivée d'énergie basse fréquence, se manifestant aussi sur la composante verticale : ces augmentations d'amplitude ne sont absolument pas dus à une diminution de la composante verticale.
- Enfin, il est aussi instructif de comparer le comportement des sites à forte amplification basse fréquence (MOF, SHL), des sites à plus faible amplification basse fréquence (GHP), ou à fréquence fondamentale plus élevée (TAR). Pour les deux premières stations, même si l'énergie augmente simultanément sur les 3 composantes, cette augmentation est beaucoup plus marquée sur les composante horizontales que sur la composante verticale; pour les deux dernières au contraire, en négligeant la perturbation locale à TAR, l'augmentation d'énergie est quasiment identique sur les trois composantes.

La conséquence de ces comportements différents est présentée sur la figure 3.9 qui compare la variation temporelle des rapports H/V aux deux stations GHP et SHL. Pour ces deux stations,

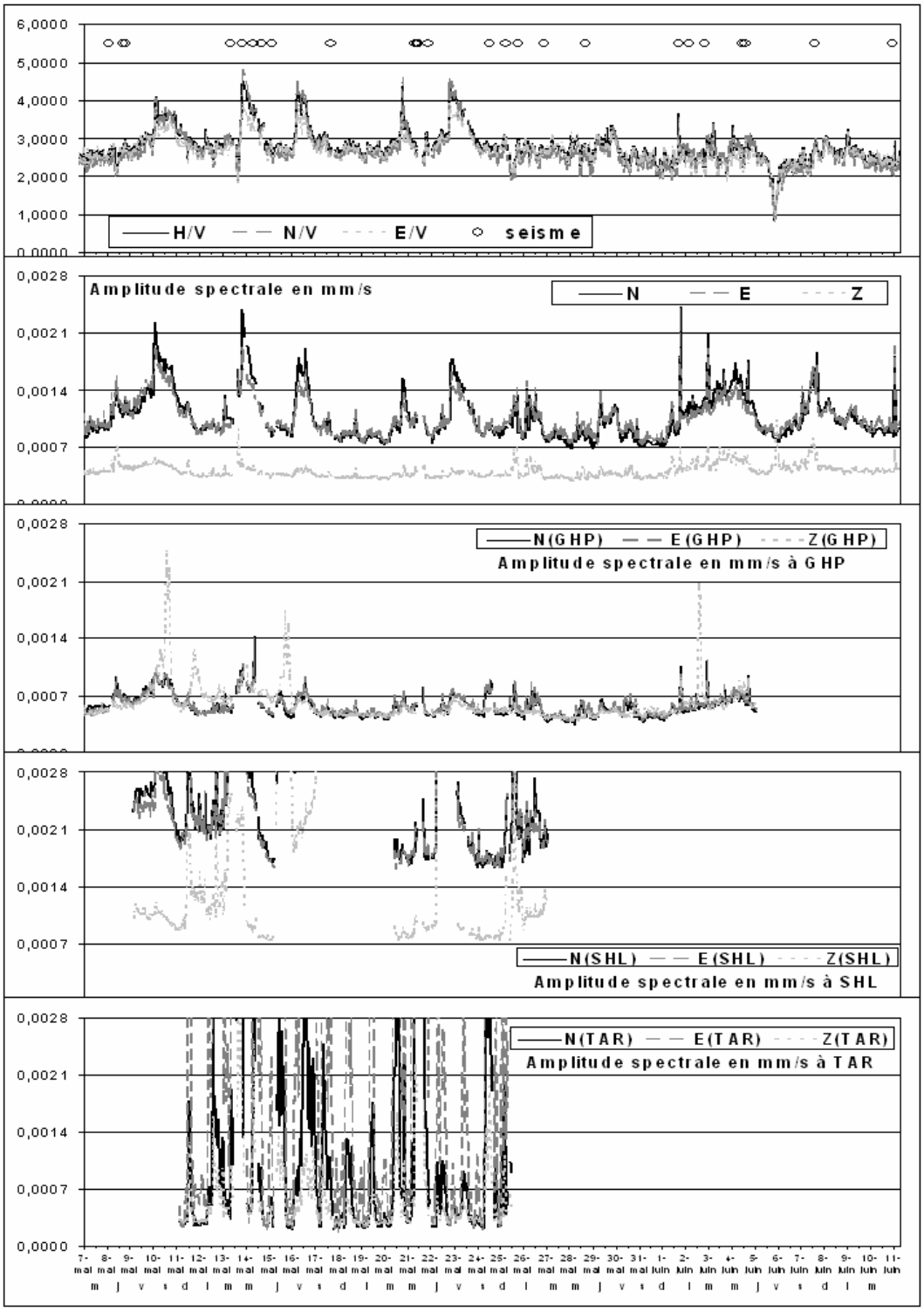


Figure 3.8 Variations temporelles des amplitudes spectrales moyennes sur 3 composantes aux différentes stations, comparées les avec la variation de H/V pour la station MOF. Les moyennes sont calculées à partir des rapports H/V, sur la bande de fréquence 0.25 à 045 Hz, et sur des enregistrements de 1 heure. Les interruptions sont liées à des pannes de stations, ou à la non considération des données suite à l'occurrence de séismes.

la méthode site/référence (chapitre précédent) montre une fréquence fondamentale identique (autour de 0.3 Hz), mais le niveau d'amplification est beaucoup plus fort à SHL qu'à GHP (d'un facteur 2.5). La comparaison avec la figure 3.8 révèle que, pour SHL, les variations de l'amplitude H/V sont bien corrélées avec l'énergie portée par le bruit de fond à basse fréquence, alors que ce n'est pas le cas à GHP: l'amplitude H/V y reste quasiment stable et inférieure à 1.5. On peut noter aussi qu'il descend de temps en temps à des valeurs inférieures à 1 à cause de l'augmentation de la composante verticale, mais nous pensons que cette augmentation est produite par des perturbations locales.

Ce comportement peut expliquer pourquoi les courbes H/V restent plates sur la plupart des stations de notre réseau temporaire alors que la méthode des rapports spectraux site/référence présente bien une amplification démarrant à basse fréquence. Autrement dit, il semble que la capacité de la méthode H/V bruit à déceler la fréquence fondamentale d'un site à Téhéran, dépend non seulement de l'existence d'une amplification significative (cas MOF et SHL), mais aussi du niveau d'énergie porté par le bruit, ou en d'autres termes de la capacité d'excitation des modes de résonance par le sources de bruit (par exemple les perturbations météorologiques). Nous avons vu que même pour les cas de MOF et SHL, où l'amplification réelle site / référence dépasse 8, les rapports H/V bruit restent quasiment plats tant qu'il n'y a pas de "fort" bruit. D'un autre coté, on peut voir que pour les sites basse fréquence aussi mais n'ayant pas de forte amplification comme GHP, on n'est parvenu à mettre en évidence la fréquence fondamentale que par l'analyse des séismes. Il est trop tôt pour généraliser cette conclusion à d'autres sites; peut-être n'est-elle valable que pour des conditions comme celles de Téhéran où l'effet de site basse fréquence ne semble pas liée à l'existence des couches superficielles molles, mais au contraire à des couches plus raides mais beaucoup plus épaisses, dont l'excitation requiert une énergie beaucoup plus importante.

3.4.2 Recherche des sources de bruit plus énergétiques à basse fréquence

L'étude bibliographique très fouillée sur l'origine de bruit de fond menée par Bonnefoy-Claudet (2004) dans le cadre du projet européen SESAME montre un consensus sur la classification de l'origine de bruit de fond en deux principaux groupes, les sources naturelles (conditions météorologiques et océaniques) et les sources anthropiques (activité humaine), avec une limite en fréquence d'environ 1 Hz pour distinguer ces deux types de bruit, ou en tout cas leur prédominance. Suivant cette classification, les noms de "microséismes" et "microtremors" sont souvent retenus pour les bruits naturels ($f < 1$ Hz) et les bruits anthropiques ($f > 1$ Hz), respectivement.

A la base d'une telle classification, associée à des comportements temporels et fréquentiels très différenciés, de multiples observations ont révélé que l'amplitude du bruit anthropique a une variation journalière et hebdomadaire, alors que les bruits naturels ne montrent pas des variations cycliques. On peut se référer par exemple aux travaux intéressants de Yamanaka et al. (1993), Friedrich et al. (1998), Toksöz et al. (1968 ?), Satoh et al. (2001) sur le comportement du bruit basse fréquence (f < 1 Hz) et sa relation avec des vagues océaniques. Ces études effectuées en différentes régions du monde avec des méthode variées (observation simultanée des variations d'amplitude spectrale et de la

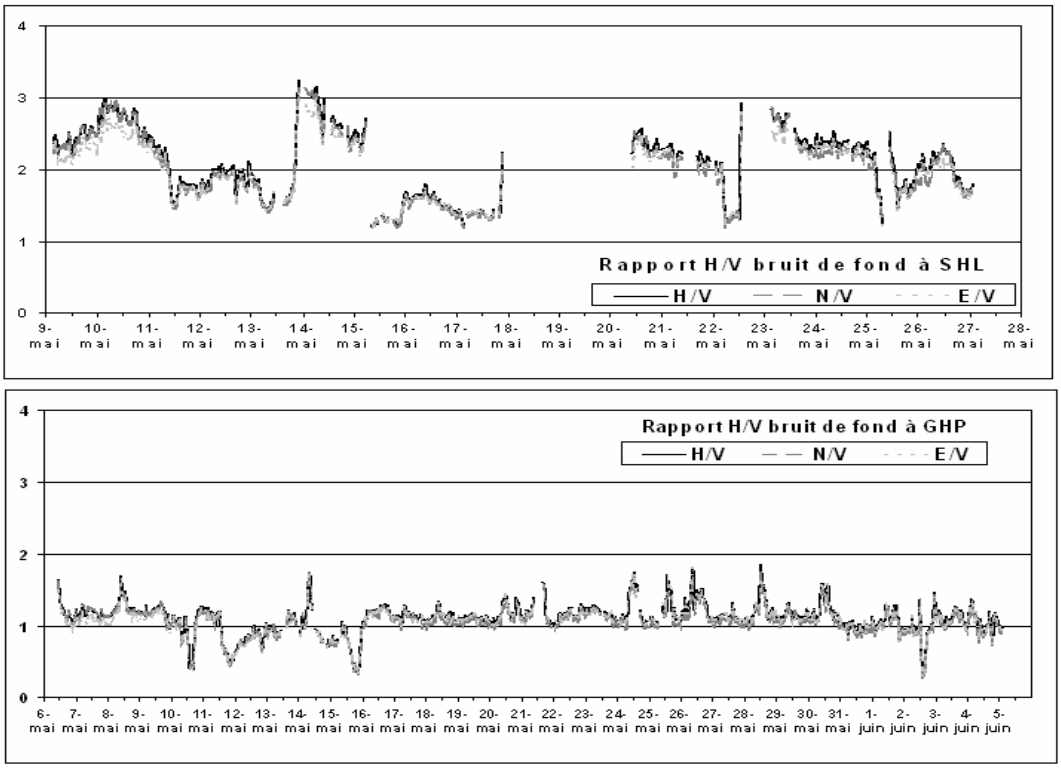


Figure 3.9 Variations des rapports H/V, NS/V et EO/V aux stations SHL et GHP pour la gamme de fréquence 0.25 – 0.45 Hz.

hauteur des vagues océaniques, analyse F-K sur un réseau des stations) montrent clairement une relation entre l'amplitude du bruit basse fréquence et celle des vagues.

Au vu de ces résultats, et de la fréquence prédominante du bruit basse fréquence à MOF et SHL (autour de 0.3 Hz), c'est à dire assez inférieure à la limite supérieure de 0.5 Hz pour le bruit d'origine océanique et météorologique à grande échelle proposée par Bonnefoy-Glaudet (2004), nous avons recherché une éventuelle corrélation entre les phénomènes

météorologiques sur la mer Caspienne et/ou les condition météorologiques locales à Téhéran, et les variations du niveau de bruit basse fréquence à Téhéran. Nous avons choisi la mer Caspienne car c'est la côte plus proche de Téhéran (distance directe inférieure à 80 Km). En l'absence de mesure de hauteur des vagues de la mer Caspienne, nous l'avons supposée liée à la vitesse du vent, et avons donc récupéré les mesures anémométriques de sept stations synoptiques installées sur le rivage sud de la mer, ainsi que celles de la station de Mehrabad (aéroport) à Téhéran (figure 3.10).

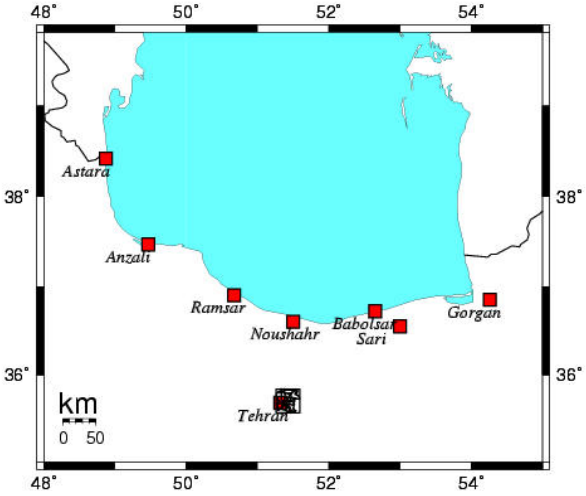


Figure 3.10 Localisation des stations météorologiques synoptiques utilisées pour étudier l'effet des conditions météo sur l'amplitude spectrale du bruit de fond basse fréquence à Téhéran. La majorité est située sur le rivage sud de la mer Caspienne, une autre à l'aéroport de Mehrabad à l'ouest de Téhéran.

Ces donnée nous ont été communiqués par "l'Iran Meteorological Organization", sous la forme d'une part d'un mesure toutes les 3h, et d'autre part les moyennes et maximums journalière. La figure 3.11 juxtapose l'évolution de l'amplitude spectrale maximale par fenêtres de 3hr pour composante nord-sud (0.25 – 0.45 Hz), à la station MOF, et les variations de vitesse du vent enregistrées à chacune de ces huit stations, ainsi que l'enveloppe des sept stations de Caspienne. On s'aperçoit que les arrivées des bruits énergétiques (courbes noires) sont la plupart de temps associées à une augmentation de la vitesse du vent (courbes grises) aux stations de la côte Caspienne. Cette corrélation est particulièrement remarquable pour le 29 mai et le 1 juin, avec un léger délai entre le pic du vent et pic de bruit. Une analyse en cross-corrélation a permis d'estimer ce retard à en moyenne 6 à 9 heures (figure 3.12). Par contre, la corrélation s'avère moins claire à la fois pour la station météorologique de Téhéran, et pour la station Astara (Ouest Caspienne): cette différence peut provenir du fait que toutes

les autres stations sont localisées au pied nord de l'Alborz tandis que la station Astara est située au pied de la chaîne Talesh ayant une régime climatique différent.

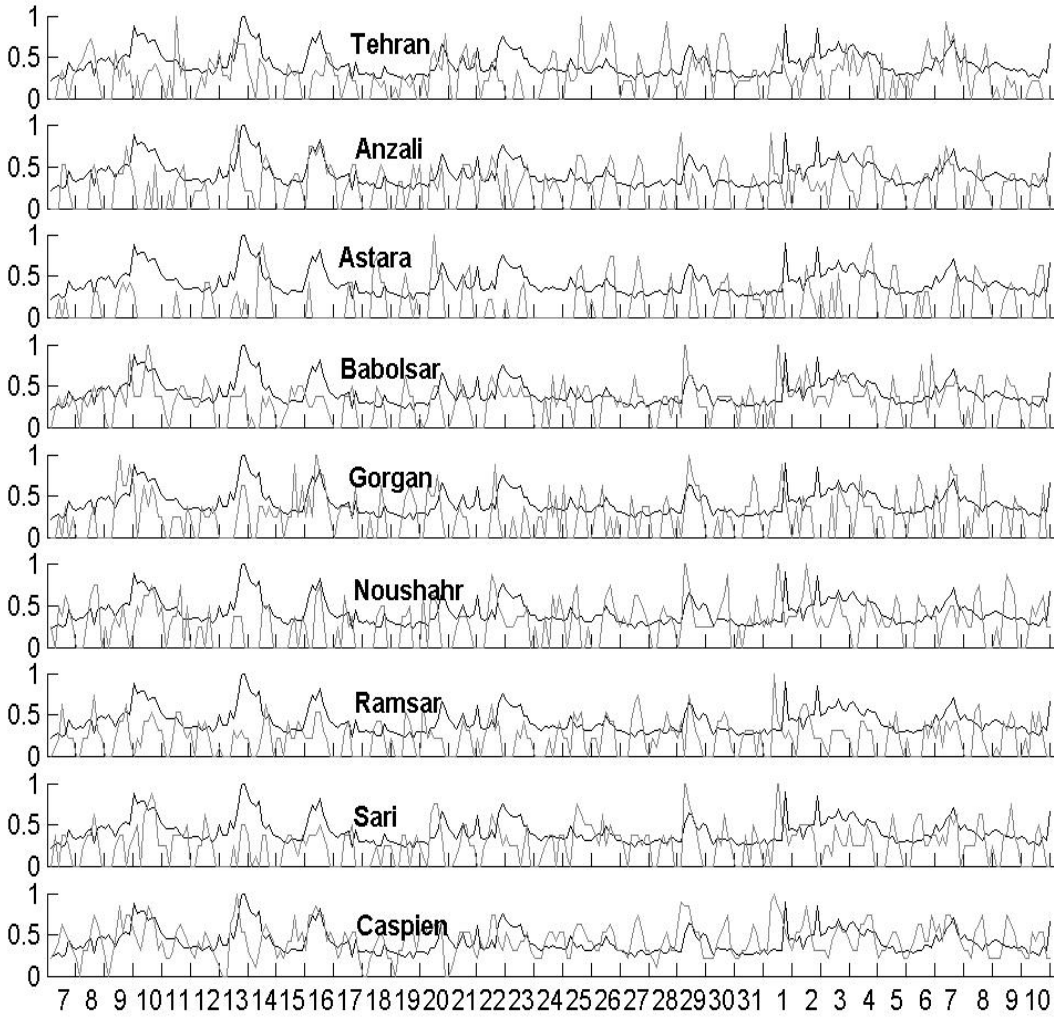


Figure 3.11 Comparaison des variations temporelles du bruit basse fréquence à Téhéran (courbe noire) et de la vitesse du vent en différents sites du Sud-Caspienne (courbes grises) pour période du 7/05/2002 au 10/05/2002. Le niveau du bruit est représenté par l'amplitude spectrale maximale dans la gamme de fréquence 0.25 – 0.45 Hz, par portions de 3 heures. Toutes les courbes sont normalisées par rapport à leur maximum. Le graphe du bas représente l'enveloppe des vitesses de vent pour toutes les stations de la Caspienne sauf la station Astara.

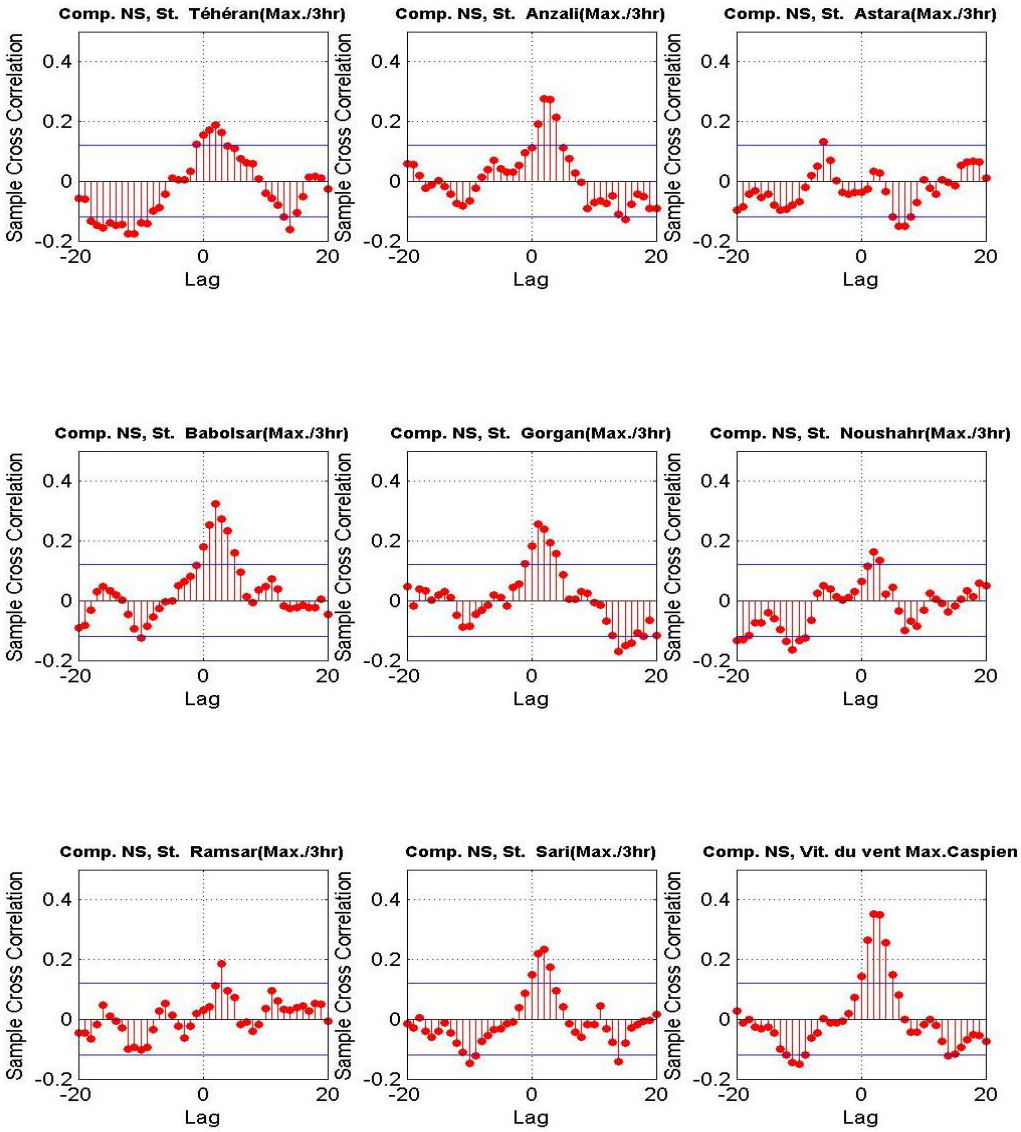


Figure 3.12 "Cross corrélation ente l'amplitude spectrale (max. par tranche de 3hr); composante NS et la vitesse du vent. Pour le dernier cadre, c'est la valeur enveloppe de la vitesse sur la côte Caspienne

Une autre façon d'illustrer une corrélation entre deux variables est de représenter l'une en fonction de l'autre. Cela est fait sur la figure 3.13, en prenant ici les moyennes journalières Malgré une dispersion certaine, on peut néanmoins discerner une relation relativement linéaire, notamment pour les stations Anzali et Babolsar, et surtout pour l'enveloppe des stations Caspienne: pour cette enveloppe, la station Astara n'a pas été prise en compte.

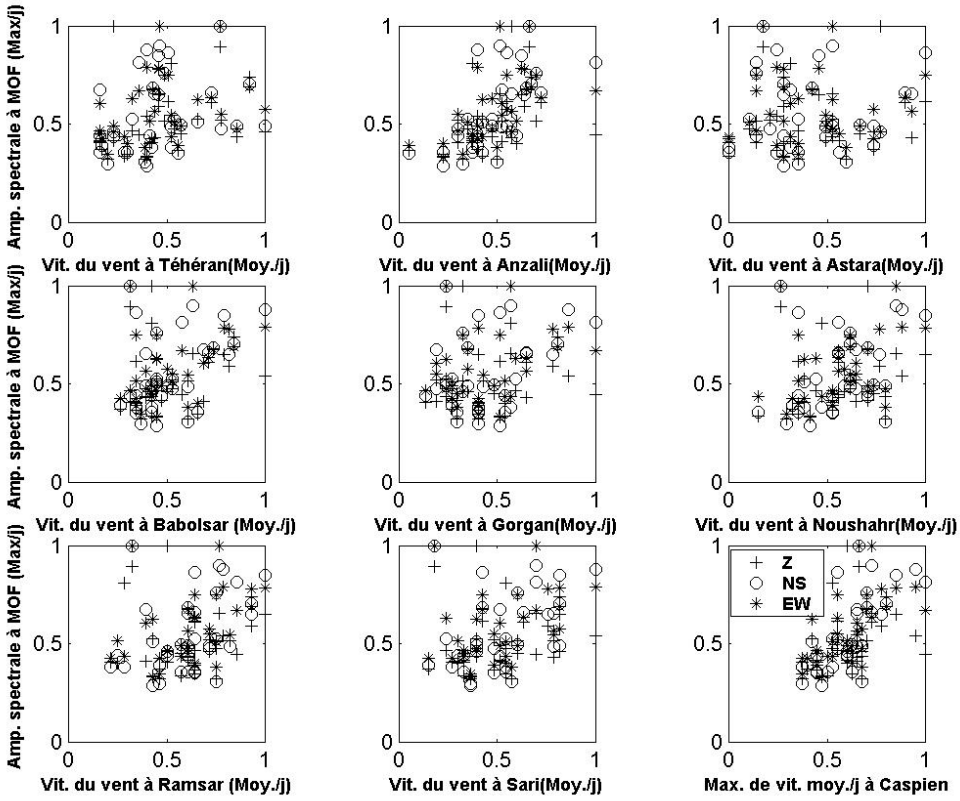


Figure 3.13Corrélation entre les moyennes journalières de l'amplitude spectrale à la station MOF et la moyenne journalière de la vitesse du vent aux 8 différentes stations. Les symboles différents correspondent aux 3 composantes (Z, plus; NS, cercle; EO, étoile). Pour le dernier cadre, c'est la valeur enveloppe des moyennes journalières de vitesse sur la côte Caspienne (en négligeant la station Astara). Les valeurs sont toujours normalisées par rapport à leur maximum observé.

Pour déterminer maintenant l'origine des fortes et fréquentes variations de l'amplitude spectrale à la station TAR, la figure 3.14 présente une analyse comparative des spectrogrammes de l'amplitude spectrale aux stations TAR et MOF entre 0.1 et 0.5 Hz. On peut y observer des variations quasiment journalières, démarrant à très basse fréquence sur les deux stations et s'étendant jusqu'à environ 0.5 Hz à TAR. Il nous semble que l'explication la plus simple de cette variation est à rechercher dans les conditions d'installation. Comme nous l'avons déjà mentionné au chapitre 3, il n'a pas possible, pour des raisons logistiques, d'enterrer les capteurs, et nous avons utilisé des boîtes en polystyrène pour protéger les capteurs des variations thermiques. L'expérience d'autres auteurs (voir McNamara et Raymon, 2002 par exemple) incite à penser que ce moyen d'isolation thermique n'était pas suffisant pour protéger les capteurs de l'effet des variations jour/nuit de température, qui peuvent être importantes à Téhéran. La variation beaucoup plus intense à TAR peut être expliquée par le

fait qu'elle était installée à l'extérieur sur une dalle de béton, à côté d'un grand mur: son exposition thermique était donc beaucoup plus intense, avec d'une part la radiation de chaleur du mur et de la dalle, et d'autre part la dilatation de la dalle pendant la journée.

Une analyse similaire sur la station MOF et GHP révèle la même variation aux fréquences inférieures à 0.5 Hz. Pour vérifier cette conclusion sur l'origine de la variation journalière très basse fréquence nous avons regardé le spectrogramme d'une station installée dans la ville de Grenoble (France) au cours du projet SISMO-DT (cf. Bonnefoy-Claudet, 2004). La station sismologique utilisée est une station Minititan, et le capteur était CMG40, du même type que ceux utilisés à Téhéran. Malgré l'enterrement du capteur, on peut observer le même type de variations journalières, mais en moins intense, et qui se limite aux fréquences inférieures à 0.2 Hz.

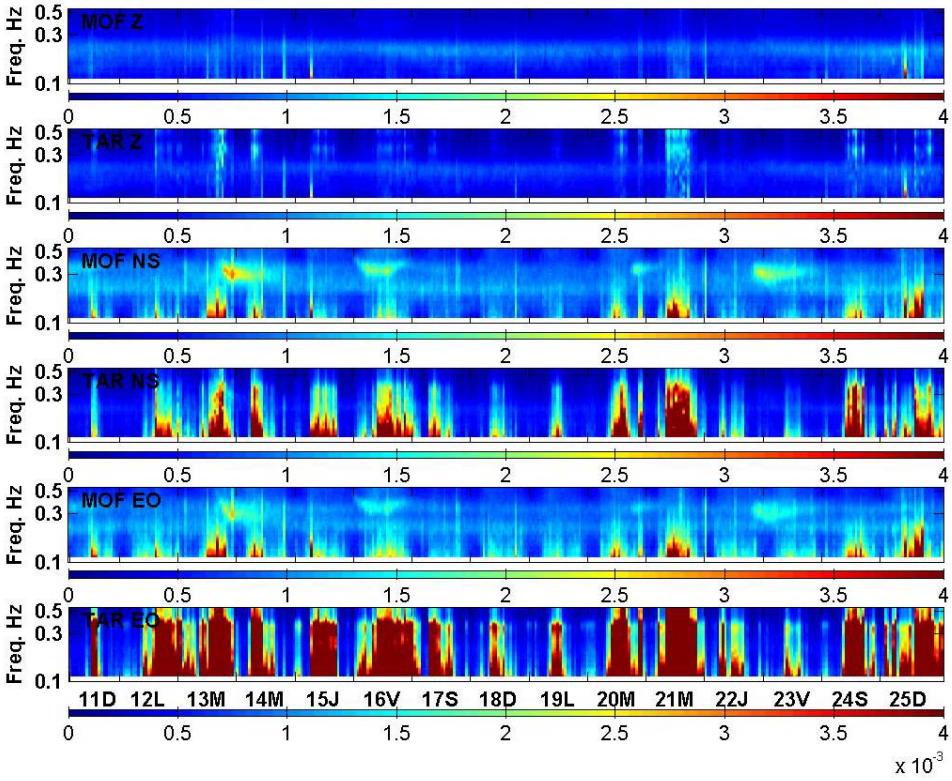


Figure 3.14 Variations de l'amplitude spectrale dans la gamme 0.1-0.5 Hz pour les différentes composante des stations TAR et MOF: les variations diurnes sont interprétées comme liées aux variations de température, et à l'isolation thermique insuffisante des capteurs particulièrement à TAR.

Notons enfin sur cette figure 3.14 que l'on peut déceler aussi un pic vers 0.25 Hz. Pour la station MOF, ce bruit est plus fort sur les composantes horizontales que sur la verticale; à TAR au contraire, il est presque absent sur les composantes horizontales, mais légèrement visible sur la vertical, ce qui peut expliquer pourquoi il existe un trou sur des courbes H/V de la station TAR à cette fréquence. Ce bruit, présent aussi sur d'autres stations au sud de la ville, est considéré comme un bruit industriel et sera décrit dans la section suivante.

3.4.3 Variation de rapport H/V à moyenne et haute fréquence

Les stations MOF et GHP montrent un deuxième pic sur les courbes H/V à 3.2 et 3.7 Hz respectivement. Malgré la faible amplitude de ces pics (1.7 max. pour MOF et 2 pour GHP) nous les avons considérés comme un pic H/V fiable vu leur robustesse au cours du temps ainsi que leur compatibilité avec des résultats de séismes. La figure 3.15 compare la variation des amplitudes spectrales et des rapports H/V, pour ces deux stations, aux fréquences supérieures à 1 Hz. Les résultats suivants peuvent être déduits de cette comparaison:

- Malgré les variations journalières et hebdomadaires significatives de l'amplitude spectrale, les rapports H/V sont quasiment stables au cours de temps, surtout à la station GHP. Quant à la station MOF, les variations journalières et hebdomadaires en amplitude ne dépassent cependant pas 1.54 à 1.7 la journée, et 1.46 à 1.67 la nuit.
- Les fréquences prédominantes de l'amplitude spectrale pour les deux stations sont de 10 à 14 Hz pour les composantes verticales. Quant aux composantes horizontales à la station MOF la plupart du temps c'est la fréquence de 3-3.2 qui prédomine.
- La diminution importante de l'activité humaine certains jours autres que le vendredi (jour de week-end en Iran) correspond parfaitement aux jours fériés nationaux de cette période, à savoir le samedi 11 mai, le jeudi 30 mai et le mardi 4 juin.
- Pour la station MOF, outre la variabilité journalière de l'amplitude du rapport H/V, on peut constater aussi son augmentation pendant le week-end et les jours fériés, alors même l'amplitude spectrale absolue diminue pour ces période de temps (phénomène strictement inverse à ce qui est observé à basse fréquence). L'étude effectuée par Bonnefoy-Claudet (2004) montre des résultats comparables sur le pic secondaire d'une station installée au centre de ville de Grenoble (France), et interprète cette variabilité comme une sensibilité du rapport H/V à la distance des sources (à Grenoble des fêtes très locales et un peu plus distantes), On peut invoquer une explication similaire à Téhéran: il existe un grand marché du fer à environ 350 mètres au sud de la station MOF, pour lequel l'activité la plus intense (décharge du fer) a lieu la nuit et les week-

ends, à cause de l'interdiction de transport des camions lourd pendant la journée à Téhéran.

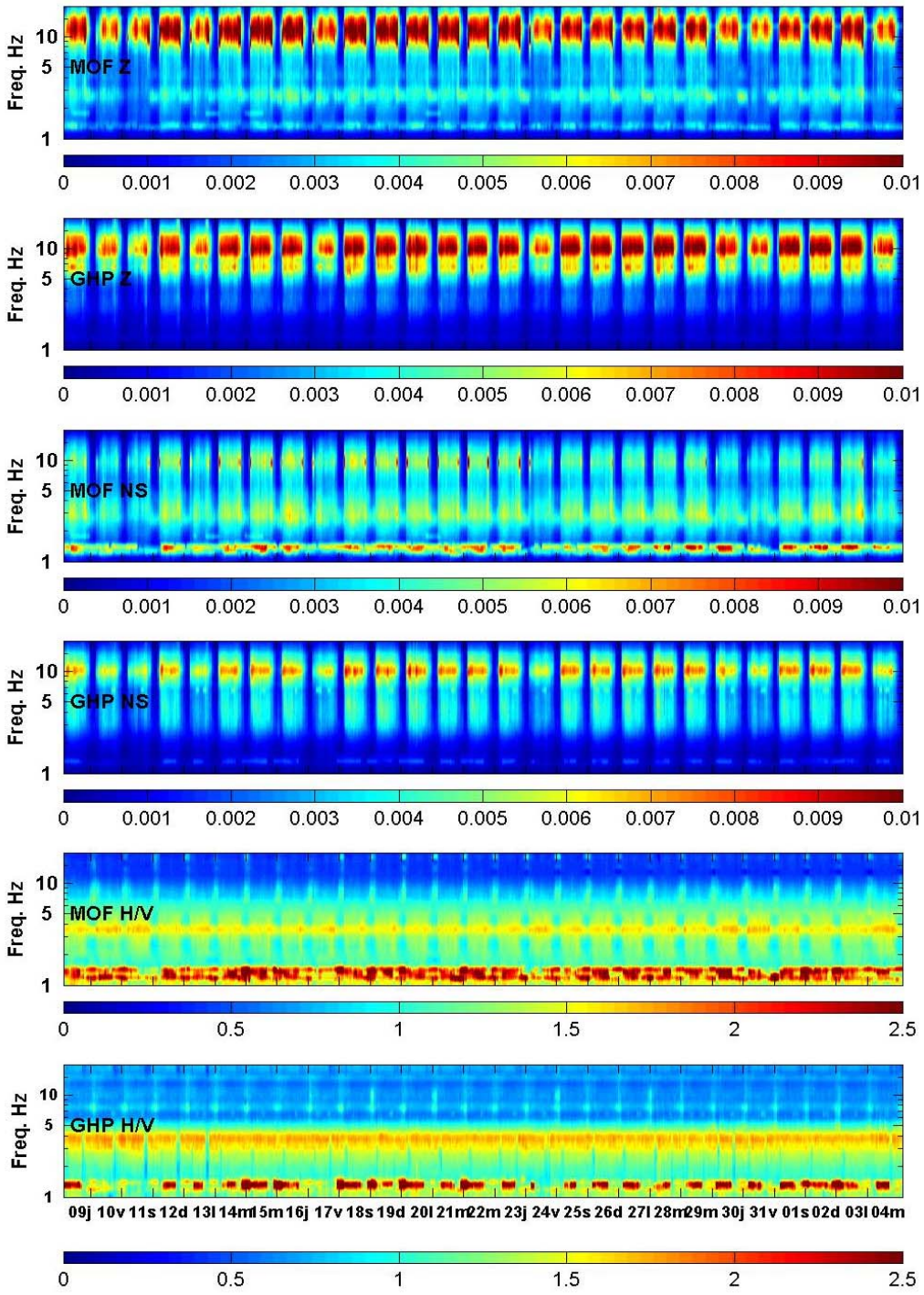


Figure 3.15 Stabilité temporelle des rapports H/V aux fréquences intermédiaires et hautes malgré les fortes variations journalières et hebdomadaires de l'amplitude spectrale. Les pics observés autour de 1.3 Hz avec les variations irrégulières mais souvent diurnes sont des pics industriels.

3.5 Bruits industriels ; comportement spatial et temporel, influence sur le rapport H/V

Dans une ville comme Téhéran ayant beaucoup de petites et grandes usines parfois situées au cœur de la ville, l'existence des bruits industriels doit être considérée pendant l'analyse du bruit de fond pour éviter des mauvaises interprétations. Notre expérience à Téhéran montre que ce type de bruits peut exister à différentes fréquences, y compris à très basse fréquence, et donner de forts pics sur le rapport H/V qui peuvent facilement se confondre avec des pics naturels liés à l'amplification du sol. Plusieurs pics du rapport H/V sont ainsi suspectés d'avoir une origine industrielle, dont les plus importants se situent aux fréquences 1.2 et 1.4 Hz. Ces bruits sont assez forts pour être enregistrés quasiment partout à Téhéran, même à l'extrême nord de la région étudiée (station JAM), et provoquer des maxima locaux sur les courbes H/V de toutes les stations du réseau temporaire, ainsi que sur celles de la plupart des enregistrements ponctuels.

Dans les études antérieures (JICA & CEST, projets IIEES), ce pic vers 1.2-1.5 Hz a été remarqué, mais a quasiment toujours été considéré comme un pic naturel, en particulier pour le projet microzonage au sud-ouest de Téhéran. Pour le projet sud-est, des doutes ont été émis sur l'origine de ce pic, mais seulement pour les sites où les résultats H/V étaient en désaccord avec le calcul 1D, et sans qu'aucune explication ne soit proposée. Quant au projet de microzonage sismique de Téhéran mené par JICA & CEST (2000), l'équipe Kinemetrics ayant effectué l'étude a proposé une origine instrumentale due à une interaction entre les transformateurs principaux des lignes électriques à haute tension, et l'électronique de la station SSR-1 utilisée pour l'enregistrement du bruit.

Nous avons donc jugé important d'étudier ces bruits plus en détail afin de vérifier leurs origines et leurs comportements spatiaux et temporels. Parmi les différents pic H/V dont l'origine industrielle a été indiquée dans la section précédente sur les spectrogrammes des figures 3.6, 3.14 et 3.15, nous avons choisi pour cette étude détaillée les pics situés vers 1-1.5 Hz, en raison de présence systématique partout dans la ville.

3.5.1 Test de l'origine (SESAME)

Dans une première étape, nous avons effectué les différents tests proposés par SESAME (2004) pour tester l'origine industrielle. La figure 3.16 (cadres a et b) montre les spectres de

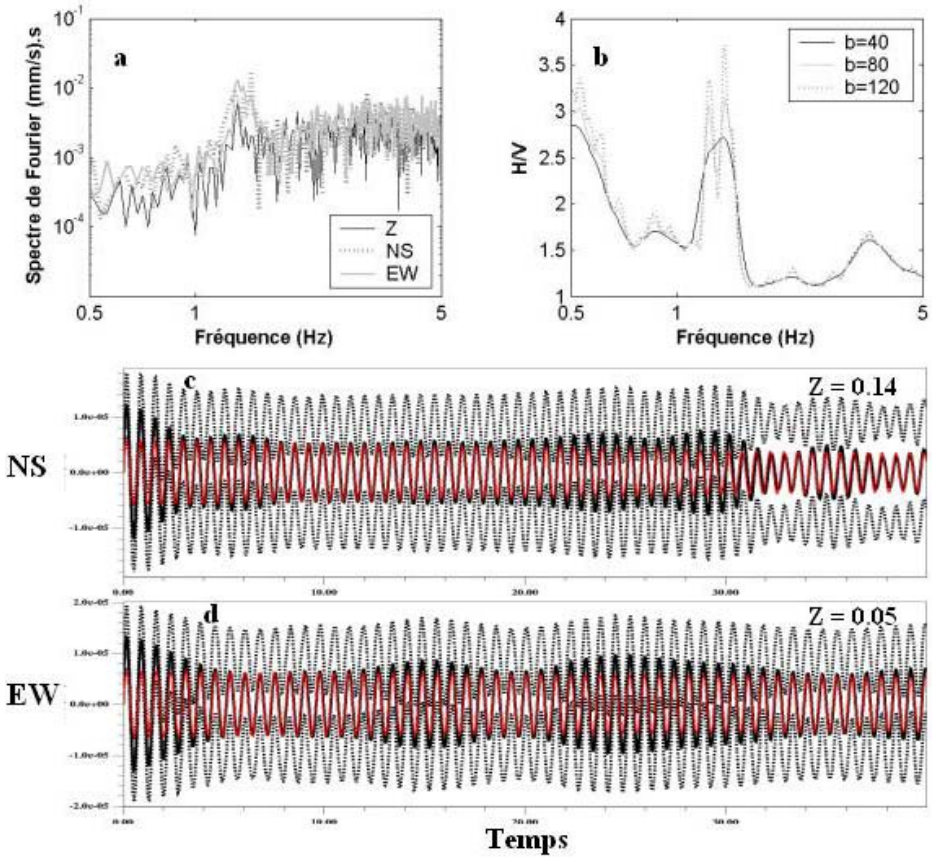


Figure 3.16 a. Tests sur l'origine industrielle des pics à la station MOF. En haut, spectres de Fourier de 3 composantes (calculés sur 4096 points: 50 sec) avec un pic distinguable à 1-1.5 Hz liée aux bruits industriels; b. évolution des courbes H/V en fonction du lissage; c et d. application de la méthode des décréments aléatoires après filtrage entre 1.3 -1.5 Hz sur une fenêtre de 40 s : l'amortissement résultant est extrêmement faible.

Fourier pour 3 composantes calculées à partir d'un enregistrement de 1 heure de bruit à la station MOF ainsi que trois courbes H/V obtenues en utilisant différents coefficients de lissage "b" dans la fonction de lissage Konno et Ohmachi.

Cette figure montre clairement l'existence de pics nets sur les spectres bruts de toutes les composantes pour une fréquence autour de 1.3 Hz. Quand au rapport H/V, deux pics apparaissent dès lors que l'on choisit un coefficient "b" suffisamment grand, et leur largeur diminue quand le lissage diminue. Enfin, l'application de la technique des décréments aléatoires (cadres c et d) montre clairement le très faible amortissement, témoin d'une source excitatrice entretenant le bruit dans cette bande de fréquences.

3.5.2 Caractéristiques spatiales et temporelles

Au début de cette analyse, pensant à l'existence d'un seul bruit industriel dans cette bande de fréquence, nous avons regardé la variation de son amplitude spectrale ainsi que son mouvement particulaire en fonction de la position géographique afin de trouver la source éventuelle. L'étude détaillée des spectrogrammes du rapport H/V nous a ensuite montré l'existence de plusieurs sources de bruits de fréquences très proches (entre 1.2 et 1.5 Hz). Cette proximité de contenu fréquentiel ne nous permet pas de les étudier séparément pour tous les point de mesure, ni donc d'en identifier la source exacte. D'autant que les enregistrements "ponctuels" ne sont pas simultanés, et sont même parfois séparés temporellement de plusieurs années. On peut néanmoins espérer obtenir quelques éléments d'information en étudiant les variations d'amplitude spectrale et la polarisation horizontale des mouvements particulaires sur l'ensemble des fréquences entre 1.2-1.5 Hz. Dans ce but nous avons d'abord vérifié l'existence ou l'absence de pic dans cette bande sur les courbes d'amplitude spectrale et les rapports H/V obtenus pour tous les points de mesures, récentes et antérieures. Dans l'affirmative, deux informations ont été extraites et cartographiées sur l'ensemble de l'agglomération: l'amplitude spectrale maximum dans la bande 1.2 – 1.5 Hz (figure 3.16), et la direction de polarisation horizontale (figure 3.16b) [cette dernière a été identifiée par filtrage passe-bande 1.2-1.5 Hz des deux composantes horizontales, et représentation du mouvement particulaire correspondant]. Il en ressort que:

- A l'exception de quelques enregistrements effectués dans la partie nord de la ville, tous les autres sont affectés par la présence de ces bruits industriels.
- L'amplitude spectrale de ces bruits manifeste une variation spatiale relativement cohérente, avec les valeurs les plus fortes dans la partie sud-centrale de la ville, aux alentours de la station MOF. Ceci suggère que les sources de ces bruits sont situées quelque part dans la partie sud de la ville.
- Les mouvements particulaires montrent les directions de polarisation très variables même sur une distance très courte, de sorte que l'on ne peut rien en conclure à ce stade.

Pour essayer de comprendre ces variations apparemment incohérentes de la polarisation, ainsi que l'évolution temporelle de ces bruits, nous avons repris 10 jours d'enregistrement continu à la station MOF et retraité les données avec un lissage très faible (b=120) et seulement pour les fréquences comprises entre 1 et 2 Hz.

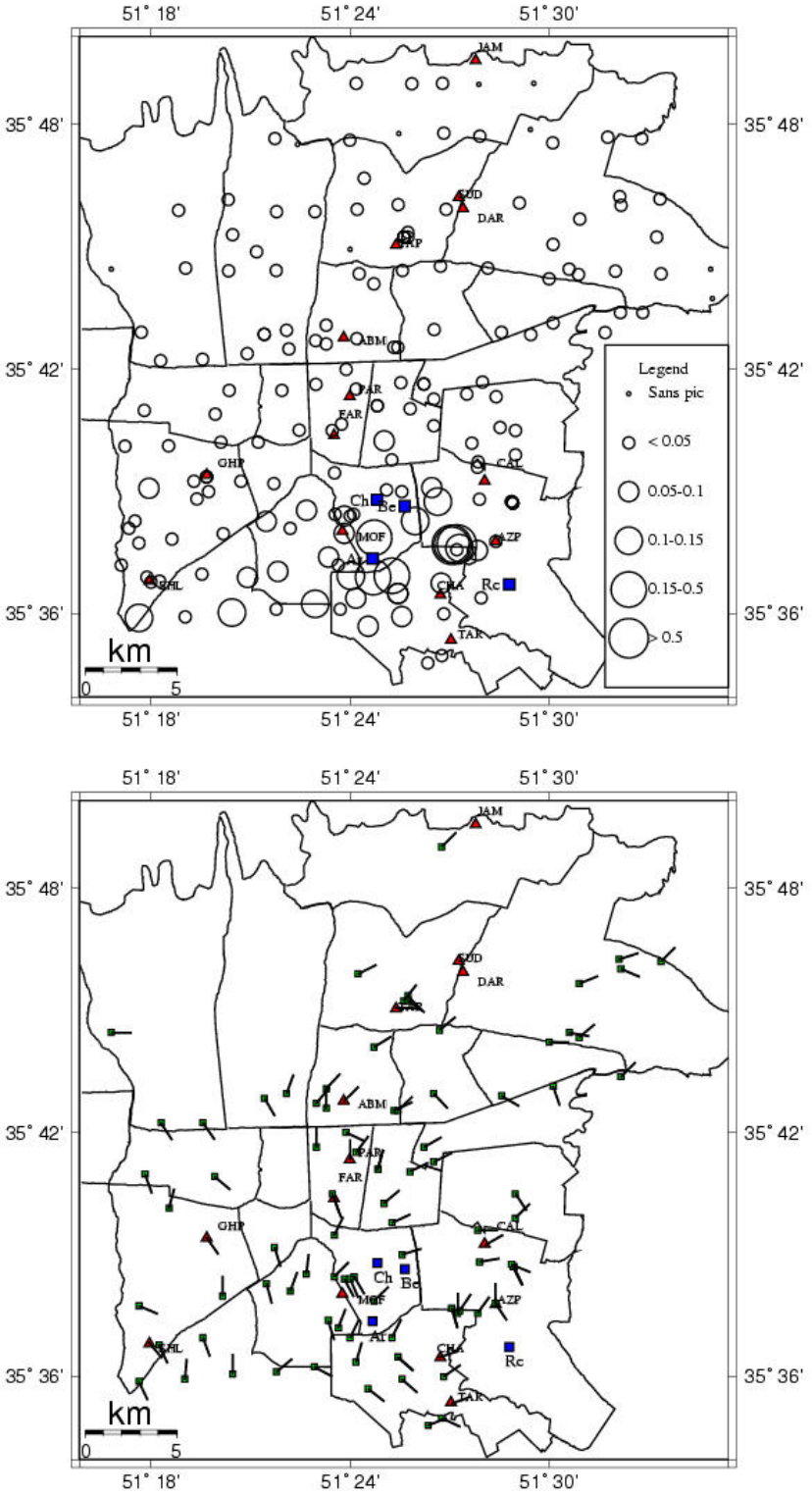


Figure 3.16 Variation spatiale de l'amplitude spectrale normalisée par rapport au maximum de la composante EW (haut) et polarisation horizontale du mouvement particulaire (bas) des bruits industriels situés dans la bande 1.2-1.5 Hz. Les carrés montrent les positions de quelques grandes usines au sud de la ville.

Dans un premier temps, nous avons comparé les amplitudes spectrales à MOF et à TAR pour deux jours consécutifs, le premier férié (11 mai 2002 – où en principe les usines ne devraient pas tourner – sauf exception), et l'autre non (figure 3.17). On peut clairement distinguer trois pics différents aux fréquences moyennes de 1.24, 1.36 et 1.44 Hz; les deux extrêmes sont visibles même le jour férié, le pic central n'apparaît que pendant la journée - ouvrée - du 12 mai.

Ensuite, nous avons analysé (Figure 3.18) la variation de l'amplitude spectrale normalisée à la station MOF sur une période de 10 jours (11 - 20 mai 2002) pour les fréquences de 1 à 1.7 Hz. Les deux pics à 1.24 et 1.44 Hz apparaissent très stables et quasi permanents, avec quelques arrêts de courte durée, de temps en temps mais non cycliques. Le pic intermédiaire (1.36 Hz), semble suivre un rythme quasiment journalier et hebdomadaire, mais avec des durées d'activité et de repos très irrégulière.

La polarisation change aussi d'une fréquence à l'autre, le pic intermédiaire par exemple étant fortement prédominant sur la composante EO, alors que le pic à 1.44 Hz a plus d'énergie sur la composante NS. Cette sensibilité de la polarisation à la fréquence, que l'on retrouve très clairement sur les mouvements particulaires après filtrage passe-bande très étroit, aussi bien à TAR qu'à MOF (Figure 3.19), peut expliquer l'extrême variabilité géographique, apparemment incohérente remarquée sur la figure 3.16, sachant que ces mesures ont été effectuées à différentes périodes du jour ou de la nuit, pour lesquelles le bruit prédominant peut avoir des origines différentes.

Le comportement spatial et temporel ainsi observé pour ces artefacts, ainsi que leur persistance quelle que soit l'instrumentation utilisée pour la mesure, rend assez difficiles à admettre les explications proposées dans les études antérieures quant à l'origine de ces bruits, et suggère fortement une ou des source industrielles spécifiques. Compte tenu de l'augmentation de leur amplitude dans la partie sud de la ville, nous avons aussi indiqué sur la carte de la figure 3.16 les emplacements de plusieurs grandes usines au sud de la ville, qui pourraient en être les sources éventuelles: Rc désigne une cimenterie, Be une centrale électrique, Ch une usine textile et Ar une usine de farine. Après échanges oraux avec des cadres de ces usines, il s'avère d'une part qu'elles ont toutes une activité 24 h/24, et d'autre part que l'usine textile a eu des périodes de faible activité irrégulière pendant la nuit. La détermination précise de la source de chacun de ces bruits ne semble pas possible avec les données existantes, mais l'observation les pics à 1.24 et 1.36 Hz sur les données de bruit synchrone aux stations du réseau temporaire montrent que ces pics ont toujours leurs maximums pour la composante NS à la stations FAR et pour la composante EW à la station

MOF. La figure 3.20 montre un exemple de cette analyse pour un enregistrement du 1 mai 2002 à 4:30 heure (pour les stations CAL, SUD et JAM c'est l'enregistrement de 2 juin 2002 à 4:30 qui a été utilisé vu de penne des stations en 1 mai. Cependant sur cette figure l'amplitude spectrale pour ces trois stations a été corrigé en les multipliant aux rapport de l'amplitude à MOF pour ces deux enregistrement (Mof au 1 mai/ Mof au 2 juin). Les observations sur l'amplitude (plus forte aux stations MOF et FAR et dans l'ensemble de cette zone- cf. figure 3.16-, ainsi que sur le rythme d'activité incitent à proposer l'usine textile ("Ch" sur la carte) comme la source du bruit aux fréquences de 1.24 et 1.36 Hz.

La relativement forte amplitude aux stations CAL, TAR et AZP, ainsi qu'à quelque autres sites de mesure ponctuelle proches de AZP, pourrait alors être liée à l'existence d'une amplification significative dans cette bande de fréquence (voir le chapitre 3).

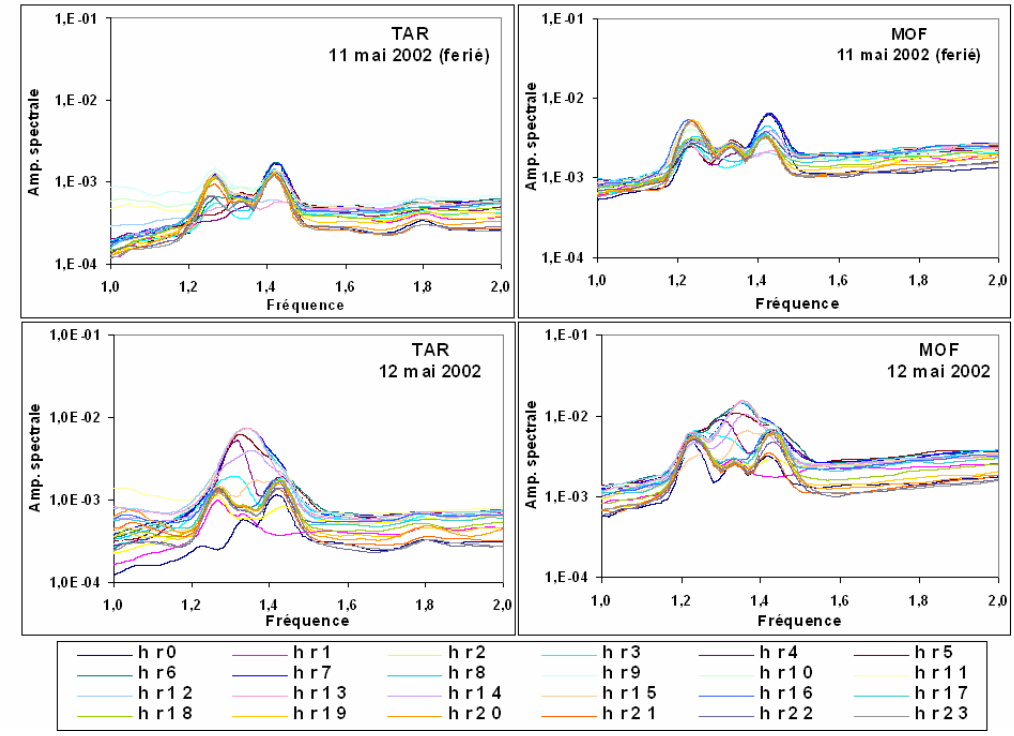


Figure 3.17 Détail des amplitudes spectrales dans la bande 1-2 Hz, pour deux jours consécutifs férié (11/05/2002, haut) et ouvré (12/05/2002, bas) aux stations MOF (droite) et TAR (gauche). Les données ont été retraitées pour les fréquences 1-2 Hz avec un lissage b=120; les différentes courbes correspondent à différentes tranches horaires.

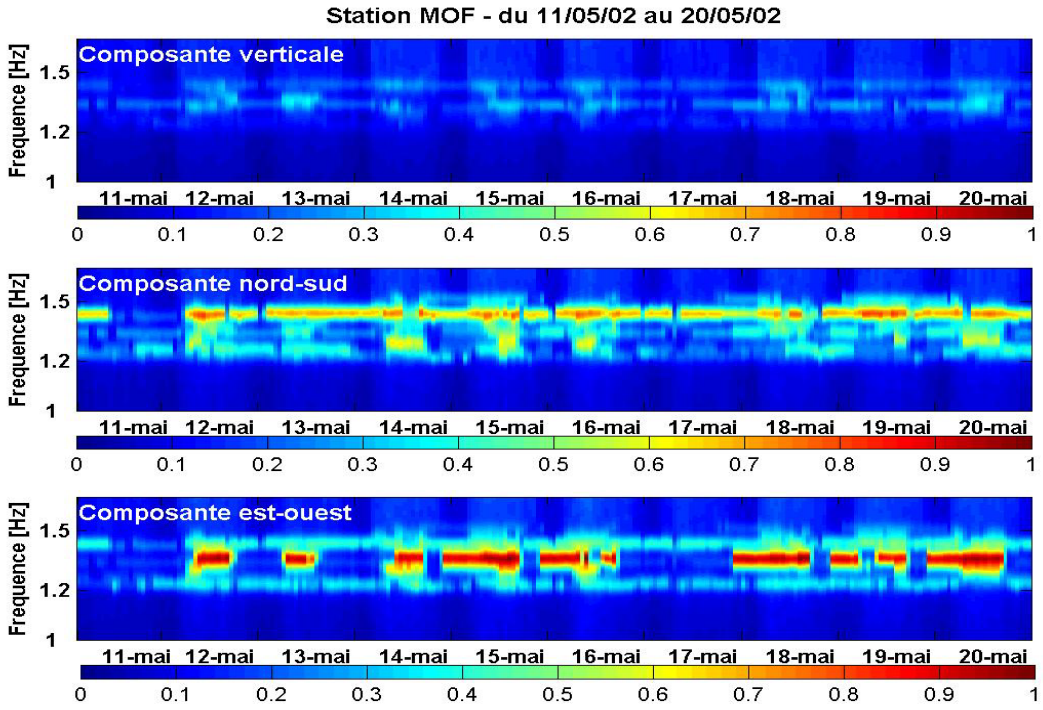


Figure 3.18 Variations de l'amplitude spectrale des bruits industriels (normalisée par le maximum de 3 composantes) pour les trois composantes à la station MOF.

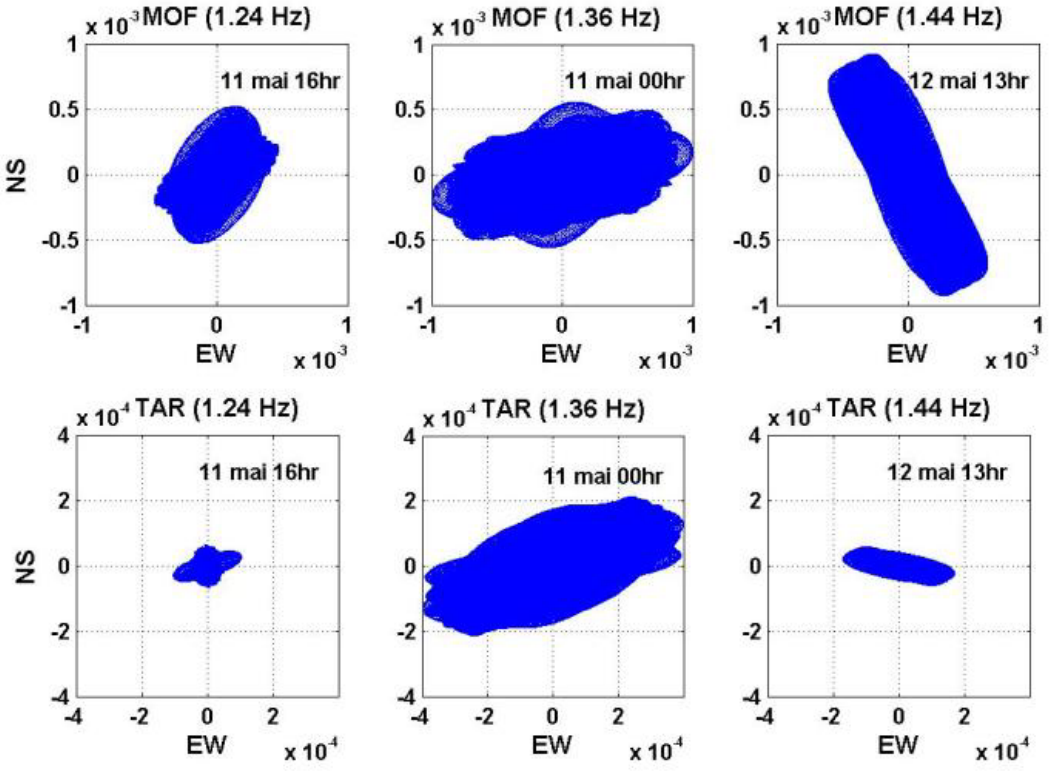


Figure 3.19 Exemples de la variabilité des mouvements particulaires associés aux bruits industriels pour différentes tranches horaires aux stations MOF et TAR

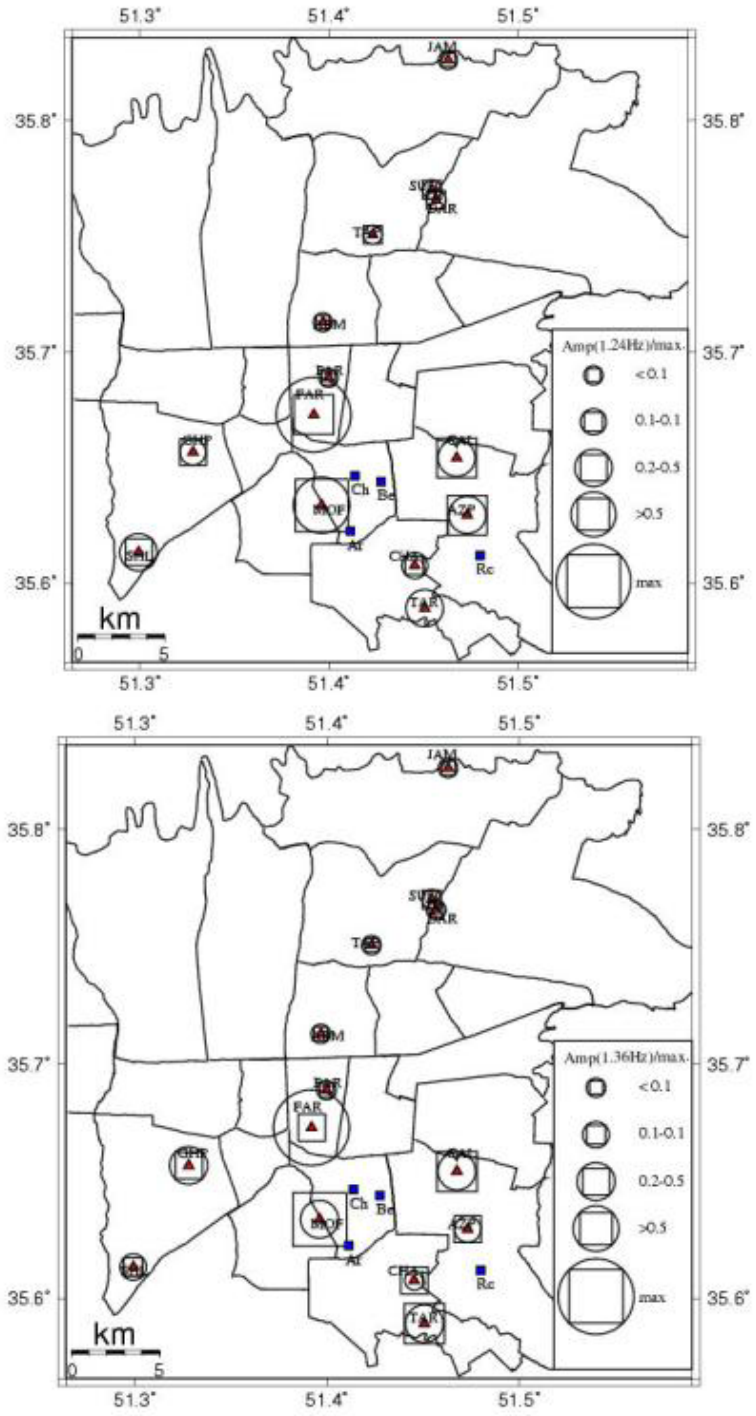


Figure 3.20 Comparaison de l'amplitude spectrale du bruit industriel à 1.24 Hz (haut) et 1.36 Hz (bas) pour 1 heure de bruit enregistrée le 1 mai 2002 à 4h30 sur le réseau sismologique temporaire de Téhéran. Pour station CAL, SUD et JAM l'enregistrement au 2 juin, modifié par le rapport de ceux de MOF dans ces deux dates, est appliqué. La taille des symboles montre le rapport entre l'amplitude à une station donnée par rapport à la station de maximum (carrés pour EW et cercles pour NS).

3.6 Conclusions : intérêt des mesures de fond à Téhéran

L'objectif initial des mesures de bruit de fond (les nôtres comme celles des études antérieures) était de cartographier la fréquence fondamentale et d'avoir ainsi un guide pour l'interpolation des mesures directes d'amplification réelle sous séisme, obtenues expérimentalement sur les 14 sites du réseau temporaire.

Ceci n'est évidemment possible que si les informations extraites du bruit de fond sont cohérentes avec celles des enregistrements de séismes – ce que nous croyions au départ, sur la base de nombreuses autres expériences positives (cf. aussi chapitre suivant) -. Or la comparaison des résultats H/V bruit de fond avec ceux du chapitre 3, déjà évoquée sur la figure 3.1, et reprise de façon plus explicite sur la figure 3.21, remet fortement en cause ce postulat de départ, valable seulement pour les stations MOF et FAR même en utilisant des enregistrements longs et peu bruités (1 heure extraite à 3h30 du matin). A contrario le (re)traitement H/V des données ponctuelles de bruit de fond obtenues au cours de quatre projets différents - dont le projet actuel -, avec les capteurs courtes périodes révèle bien – si on veut le voir - un pic basse fréquence à beaucoup d'emplacements situés dans les parties sud et centre de la ville, et plus particulièrement dans le quartier autour des stations MOF, SHL et FAR (cf. figure 3.3). Il est remarquable aussi que l'amplitude des pics H/V atteint parfois des valeurs significatives, proches de l'amplification mesurée sous séismes.

En réponse à cette apparente contradiction, l'analyse de la variation temporelle long terme du rapport H/V a procuré des résultats originaux et intéressants: pour les sites à forte amplification basse fréquence comme MOF et SHL, le pic H/V basse fréquence est d'autant plus net (et fort) que le bruit comporte plus d'énergie, tandis que son amplitude reste faible pour les autres où existe aussi une amplification basse fréquence, mais limitée. Il ressort par ailleurs de la comparaison avec les données anémométriques qu'il semble exister une relation directe - assez logique - entre l'arrivée d'énergie basse fréquence à Téhéran, et les conditions météorologiques sur la mer Caspienne; une confirmation serait cependant bienvenue, avec des données quantitatives sur le niveau des vagues en Caspienne (et éventuellement en Mer Noire, Golfe persique et mer d'Oman), et/ou une analyse de bruit de fond en réseau dans Téhéran pour déterminer l'azimut des sources de bruit à basse fréquence.

Ces deux observations suggèrent que, pour des sites comme Téhéran, ayant une amplification basse fréquence non liée à l'existence des couches superficielles très molles, la capacité de la technique H/V bruit de fond à identifier la fréquence fondamentale dépend en premier lieu de l'existence d'un bruit suffisamment énergétique au moment des mesures: cette

condition n'est pas gênante pour des zones insulaires comme le Japon, mais peut s'avérer très limitative pour des zones continentales. Dans de telles zones, il est donc plus prudent de doubler les mesures ponctuelles de bruit de fond par des enregistrements continus sur une longue durée (plusieurs semaines), en quelques sites judicieusement choisis, permettant d'une part d'apprécier directement la stabilité ou non du rapport H/V, et d'autre part de récolter au minimum des enregistrements de téléséismes donnant directement accès à l'amplification basse fréquence. On peut aussi recommander de réaliser les campagnes de bruit de fond lors des périodes de mauvaises conditions météorologiques régionales, tout en gardant à l'esprit cependant que la pluie et le vent local peuvent aussi perturber les mesures de bruit de fond.

Il se peut que ces observations inhabituelles soient liées à un relativement faible contraste de vitesse au contact fond des sédiments / substratum, puisque dans ce cas l'ellipticité des ondes de Rayleigh ne présente pas de pic marqué autour de la fréquence fondamentale (Bonnefoy-Claudet, 2004; Malczewski et Scherbaum, 2004): le manque de connaissance sur la structure profonde du sous-sol à Téhéran nous interdit de conclure sur ce point.

Deux autres conclusions méthodologiques ressortent de cette étude:

- A l'inverse de son comportement basse fréquence, les rapports H/V restent très stables à haute fréquence au cours de temps: à peine peut-on identifier une très légère variation journalière en fonction de l'activité humaine.
- Dans une agglomération comme Téhéran, les rapports H/V sont aussi "pollués" par de nombreux pics parasites, parfois assez forts, liés aux vibrations entretenues d'origine industrielle. Les trois plus importants pics de ce type à Téhéran sont concentrés dans une gamme de fréquences très étroite (1.2 à 1.5 Hz); leur origine est très probablement localisée dans la partie sud de la ville, mais cette étude n'a pas permis de les identifier sans ambiguïté. Les différentes méthodes proposées dans le guide SESAME se sont avérées très efficaces pour identifier l'origine industrielle de ces pics, et éviter ainsi de les interpréter à tort en termes de conditions géologiques locales et/ou d'effets de site.

Compte tenu des limitations basse fréquence, il convient de rester prudent dans l'extrapolation des observations d'amplification réalisées sur seulement une douzaine de sites à Téhéran. Néanmoins, comme le sous-sol présente d'assez fortes variations latérales - assez bien connues en surface, mais très mal en profondeur -, il est raisonnable d'envisager l'existence de sites à amplification encore plus forte que celles de nos stations fixes (MOF, SHL,…). En appui à cette position prudente, on verra plus tard (chapitre 6) que l'étude des accélérogrammes du séisme de Kojour (Baladeh) du 21/05/2004 enregistrés par le réseau

accélérométrique national de l'Iran (BHRC) confirme cette conclusion pour au moins un site (maison de la culture de Bahman) situé au nord de la station MOF, indiquant une valeur d'amplification basse fréquence autour de 10.

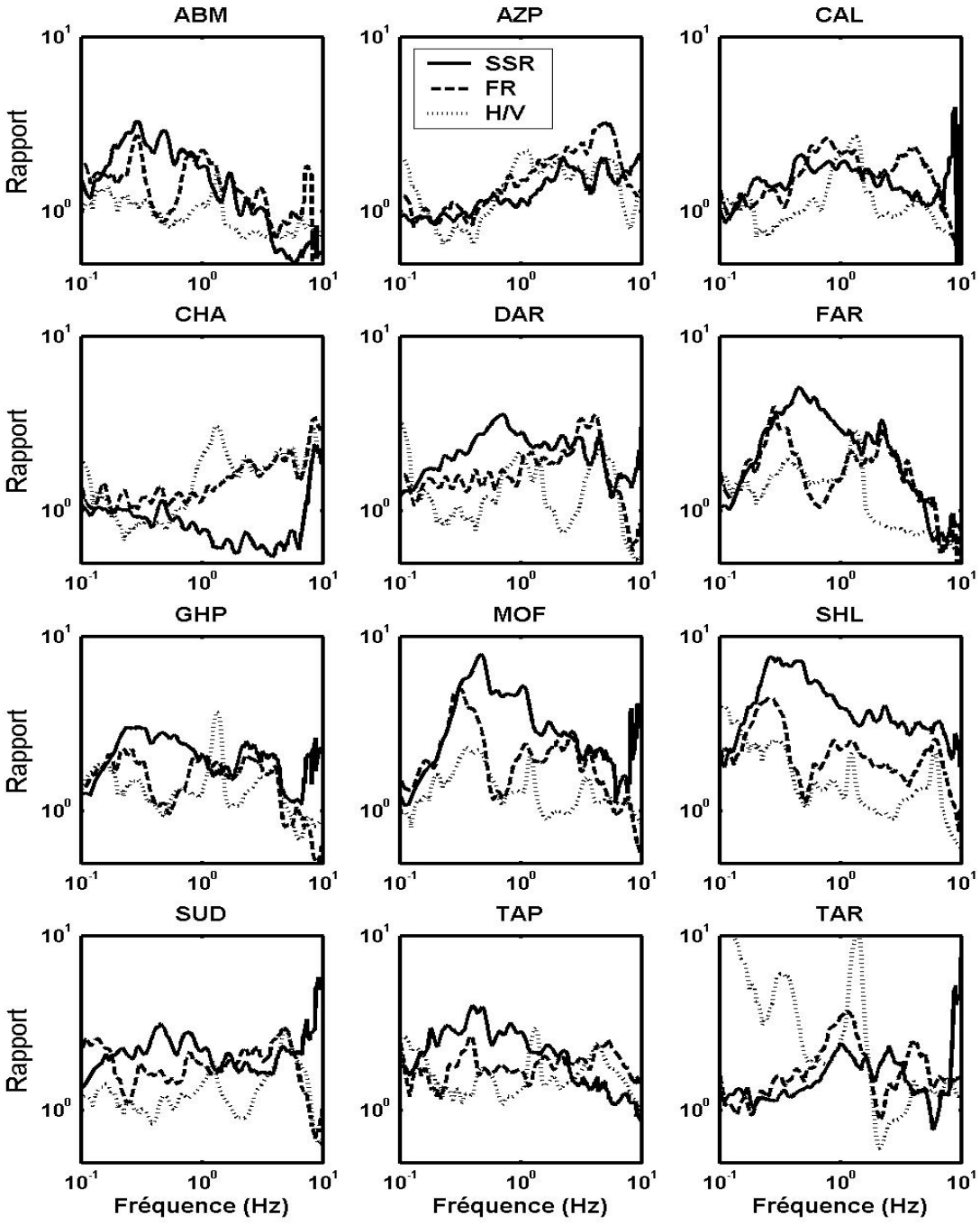


Figure 3.21 Comparaison des rapports spectraux moyens calculés par trois différentes méthodes pour les stations du réseau temporaire: rapport site/référence (trait continu), rapport H/V séismes (tiretés), et rapport H/V bruit (pointillés)

Chapitre 4:

Evaluation empirique de la méthode H/V bruit (Projet SESAME)

4.1 Introduction sur projet SESAME

Nous avons vu dans les chapitres précédents que, dans le cas de Téhéran, il existe des différences importantes entre les résultats de la méthode H/V bruit de fond et ceux indiqués par les rapports spectraux classiques (site/référence), non seulement quant au niveau d'amplification, mais aussi quant à la fréquence fondamentale. Nous avons rappelé par ailleurs que les bases de la méthode H/V font l'objet de beaucoup de controverses, ainsi que le champ de ses capacités à estimer la réponse du sol.

Pour répondre à ces interrogations, le programme de recherche européen SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations) a vu le jour au printemps 2001 dans le but d'étudier en profondeur les deux techniques les plus récentes proposées pour l'estimation des effets de site à partir des données du bruit de fond: la technique très simple du rapport spectral horizontal/vertical (H/V); et la méthode plus avancée de l'analyse de réseau.

Les objectifs étaient (Bard et al, 2004):

- Mieux comprendre le physique de base de ces deux techniques
- Evaluer leur robustesse et leurs capacités réelles pour l'estimation de l'effet de site
- Elaborer des guides ou recommandations d'utilisation, ainsi que des logiciels de traitement, pour assurer une utilisation correcte

Pour chacun de ces thèmes, différents laboratoires de recherche européens ont mis en commun leurs expertises dans différents domaines (sismologie, géologie, géophysique,

traitement de signal et calcul numérique) et les résultats ont été rassemblés dans le Site Web de projet (http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr).

Pour ce qui concerne la méthode H/V, plusieurs volets ont été considérés:

a. Origine physique du pic H/V (Bonnefoy-Claudet; 2004);
b. Influence de l'instrumentation sismologique utilisée, et des conditions de mesure, sur les résultats de H/V (Duval et al, 2004; Atakan et al, 2004a; Délivrable D01.02 sur http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr);
c. Logiciel de calcul du rapport H/V (Atakan et al, 2004b; délivrable D09.03 sur http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr)
d. Evaluation empirique de la méthode H/V par comparaison directe d'une part avec les rapports spectraux site/référence établis à partir d'enregistrements de séismes, et d'autre part avec les dégâts observés lors de séismes destructeurs (chapitre présent, Theodulidis et al. 2004, délivrable D16.04 sur http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr,)

Le travail exposé dans ce chapitre se situe donc dans le cadre SESAME, et a pour but d'évaluer expérimentalement la fiabilité des résultats de la méthode H/V bruit en les comparant avec les résultats des séismes.

4.2 Pertinence de la méthode H/V bruit: évaluation empirique

Article preparé pour le BEE (Bulletin of Earthquake Engineering; Special issue de SESAME Research Programme)

"Empirical **evaluation of microtremor H/V spectral ratio"**

E. Haghshenas, P.-Y. Bard, N. Theodulidis and SESAME WP04 Team

4.2.1 Abstract

The objective of this work is to perform a purely empirical assessment of the actual capabilities of the horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratio technique to provide reliable and relevant information concerning site conditions and/or site amplification. This objective has been tackled through the homogeneous (re)processing of a large volume of earthquakes and ambient noise data recorded by different research teams in more than 200 sites located mainly in Europe, but also in the Caribbean and in Tehran. The original recordings were first gathered in a specific database including as much information as possible on the sites and recorded events. Then, for all sites close to an instrumented reference, average site-to-

reference spectral ratios ("SSR") were derived in a homogeneous way (window selection, smoothing, signal-to-noise ratio threshold, averaging), as well as H/V ratios ("RF") on earthquake recordings. Noise H/V ratios were also obtained according to the SESAME H/V user guidelines. The spectral curves resulting from these three techniques were finally compared in terms of fundamental frequency, amplitude and amplification bandwidth, exhibiting agreements and disagreements, for which interpretations are looked for in relation with site geotechnical conditions.

The first important result consists in the very good agreement between fundamental frequencies obtained from either technique, observed for 81% of the analyzed sites. A significant part of the disagreements correspond to thick, low frequency, continental sites where natural noise level is often very low and H/V noise ratios do not exhibit any clear peak. Another important result concerns the absence of correlation between H/V peak amplitude and the actual site amplification measured on site-to-reference spectral ratios. There are, however, two statistically significant results about the amplitude of the H/V curve: the peak amplitude may be considered as a lower bound estimate of the actual estimate (it is smaller for 79% of the 104 investigated sites), and, from another point of view, the difference in amplitude exhibits a striking correlation with the site geometrical characteristics: large SSR / HV differences are thus likely to indicate the existence of significant 2D or 3D effects.

This broad experimental comparison thus indicates that ambient noise measurements, when performed, processed and analyzed with caution, can provide useful, though limited, quantitative information on site conditions and amplification effects: they can recommended as an inexpensive and fast tool for microzonation studies, which should always be however a) carried very carefully, and b) complemented by other more heavy instrumental and/or numerical investigations.

4.2.2 Introduction

Nowadays a priori estimations of site effects became a major challenge for an efficient mitigation of seismic risk. In the case of moderate earthquakes, or moderate motion at some distance from large events, severe damage is often limited to zones of unfavorable geotechnical conditions that give rise to significant site effects. In the case of large events, although damage distribution in the near-source area is also significantly affected by fault geometry and rupture history, and despite the generally beneficial influence of non-linear behavior in soft soils, there exist famous examples of tremendous site effects even in the near-field of large events (Northridge 1994, Kobe 1995, Quindio 1999, Kocaeli 1999, Athens 1999,

Bhuj 2001, Bam 2003). This underlines how important it is to account for site effects in the design of new constructions, in the retrofitting of existing structures - including the assessment of retrofitting priorities, and in land use planning as well. This is particularly valid in areas of low and moderate seismicity, as is the case for most European countries.

Unfortunately, the standard spectral ratio method (e.g. Borcherdt 1970) based on the comparison of earthquake recordings obtained simultaneously on soil sites and on a reference rock site, which is known as the most reliable method for site response estimation, is not always easy to be applied in urban areas, because of high instrumentation costs, a high level of noise and the resulting need for long duration experiments (several months), especially in low or moderate seismicity regions. On the other hand, the numerical estimation of site effects requires a detailed knowledge of some key geotechnical and geophysical parameters, some times up to large depths (several hundred meters), which result in very expensive costs.

Such strong demands for easier and cheaper methods recently met the propositions of using ambient noise recordings, especially with the extremely simple and appealing H/V spectral ratio technique first presented by Nogoshi and Igarashi (1971) and later put forth by Nakamura (1989, 1996). Though in a confidential journal, his first publication in English attracted a broad attention, and the use of H/V technique spread very rapidly worldwide, sometimes (often ?) without enough attention to the reliability of the recordings and obtained results. The physical basis of the method and its actual relevancy for site effect estimates still remain a controversial subject.

Besides a number of theoretical and/or numerical investigations on the underlying physics (see for instance Bonnefoy-Claudet et al., 2004; Malischewski and Scherbaum, 2004), another way to look into the reliability issue without any a priori assumption is simply to look at data: this is our approach in the present study, consisting in comparing the information on site effects derived from H/V spectral ratio on noise recording, with classical, well accepted methods (e.g. site-to-reference spectral ratio and, to a minor extent, receiver function) based on earthquake recordings at the same sites. The aim of this work is to perform an objective, purely experimental assessment of the H/V technique and to examine whether the noise H/V spectral ratio: a) provides a reliable estimate of the fundamental frequency at a given site; b) indicates the frequency band over which the ground motion is amplified; c) provides some quantitative information on the actual amplification level.

4.2.3 Previous experimental results: a short review

The applicability of the microtremor H/V technique has already been the subject of many experimental studies in recent years. 4.1 lists some of them, and summarizes their results concerning the comparison of microtremor H/V peak frequency and amplitude, with the fundamental frequency and amplification values derived from other techniques like SSR, receiver function, and estimated 1D transfer function.

As can be seen, the vast majority of observations emphasize the reliability of fundamental frequency derived from H/V processing. There exist, however, a few cases of disagreement: either H/V curves are flat and fail to exhibit the amplification witnessed by other techniques (Moya et al 2000, Haghshenas et al 2002), or the frequency of the H/V peak is different from values indicated by other techniques (Volant et al. 1998, Zaré et al. 1999, Haghshenas et al 2002, Maresca et al. 2003). Satoh et al. (2001) also report a case where the correlation of H/V peak frequency and fundamental frequency of site exhibits a frequency dependence: microtremor H/V peak frequencies roughly coincide with those of receiver function and SSR for S waves only for frequencies lower than 1 Hz and peak amplitude larger than 3.

As to the H/V peak amplitude, the values are much less consistent with the actual amplification values than what is observed for the fundamental frequency. For most of the cases however, the amplitude of the microtremor H/V peak is smaller than the amplification value given by the SSR method. Bard (1999) proposed that the difference of SSR and H/V amplification amplitudes may be related to 2D / 3D effects, in such a way that this difference gets larger and larger as 2D and 3D effects get more pronounced in SSR method. This suggestion was made on the basis of several site investigations in France and Greece (Bard et al, 1997), and observations in Coachella Valley (Field, 1996). In a comprehensive comparison study for sites from the KiK-net, K-net and Nobi plain networks in Japan, Sawada et al (2004) introduced an "integral" spectral intensity parameter taking into account both the amplitude and the bandwidth of the spectral peaks: the observed differences between H/V ratio and the two other methods (RF and SSR) exhibit a frequency dependence, decreasing with peak frequency of H/V method.

Table 4.1 Comparisons between the result s of the methods H/V of microtremor and other methods

Authors	Sites	Comp. with	Frequency	Amplitude
Duval 1994	Nice, Monaco, Venezuela	SSR	Good	Smaller or equal
Field & Jacob 1995	Oakland (California)	SSR	Good	Much smaller
Field et al. 1995	Giumri (Armenia)	SSR	Good	Much smaller
Field 1996	Coachella (USA)	SSR	Good	Much smaller
Lachet et al.1996	Thessaloniki (Greece)	SSR	Good	Smaller
Malagnini et al. 1996	Tuscany (Italy)	SSR	Good	Much smaller
Seekins et al. 1996	San Francisco (USA)	SSR	Good	Comparable
Teves-Costa et al 1996	Lisbon (Portugal)	SSRx	Good	Higher
Toshinawa et al. 1996	Santiago (Chile)	SSR	Good	Not consistent
Toshinawa et al. 1996	Christchurch (New-Zealand)	SSR	Good	Smaller
Zhao et al. 1996	Kushiro (Japan)	SSR	Good	Smaller
Bard et al. 1997	Many sites (France, Greece)	SSR	Good	Generally smaller
Lebrun 1997	Grenoble (France)	SSR	Good	Much smaller
Bour et al. 1998	Rhone Delta (France)	1D	Good	50% higher for th>10m equal for th <10m
Riepl et al. 1998	Volvi (Greece)	SSR	Good	Smaller
Volant et al. 1998	Garner Valley (USA)	SSR	Slightly Larger	Smaller
Zhao et al. 1998	Osaka (Japan)	SSR	Good	Smaller
Bindi et al. 1998 ,2000	Umbria-Marche (Italy)	RF ?	Good	Smaller
Zaré et al. 1999	Strong Motion of Iran	RF	Not good	Not consistent
Moya et al. 2000	Costa Rica	SSR, RF	Slightly larger	Always smaller
Ojeda & Escallon 2000	Periera city, Western Colombia	RF	Good	Smaller
Semblat et al. 2000	Nice (France)	SSR	Good	Smaller
Zaslasky et al. 2000	Parsa, Dead Sea (Israel)	SSR, RF	Generally good	Comparable
Cid et al. 2001	Barcelona (Spain)	1D TF	Good	Smaller
Horike et al. 2001	Kushiro, Japan	SSR, RF	good	Comparable for some site
Satoh et al. 2001	Sendai (Japan)	SSR, RF, 1DTF	Depend on fr.	Not consistent
Haghshenas et al. 2002	Tehran, Iran	SSR	Not good	Not consistent
Rodriguez and Midoriakawa 2002				Comparable
Maresca et al. 2003	Benevento, Italy	SSR	Not good	Not consistent
Nguyen et al. 2004	Northern Belgium	1D TF	Good	Higher
Panou et al. 2004a	Thessaloniki, Greece	RF	good	Comparable
Sawada et al 2004	Japan	SSR, RF	Good	Quite smaller

4.2.4 Data and data processing

4.2.4.1 Data

While this literature review provides very instructive qualitative information on the capabilities of the H/V technique, it cannot be used for deriving quantitative results concerning frequency or amplitude, since data processing techniques (window selection, smoothing, averaging, etc.) are highly variable from one study to the other. In order to overcome this limitation, our goal here has been to have a homogeneous processing of a large data set. In that aim, the first step has been to gather all data already recorded by the various teams involved in the SESAME project on the occasion of previous experiments in Greece, Italy, France, Switzerland, Portugal and Iran. As listed in the inventory of Table 4.2, earthquake and ambient noise recordings are simultaneously available at more than 230 sites located in very different geological settings, including soft and stiff, shallow and deep soils, with or without large lateral variations. For each of them, a Standard Information Sheet (SIS) detailing the site conditions and characteristics of recorded events were filled and archived in a specific SESAME database.

For more than 180 out of these 230 sites, a nearby rock reference site was also instrumented, and could record the same events (most often only in the weak motion range): it is thus possible to compare directly the experimental transfer functions (i.e., site/reference spectral ratios derived from earthquake recordings), and the H/V ratios derived from noise measurements.

In addition to these 180 sites associated with weak motion data, recordings from 31 Greek accelerometric stations could be used, despite the absence of a reference station, to compare H/V ratios from noise and strong motion data (Theodulidis et al. 2005).

4.2.4.2 Data processing

For all the weak motion sites, three different spectral ratios were computed and compared: site/reference spectral ratio (SSR); H/V spectral ratio on earthquake data (receiver function, RF) and H/V spectral ratio on ambient noise data (H/V). Although the earthquake recordings had been already processed and analyzed in terms of site amplification in previous studies (Citer Lebrun et al., 2001; Lachet et al., 1996; Lebrun et al., 2004; Duval et al., 1995), they were all reprocessed in a homogeneous way.

Table 4.2 Data inventory for the experimental assessment of H/V technique

Team	Data set	Number of sites	Weak motion (< 0.1 g)	Strong motion (> 0.1 g)	Site Information	Reference site
ITSAK	Strong motion network	> 22	X		Very good	No
		> 10		x	Very good	No
ETHZ	Strong motion network	10	X	-	Poor	No
CNR/ IDPA INGV	Fabriano	19	X	-	Fair to good	Yes
	Predappio	20	X	-	Fair to good	Yes
	Benevento	9	X	-	Fair to good	Yes
	Catania	7	X	-	Fair to good	Yes
	Colfiorito	10	X	-	Fair to good	Yes
	Verchiano	10	X	-	Fair to good	Yes
	Citta di Castello	> 35	X	-	Fair to good	Yes
LGIT/LCPC/CETE/IIEES	Annecy	3	X	-	Poor	Yes
	Grenoble	9	X	-	Good toVG	2 (Borehole)
	Corinthe	7	X	-	Good	Yes
	Ebron	3	X	-	Good	Yes (2)
	Nice	4	X	-	Good	Yes
	Pointe-à-Pitre	4	X	-	Fair	Yes (3)
	Volvi	15	X	-	Good to VG	3 (Borehole)
	Thessaloniki	8	X	-	Good to VG	Yes (2)
	Lourdes	9	X	-	?	Yes
	Tehran	11	X	-	Fair	Yes (2)

For each earthquake data set, the signal windows were selected with a common procedure at all sites: considering both the reported weak sensitivity of site/reference ratios to wave type, and the importance of diffracted in late S wave part on the amplification value (Field et al., 1995), long signal windows were deliberately chosen, including both P and S phases, for both the site/reference and H/V spectral ratios. Their Fourier spectra were then smoothed following the Konno & Ohmachi procedure, and a geometric "average" horizontal spectra was derived (i.e., square-root of the product of the two horizontal components).

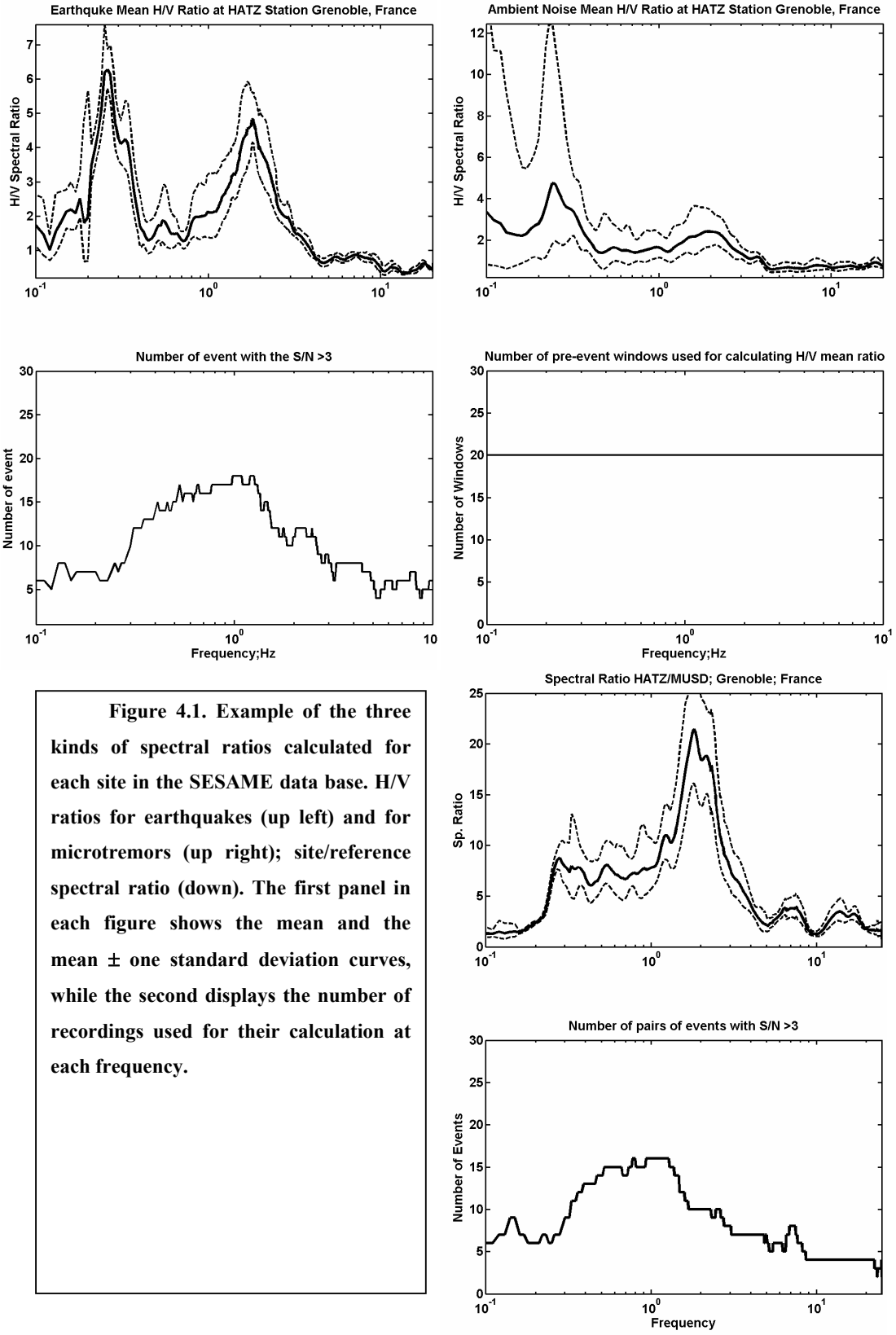


Figure 4.1. Example of the three kinds of spectral ratios calculated for each site in the SESAME data base. H/V ratios for earthquakes (up left) and for microtremors (up right); site/reference spectral ratio (down). The first panel in each figure shows the mean and the mean ± one standard deviation curves, while the second displays the number of recordings used for their calculation at each frequency.

These spectra were compared with the noise spectra at the same sites (computed on pre-event windows), and site/reference spectral ratios (SSR) were then calculated only at frequencies for which the signal to noise ratio (S/N) at both stations (reference and site under consideration) exceeded 3. For each site, the geometric SSR average and the corresponding standard deviations were then derived from all available pairs of records. The H/V spectral ratio for earthquake (RF) was obtained on a consistent way by dividing the average horizontal spectra to vertical spectra for each event with the same criterion on S/N ratio, and averaging all individual H/V ratios derived for all the available events at each site. A geometric average was chosen because of the lognormal distribution of residuals reported for spectral ratios (Field and Jacobs, 1995).

For all the sites with specific measurements of ambient vibrations, the noise H/V ratios have been calculated with a special LGIT FORTRAN code, the main algorithms of which had been later used in the Jsesame and Geopsy software packages prepared by the SESAME consortium. The noise windows are selected automatically using an "antitrigger" criterion based on the sta/lta (Short time average/long time average) values. In this way the non-stationary transients present in the ambient noise recordings, such as those produced by local traffic, are excluded from the calculation. For sites without specific noise measurements, the H/V ratio were computed using either some arbitrary portions in case of continuous recording mode, or pre-event portions of earthquake data in case of triggered recording mode.

In all the 3 methods, the Konno-Ohmachi (1998) smoothing function was used with b=40 and b=20. Example results are displayed in Figure 4.1 for the station HATZ in Grenoble, France. The detailed information concerning each site and the number of earthquake recordings used for the site/reference or H/V spectral ratios can be found in Tables A1 to A19 in Appendix A.

4.2.5 Comparing the results of different methods

The next step is to extract some simple, reliable, quantitative information about frequency and amplification from these various spectral ratios. We first compared in a single graph, for all sites, the mean and mean plus/minus one standard deviation curves of the 3 methods, as displayed in 4.2. These curves exhibit some peaks, sometimes very sharp and clear, sometimes much more fuzzy and/or multiple. In order to have an as "objective" as possible "peak picking" on such curves, we defined some criteria for assessing the reliability of the observed peaks:

- For SSR an RF techniques, the criteria are based on a) a minimum value for the number of earthquake events used for calculation and b) a maximum value for the standard deviation at the considered frequencies: we do not consider the peaks for which either the number of earthquake events with a signal to noise ratio exceeding 3 is less than 5, or the standard deviation is greater than 2.5.
- For the microtremor H/V technique, we followed the three general reliability conditions proposed in the SESAME H/V user guidelines proposed by SESAME (Koller et al., 2004; deliverable D23.12 on http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr). In short, these criteria link the value of the H/V peak frequency f_0 to a minimum length l_w for each selected noise window ($f_0 > 10/l_w$) and a minimum number of significant cycles for all the n_w selected noise windows ($n_c(f_0) = l_w.n_w.f_0 > 200$); they also require that the logarithmic standard deviation $\sigma_A(f)$ on the H/V curve be limited to "acceptable values" around the H/V peak frequency $\sigma_A(f_0) < \log10(\alpha)$ where α is a frequency dependent threshold value (Table 4.3). The results of these tests for each site are presented in tables A1 to A19 of Appendix A and are summarized in table 4.4.

Table 4.3 Threshold Values (α)

Frequency f_0 (Hz)	< 0.2	0.2 - 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
α	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58

It should be noted that the latter "noise H/V" tests did not affect the comparison between SSR and H/V methods, because the most part of the non reliable H/V curves (32/43) correspond to sites without enough earthquake recordings common with the reference sites. For the other minor part (11/43) of non reliable curve for which we have the results of SSR and RF methods comparison the curves of different methods permitted us to identify the fundamental frequencies from H/V curves even that they have been distinguished as the non reliable H/V curve based on above criteria.

Tableau 4.4. The summarized result of reliability test of H/V curves: *; for some of them the there is not the SSR curve the SSR curves are unreliable.

Non reliable HVN curve 43		Reliable HVN curve 147				
used in comparison	Not used in comparison	Cl (Clear peaks)	Cll (Unclear peaks)	Flat (Reference sites)	Flat N. reference	
					Agree with SSR	Not Agree with SSR
11	32	71	36	16	15*	9

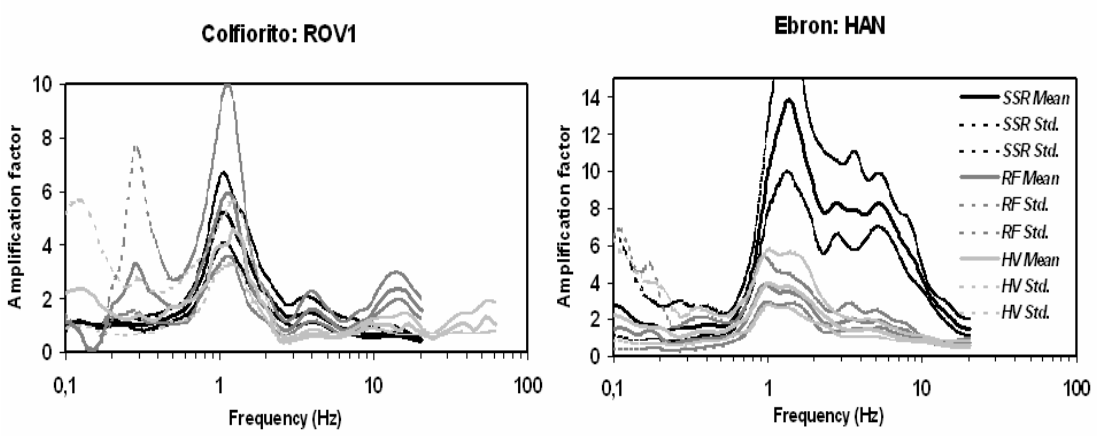


Figure 4.2. Two example comparison of spectral ratios obtained by the three methods: site/reference spectral ratio (SSR, black); H/V spectral ratio of earthquakes (RF, dark gray) and H/V spectral ratio of ambient vibration (HV, light gray). For each method, are displayed both the average curve, and the average ± one standard deviation curves, These example corresponds respectively from left to right to the "Rov1" site in Colfiorito (Italy) and Han site in Ebron (France).

For each site satisfying these conditions, we could therefore define:

- The frequency f_{0HVN} and amplitude A_{0HVN} of the noise H/V peak
- The frequency f_{0SSR} and amplitude A_{0SSR} of the first SSR peak, and the frequency f_{pSSR} and amplitude A_{pSSR} of the largest SSR peak
- The frequency f_{0RF} and amplitude A_{0RF} of the H/V peak derived from earthquake recordings

We could then compare these frequency and amplitude values derived from different techniques and analyze their correlation. We could also check the representativity of our data set, by analysing the range of variation of amplification and fundamental frequencies: this is

illustrated in Figure 4.3, displaying the data distribution in the (f_{0SSR}, A_{pSSR}) plane. The sites span from low frequency sites (down to 0.2 Hz) to high frequency sites (up to 8 Hz) with a rather homogeneous distribution (- as evidenced by the histograms on f_{0SSR} values -), while amplification values also span a very wide domain (from 2 to over 20), with an average around xx histograms on A_{pSSR} values). An interesting observation is also the absence of any correlation between site frequencies and corresponding amplification values, ensuring that the sites have independent impedance contrasts and thicknesses.

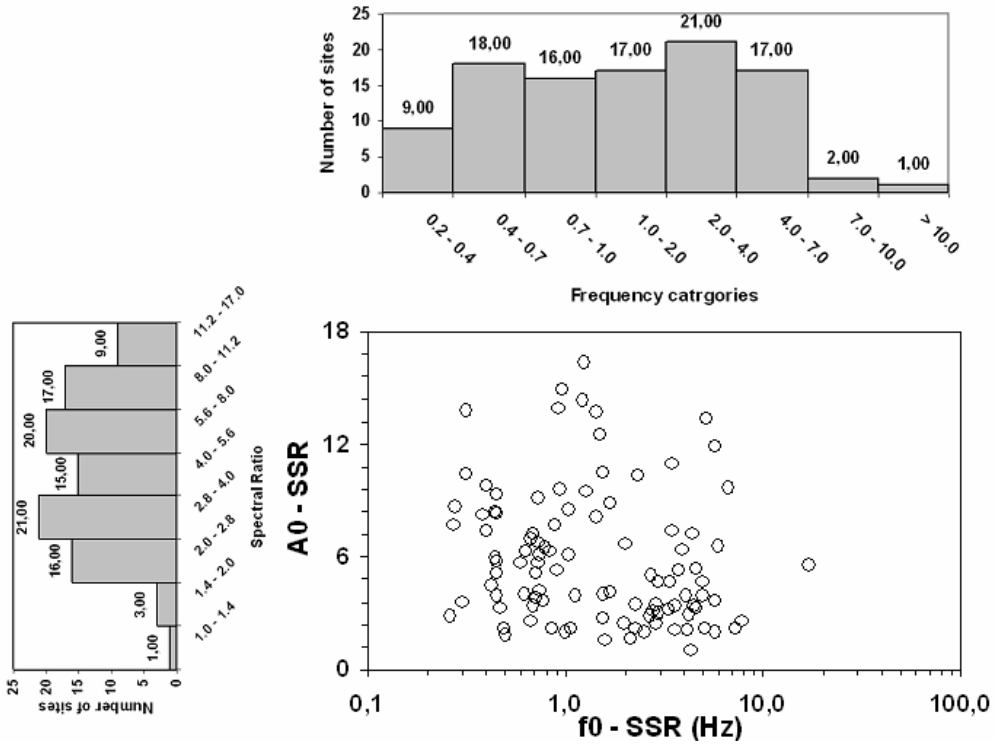


Figure 4.3 The distribution of fundamental frequencies and spectral ratios of the studied sites obtained by SSR method.

4.2.5.1 Frequency

Figures 4.4a and 4.4b display the correlation between f_{0HVN} values and f_0 values derived from SSR (f_{0SSR}) and RF (f_{0RF}) methods, respectively. This correlation could be established for a proportion of 64% and 51% of the sites for the first and second figure respectively: there exist some sites (9 on total) for which H/V curves do not exhibit any clear peak, although SSR technique show a clear amplification (sites presented on horizontal axis of these figures):

examples of such sites in Tehran and Benevento are displayed in Figures 4.4a and 4.4b, respectively.

For all the sites with a peak on the H/V curve, the overall agreement is good, with a correlation coefficient R = 0.88: the best fitting regression line fits the following formula: $f_{0SSR}=1.13(f_{0HVN})^{0,91}$.There are obviously some outliers, particularly 4 site belong to Tehran and Predappio at large distance to the fitted line that have an important influence on correlation coefficient, but in general the outliers are very few: only 12% of the total data set have a f_{0HVN} value outside the range [$0.75f_{0SSR}$, $1.25f_{0SSR}$]. Given the number of sites without any H/V peak (see previous paragraph) and the sites without any amplification with both methods (Table 4.4 and tables A1 to A19), the final proportion of sites where the H/V ratio from noise recordings provides a satisfactory estimate of the fundamental frequency is therefore about 81%.

This large data set also allowed to investigate whether the disagreement as to fundamental frequency is more likely to occur under some circumstances such as low or high frequency site, low or high amplification site. Figures 4.6a to 4.6e are intended to image the variation of the "agreement" with amplitude and frequency. The "agreement" is characterized by the ratio f_{0HV}/f_{0SSR} in Figures 4.4a, 4.4b and 4.4e, and by the ratio f_{0HV}/f_{0RF} in Figures 4.4c and 4.4d.

Figures 4.6a and 4.6b suggest that the agreement is improving with increasing amplification: above a threshold amplification factor of about 3-4, the H/V technique proves to predict very correctly (i.e., within ± 30%) the fundamental frequency of soil sites. Figure 4.6e also indicates that the ability of H/V technique in estimating the fundamental frequency of soils also depends on site frequency: the scatter on f_{0HV}/f_{0SSR} is significantly larger for fundamental site frequencies below 1 Hz. Remembering that flat H/V curves occur also more often for low frequency sites, one may draw the conclusion that the use of H/V technique on thick, stiff sites, requires more caution. This 1 Hz value also corresponds to the limit between natural and anthropic excitations, which is consistent with a few recent studies based on continuous microtremor recording at some low frequency sites with different geological and geotechnical conditions: Bonnefoy-Claudet (2004), Bertrand et al. (2005), and Haghshenas (2005) showed for the sites of Grenoble, La Gibonnière and Tehran, respectively, that the H/V ratio is sensitive to climatic conditions. In particular, in the case of Tehran, the agreement between H/V results and other methods improves significantly in case of a larger energy in the low frequency, i.e., in case of bad meteorological conditions in the nearby Caspian Sea.

Comparison of figures 4.4a and 4.4b also shows that the agreement is better between H/V and RF techniques than between H/V and SSR methods: the mentioned coefficient of correlation R = 0.88 for f_{0HVN} and f_{0SSR} increased to R = 0.96 for f_{0HVN} and f_{0RF}. This is not so surprising since H/V and RF techniques both consider horizontal to vertical spectral ratio. However, such an observation might also mean that the wavefields involved in both H/V techniques are close to one another, i.e., that a) there is a significant proportion of surface waves in the – long – earthquake recording windows we considered in this study, and b) there also is a significant proportion of body waves in noise recordings. This latter point is consistent with the latest numerical results by Bonnefoy-Claudet (2004) showing that the classical H/V interpretation in terms of Raleigh wave ellipticity is valid only in case of distant sources and large impedance contrast, while body waves also contribute significantly to H/V peak in case of close noise sources and/or limited impedance contrast.

4.2.5.2 Amplitude

Consistently with many prior studies (see Table 4.1), the amplitude values vary a lot from one technique to another, as displayed in a synthetic way in Figures 4.7a (comparison of A_{0HV} and A_{0SSR}) and 7b (comparison of A_{0HV} and A_{0RF}). The scatter is very large in Figure 4.7a, and somewhat reduced in Figure 4.7b, emphasizing once again the proximity between both H/V techniques.

A first conclusion is that H/V peak amplitude can definitely NOT be considered an estimation of the true amplification. This conclusion is a very important one, since, given the simplicity and the low cost of the H/V technique, many users are tempted to interpret its results not only in terms of frequency, but also in terms of amplification.

However, Figure 4.7a also indicates that the H/V peak amplitude is generally smaller than the actual amplification derived from the SSR technique: "generally" means that this observation is valid for 79 of the sites. This result is only an experimental observation, not yet supported by any theoretical or numerical explanation. Nevertheless, considering both the large number of data and their variety, we feel legitimate to propose that the H/V peak amplitude be considered as a lower bound estimate of the actual amplification – as long as the soil remains in the linear elastic domain.

In a way similar to the investigations performed on f_{0HV} (see Figure 4.6), we checked whether the differences between A_{0HV} and A_{0SSR} or A_{0RF} depend on the site frequency. A test was thus performed on the amplitude ratio $[A_{0SSR}/A_{0HV}]$ for the (many) sites that exhibit a good agreement between f_{0HV} and f_{0SSR} (Figure 4.8).

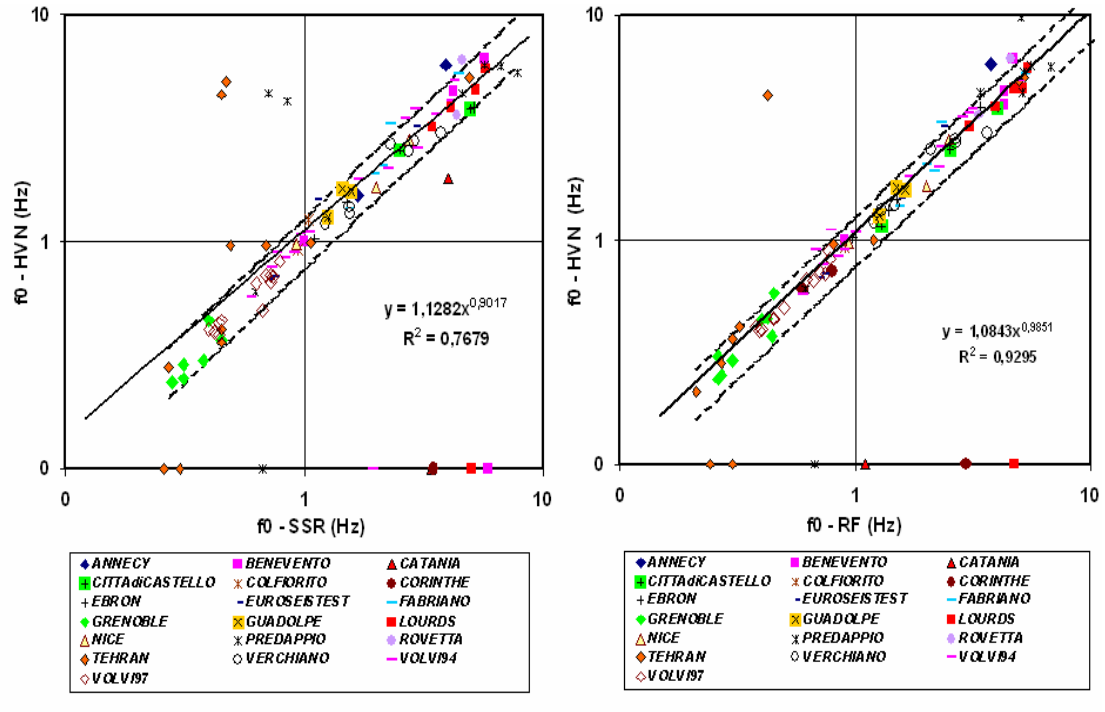


Figure 4.4: Correlation between H/V pick frequency (f0-H/V) and SSR fundamental frequency (f0-SSR) (left) and RF peak frequency (f0-H/V_earthquakes) (right) for the whole data set compiled within the SESAME project. The black line present the best fitting line and the dashed lines are the limits of ± 25% of f_{0SSR}. The "symbols" on the x axis represent all the sites for which no A_{0HV} measurement could be performed because of the absence of any peak.

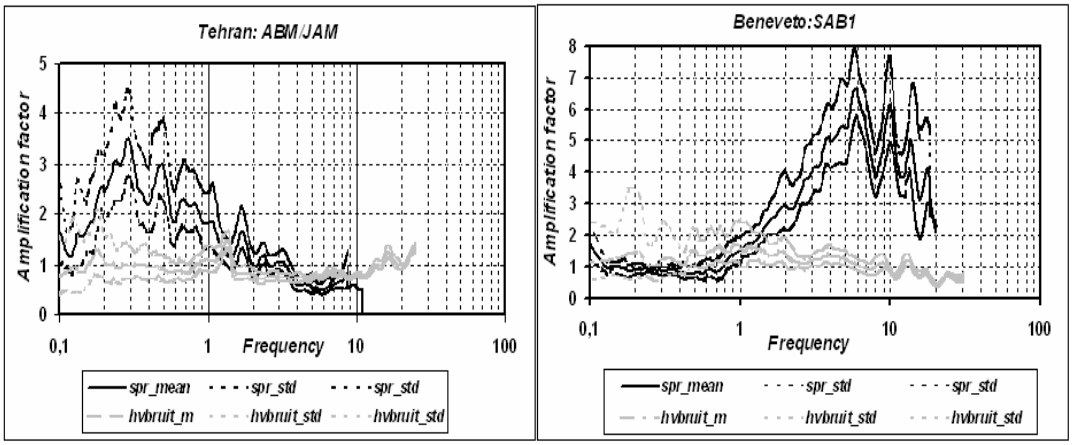


Figure 4.5 Examples of the worst disagreement between H/V results and SSR method: left) at low frequencies (station ABM – Tehran - Iran) and right) at high frequencies (station SAB1- Benevento- Italy)

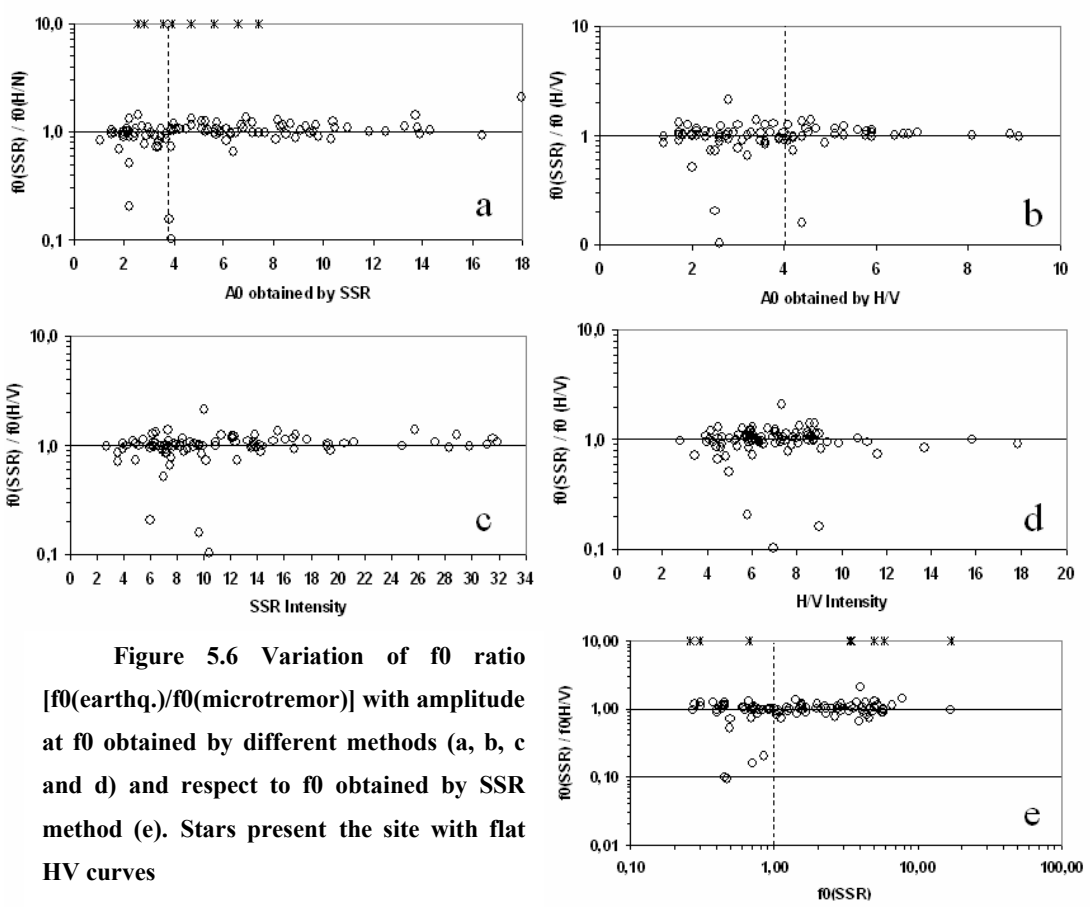


Figure 5.6 Variation of f0 ratio [f0(earthq.)/f0(microtremor)] with amplitude at f0 obtained by different methods (a, b, c and d) and respect to f0 obtained by SSR method (e). Stars present the site with flat HV curves

We kept only the sites for which the f_{0HV}/f_{0SSR} ratio stays in the range 0.75-1.3 for f_{0SSR} < 1Hz, and in the range 0.6-1.5 for f_{0SSR} > 1 Hz (Figure 4.8a). For those sites, the amplitude ratio A_{0SSR}/A_{0HV} exhibits only a weak dependence on f0 (Figures 4.8b and 4.8c), with a slight trend to decrease with increasing frequency: however, the very large scatter prevents from drawing the conclusion that H/V technique could provide a better estimation of amplification ratio for high frequency sites. This result is not in agreement with the increasing tendency have been found by Sawada et al (2004). Figure 4.8d finally displays the variation of A_0 ratio with respect to the amplification value A_{0SSR} derived from SSR. Despite a significant scatter, the clear correlation suggests to restrict the above mentioned proposition according which A_{0HV} would be a lower bound estimate of the true amplification only for sites exhibiting large amplification (exceeding 4). On the opposite, no clear systematic conclusion can be drawn for sites with moderate amplification (A_{0SSR} < 4).

However, as could be seen for instance for station HATZ in Figure 4.1, comparing only the spectral amplitude at f_0 provides only a very partial information on the agreement between the whole spectral curves. Therefore, following Sawada et al. (2004), we also characterized

each spectral ratio curve A(f) by an "integral" parameter, called the "spectral intensity" *SI*, taking into account the average amplitude over a wide frequency range.

$$SI = \int_{f\,\min}^{f\,\max} A(f)df / f$$

For each site, the lower limit of this frequency range, f_{min}, was defined as the lowest frequency for which the average SSR could be computed from earthquake recordings with signal to noise ratio exceeding 3: *fmin* is therefore systematically lower than the fundamental frequency, and corresponds to a rather flat part of the amplification curve, where *A(f)* is close to 1. As to the upper limit f_{max}, it was chosen equal to 10 Hz for all sites: this is generally the upper frequency of engineering interest, and the signal to noise ratio also drops drastically at higher frequencies (see Figure 4.1).

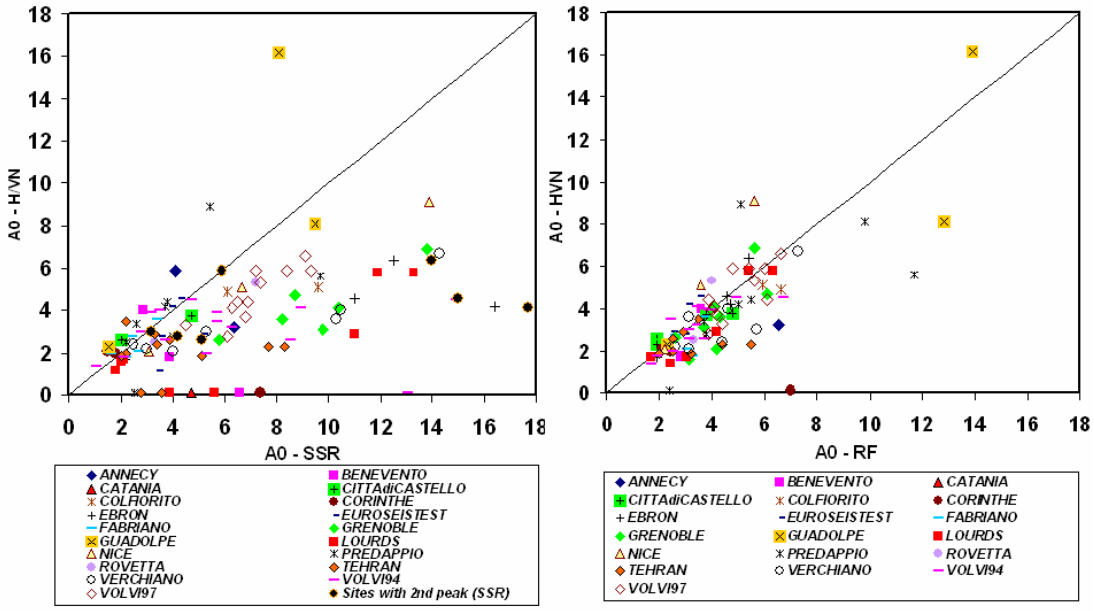


Figure 4.7 Correlation between H/V amplitude (A0-H/V noise) and SSR amplitude (A0-SSR) [left]; and RF amplitude (A0-H/V-Earthquake) [right]. The "symbols" on the x axis represent all the sites for which no A_{0HV} measurement could be performed because of the absence of any peak.

Once f_{min} was chosen on the SSR curve, a similar spectral intensity parameter was computed over the same frequency band for both the RF curve and the microtremor H/V curve.

When comparing this spectral intensity parameter for about one hundred KNET and KIKNET stations in Japan, Sawada et al. (2004) found clear frequency dependence: the ratio SI_{SSR}/SI_{HV} decreases with increasing f_{0HV}. We therefore plotted on Figures 4.9a to 4.9c the

spectral intensity ratios SI_{SSR}/SI_{HV} and SI_{RF}/SI_{HV} as a function of the fundamental frequency f_{0SSR}. Contrary to Sawada et al. (2004), no clear frequency dependence can be seen.

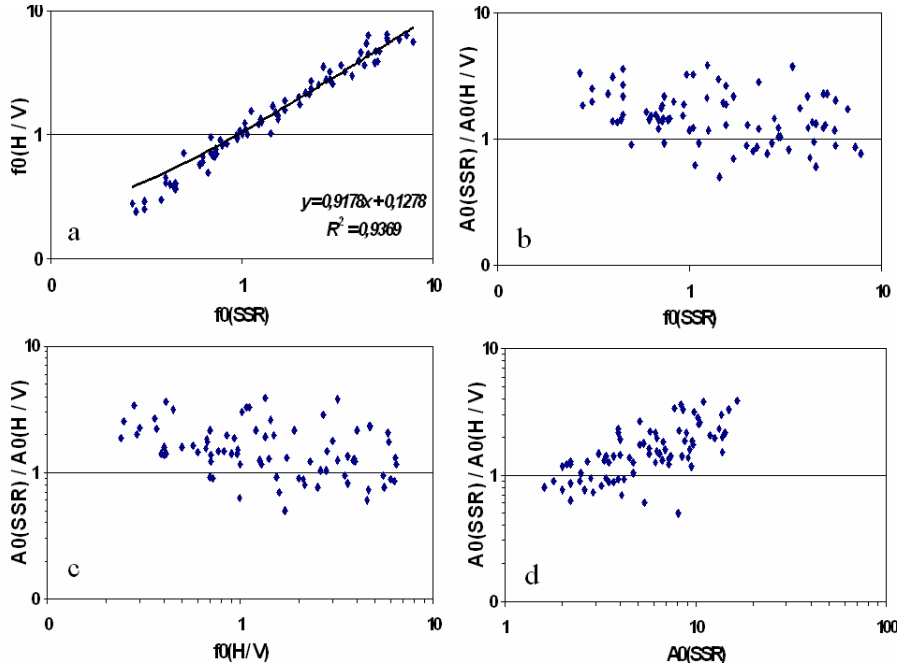


Figure 4.8 Variation of amplitude ratio [A_{0SSR} / A_{0HV}] as a function of fundamental frequencies f_{0SSR} (b) and f_{0HV} (c), and with amplification at fundamental frequency (d). These comparisons are performed on for sets exhibiting a good frequency agreement (panel "a").

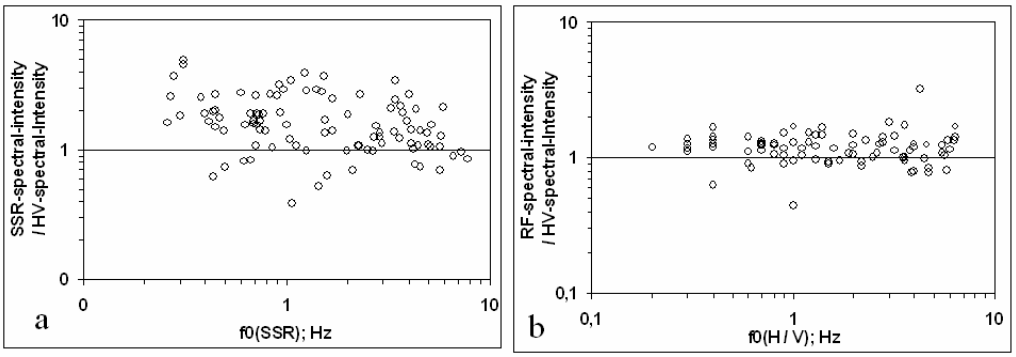


Figure 4.9 Variations of different spectral intensity ratios as a function of fundamental frequencies obtained by SSR method. The spectral intensity were calculated for the frequency <10 Hz and only for the frequency range with S/N ratio >3.

4.2.6 Additional results

4.2.6.1 Comparison with strong motion data

In addition to the weak motion data mentioned above, the fundamental frequencies were calculated by the RF an H/V methods for 31 accelerometric stations in Greece using 128 strong motion records and 30 minute special ambient noise measurements for each sites. Stations' site geology is characterized as soft soil, stiff soil and rock, NEHRP Category D, C and B, respectively *(Skarlatoudis et al. 2003)*. The 22 records of strong motion records correspond to peak accelerations below 0.1g and 9 records above 0.1g.

For both strong motion and ambient noise recordings (H/V) spectral ratios were calculated using the JSESAME software with exactly the same processing parameters. The fundamental frequency f0 and the corresponding A0 were estimated both automatically and visually: automatic and specific estimates were found to be similar.

Figure 4.10a displays the comparison between the fundamental frequency derived from ambient noise recordings (f_{0n}) and strong ground motion data (f_{0smd}). Once again, a very good correlation (r=0.94) is observed for the frequency band 0.3 – 13 Hz: the best fitting regression line fits the following formula: $\ln(f_{0smd})=0.93\ln(f_{0n})-0.1$, but an equality formula $f_{0smd} =0.93 \ln(f_{0n})$ is satisfactory as well. As this correlation coefficient is similar to the one observed on weak motion data, we might conclude that, at least for moderate acceleration levels, the fundamental frequencies are generally not shifted significantly, and the microtremor H/V technique does provide relevant estimates of the site actual frequency.

Figure 4.10b presents a similar comparison for amplitudes A_{0n} and A_{0smd}: the correlation is very poor (correlation coefficient r=0.5) for amplitude range between 2 to 10 [$\ln(A_{0smd})=0.41 \ln(A_{0n})+0.98$] *(Theodulidis et al. 2005)*. This correlation seems poorer than in the weak motion range, which might mean that non-linear effects alter much more the amplitude than the frequency.

4.2.6.2 Effects of site geometry

We finally investigated the possibility of links between the amplitude differences of SSR and H/V ratios with the geological and geotechnical conditions. The underlying idea is that 1D soil columns should provide simple transfer functions with one fundamental peak and several harmonics with lesser amplitude, while 2D or 3D sites are characterized by broader band transfer functions, because of additional lateral interferences. Such an assumption is rather easy to check for simple subsoil structures (i.e., one or two layers), from the numerous

simulations available in the literature; it is less obvious for more complex geological structures involving many different layers with velocity gradients. The physics remains however similar: 1D structures give rise only to vertical interferences, with a fundamental mode and one discrete series of higher harmonics corresponding to multiple vertical reverberations, while 2D and 3D structures are the location of additional interferences between laterally propagating, diffracted waves, giving rise to two (2D) or three (3D) series of harmonics, much closer to one another since the propagation time is longer for lateral reverberations than for vertical reverberations.

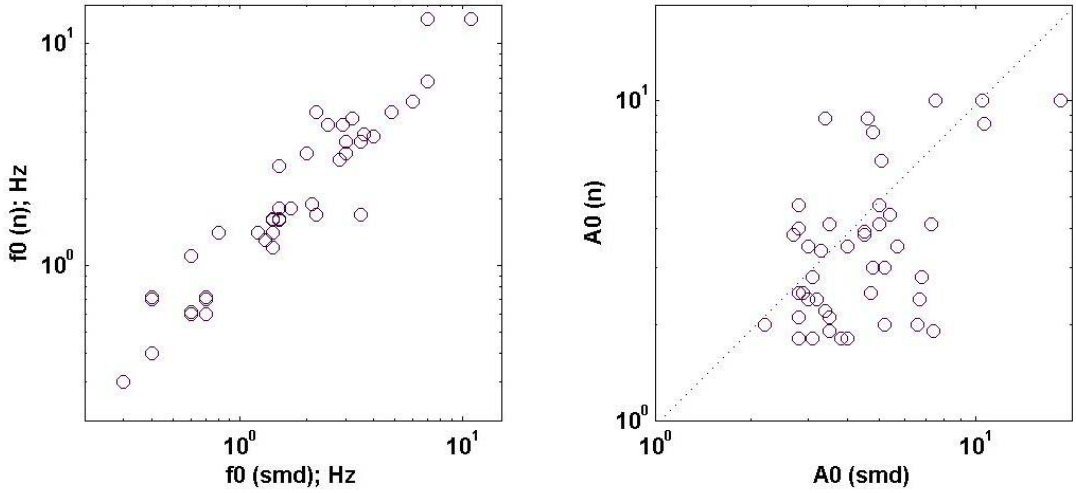


Figure 4.10 Correlation between results from ambient noise and strong motion data for the Greek strong motion network. (left) correlation of fundamental frequencies f_{0n} with f_{0smd} ; (right) correlation of the corresponding amplitudes A_{0n} and A_{0smd}.

The SESAME data base was built in such a way to gather all the available information on the site mechanical parameters and geometry on a "Site Information Sheet" (Theodulidis et al., SESAME deliverable D04.04). Therefore, for 30% of the total number of sites, the geometrical information depicted on Figure 4.11 could be retrieved, namely, the maximum thickness h_b and total width w_b of the basin or valley within which the site is located, and the local thickness h_l and closest distance to the basin edge w_l. This information is summarized in Table 4.5 for all the 57 sites for which it was available.

In the numerous investigations about 2D or 3D effects, the shape parameter h/w has very often been proposed as an index for the importance of 2D or 3D effects (see for instance Bard and Bouchon, 1985). We therefore looked at the variation of the two previously defined

amplitude ratios (i.e., A_{0SSR}/A_{0HV} and SI_{SSR}/SI_{HV}) with the three possible aspect ratios, i.e., h_b/w_b, h_l/w_b, and h_l/w_l. The most striking results are obtained for SI_{SSR}/SI_{HV} and shape parameters based on the lcoal thickness, and are displayed in Figure 4.12:

The difference between H/V and SSR amplitudes gets larger and larger close to valley edges (small values for w_l) and/or large embankment ratios (h_l/w), i.e., in case of large lateral variations within the subsoil structure. This result is supported by the latest noise simulation results in 2D and 3D structures (Cornou et al., 2004, 2005) showing the H/V peak gets broader and lower for increasing underground slopes over valley edges. While it certainly needs to be checked by as many additional data as possible, this result may have at least two interesting consequences:

- The ability of the H/V technique to correctly predict the site amplification is certainly zero for sites with significant 2D or 3D effects, i.e., with significant lateral variations of the underground structure
- On the contrary, it also suggests to propose the SI ratio (SI_{SSR}/SI_{HV}) as a very useful and simple index in detecting the existence and importance of 2D/3D effects: the larger this ratio, the larger the geometrical effects. This ratio is very straightforward to estimate as soon as the site-to-reference spectral ratio has been derived from earthquake recordings

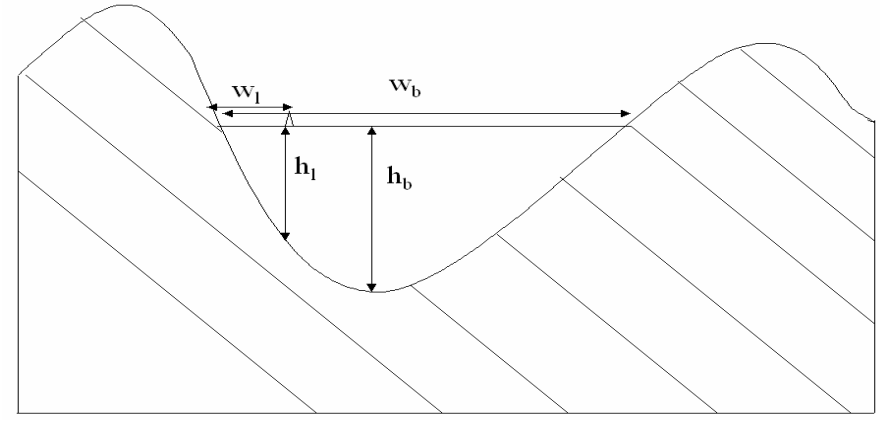


Figure 4.11 Definitions of parameters, used in the study of the effect of geological condition.

As a consequence, we strongly encourage all researchers and engineers involved in site investigation studies to systematically gather the simple geometrical information, and in case

of specific site instrumentation (earthquake and noise recordings), to feed the SIS data base built within the SESAME project (Theodulidis et al., 2003).

Table 4.5: 57 sites of the total 190 studied sites considered for analysing the effect of basin geometry on the SSR / HVN ratio. They are the sites for which all the necessary geometrical parameters have been provided in SESAME database and the spectral ratios could be extracted

Site	h_l (m)	w_b (Km)	l_b (Km)	h_b (Km)	w_l (Km)	Site	h_l (m)	w_b (Km)	l_b (Km)	h_b (Km)	w_l (Km)
Benevento						***Predappio***					
Sab1	350	6	9	0.5	0.75	CAM	6	0.8			0.4
Sab4	200	6	9	0.5	0.35	CAN	10	0.5			0.01
sab5	200	6	9	0.5	0.85	CIC	8	0.8			0.25
						CUG	6	0.5			0.05
Colfirito						FAR	5.5	0.7			0.3
ROV1	60	2.5	3	0.18	0.3	PAL	10	0.8			0.08
ROV5	70	2.5	3	0.18	1.2	PER	1	0.8			0.04
						RE2	6	0.6			0.1
EUROSEISTEST						SCA	8	0.6			0.16
FRM	185	5	40	0.2	0.8	SEL	10	0.7			0.15
GRA	110	5	40	0.2	1.3	SUO	10	0.8			0.15
STC	18	5	40	0.2	0.1	USL	5	0.8			0.3
STE	10	5	40	0.2	0	***Volvi (1994)***					
TST	196	5	40	0.2	2.2	BAS	188	5	11.7	0.22	1.56
Fabriano						BUT	175	5	11.7	0.22	1.19
IR1	22	1			0.3	DEM	185	5	11.7	0.22	1.82
IR3	18	1			0.2	DEP	180	5	11.7	0.22	2.05
IR4	8	1.1			0.1	FAR	204	5	11.7	0.22	1.45
IR6	28	1.2			0.65	FIE	219	5	11.7	0.22	1.68
						GRE	155	5	11.7	0.22	1.12
Grenoble						KOR	210	5	11.7	0.22	2.15
ESTI	400	5	40	0.8	1	MAI	186	5	11.7	0.22	1.61
GLAC	800	5	40	0.8	2.5	MUR	14	5	11.7	0.22	0
HATZ	800	5	40	0.8	2	ONI	85	5	11.7	0.22	0.84
NEYR	400	5	40	0.8	3	RIV	185	5	11.7	0.22	1.82
SYNC	500	5	40	0.8	2	ROA	19	5	11.7	0.22	0.23
SASS	600	5	40	0.8	1.5	ROC	150	5	11.7	0.22	0.91
SDMH	200	5	40	0.8	0.2	SCU	193	5	11.7	0.22	1.18
STRO	600	5	40	0.8	2	SNA	178	5	11.7	0.22	1.17
						TES	192	5	11.7	0.22	2.57
NICE						TOW	20	5	11.7	0.22	0.58
LIB	40	1	3	30	1	TRE	155	5	11.7	0.22	1.08
						YEL	220	5	11.7	0.22	2

4.2.7 Conclusions

The reliability of microtremor H/V method for estimating site effects in soil sites was empirically studied by comparing its results with other well established techniques, i.e.,

standard site-to-reference spectral ratio (SSR) and receiver function (RF= H/V on earthquake data).

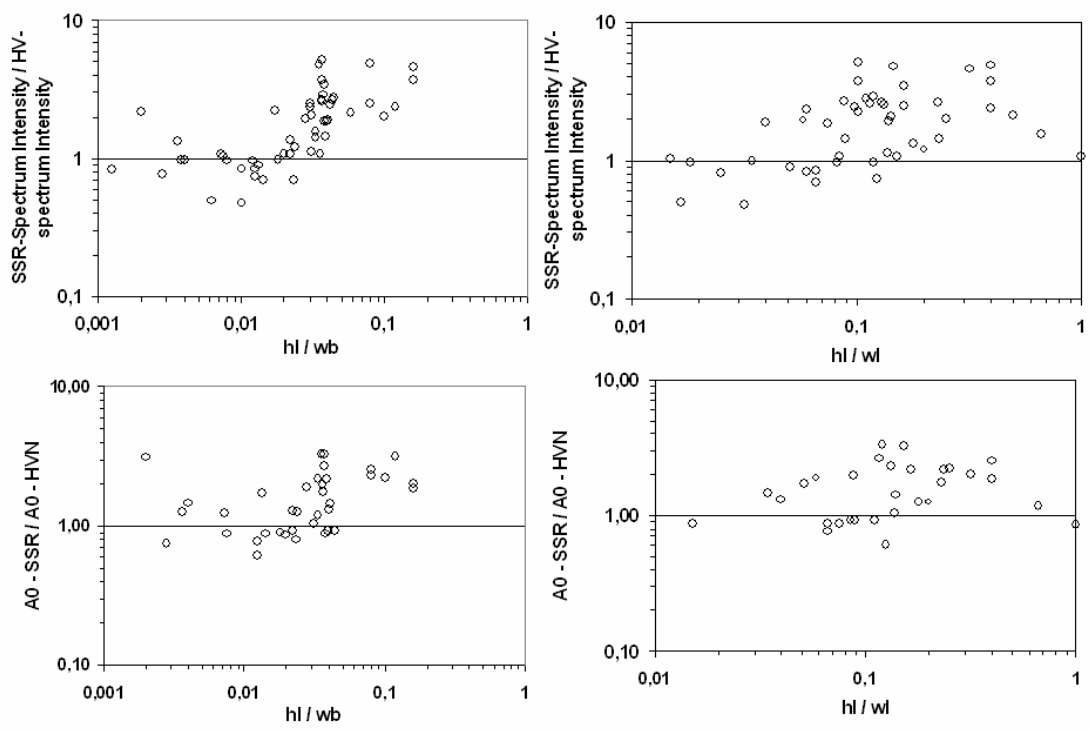


Figure 4.12 Variation of spectral intensity ratio between SSR and H/V method with the depth/width ratio of the alluvial basin. The depth and width parameters are defined in Figure 11. The analysis is based on 30 % of the sites studied in the SESAME project for which the depth and width information were available.

The data used for this study were a large volume of coexisting earthquake and ambient noise measurement provided by the SESAME consortium members; they cover a wide variety of geological and geotechnical conditions. The following conclusions can be derived from their homogeneous processing and global comparison:

- The H/V methods can generally give a good estimation of the fundamental frequency of soil sites. However there are a few (5%) cases where that H/V microtremor ratio fails to predict the correct frequency, in particular for sites where SSR identify a low fundamental frequency (lower than 1Hz) on one side, and for sites exhibiting an only moderate amplification ($A_{0SSR} < 4$) on the other. There are also some sites (24/190) for which, although the HV curves are not flat, they do not present a clear peak (very low amplitude, multiple peaks or large peaks) and it is very difficult to identify the fundamental frequencies without having the earthquake data simultaneously. The reason for the former discrepancy is not clear yet, because of the

lack of detailed information on the deep deposits and their geometry for these sites; it may however be related with the low level of long period noise energy in those sites, and it indicates that H/V studies should be performed with even more caution in sites with thick, stiff deposits. The other kind of discrepancy (low amplification sites) is consistent with findings of numerical simulation and with theory as well, indicating that Raleigh wave ellipticity does not exhibit a peak in case of moderate impedance contrast. In short, the microtremor H/V technique works very well on soft deposits underlain by hard bedrock of much stiffer sediments, and is less efficient on stiff, thick deposits.

- On the contrary, the H/V method can definitely not give a good estimation of the amplification value at a site. H/V peak amplitudes and SSR amplifications are not correlated and highly scattered. This negative result is however compensated by two interesting observations. First, the H/V peak amplitude is most often (i.e., for 80 % of the sites) lower than the actual SSR amplification, which means that the H/V technique can be considered as providing a lower bound estimate of the amplification ratio. Second, the differences in H/V and SSR peak values exhibit a clear correlation with the site geometrical characteristics, i.e., the lateral variations of the underground structure: the SSR/HV amplitude ratio might therefore be used as an index to detect the existence of significant 2D or 3D effects - and may be, after further studies, to quantify their amount.

4.2.8 References

Bard P.Y., Duval, A.M., Lebrun, B., Lachet, C., Riepl, J., and D. Hatzfeld, 1997: Reliability of the H/V technique for site effect measurement: an experimental assessment. *17th International Conference on Soil Dyanamics and Earthquake Engineering*, Istanbul, July 19-24, 1997

Bard, P.-Y. (1999), Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?, *In The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, (ed. Irikura, Kudo, Okada and Sasatani)* (Balkema, Rotterdam, 1999) pp. 1251-1279

Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., Catteneo M., (2000), Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures. *J. Earthq. Eng.* **4,** 97-113.

Bindi, D., Parolai, S. Spallararossa, D., and M. Cattano, 1998. Site effects and H/V methods: Comparison of different approaches. *Fourth EEGS Meeting*.

Bertrand et al 2005.?

Bonnefoy-Claudet 2004. Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effects de site. *Ph.D. Thesis, Joseph Fourier University*, Grenoble-France (in French).

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

Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., and Martin, C. (1998), On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil Dyn. Earthq. Eng*. ***17***, 465-474.

Chávez-García, F. J., Pedoti G., Hatzfeld D., and Bard P-Y., (1990). An experimental study near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, **no. 4**, 784–800.

Chávez-García, F. J., Stephenson, W. R., and Rodríguez M., (1999), Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand: a case history to compare 1D versus 2D site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.* **89, no. 3**, 718–732.

Cid J., Susagna T., Goula X., Chavarria L., Figueras S., Fleta J., Casas A., and Roca, A. (2001), Seismic zonation of Barcelona based on numerical simulation of site effects. *Pure Appl. Geophys.* **158,** 2559-2577.

Cornou C., J. Kristek, M. Ohrnberger , G. Di Giulio, E. Schissele, B. Guillier, S. Bonnefoy-Claudet, M. Wathelet, D. Fäh, P.-Y. Bard, P. Moczo, 2004. Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, August 2004,* Paper # 1130.

?? Cornou, C. et al., 2005 Deliverable SESAME ??

Diagourtas, D., Tzanis, A., and Makropoulos, K. (2001), Comparative study of microtremors analysis methods. *Pure Appl. Geophys.* **158,** 2463-2479.

Di Giulio, G. C. Cornou, M. Ohrnberger, M. Wathelet, A. Rovelli. (2005) 2D small aperture array for velocity profile estimation using ambient seismic noise in a small – size alluvial basin (Colfiorito, Italy). *Submitted paper to BSSA*.

Duval, A.M., 1994. Détermination de la réponse d'un site aux séisme à l'aide de bruit de fond: évaluation expérimentale. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie*, Paris (In french)

Duval A-M, Bard P-Y, Meneroud J-P, Vidal S (1995). Mapping site effects with microtremors. *Proceedings of fifth international conference on seismic zonation* 17–19 October, 1995, (Nice, France). vol. 2; 1994 p. 1522–29.

Field, E., (1996), Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bull. Seismol. Soc. Am*. **86-4**, 991–1005.

Field, E., and K. Jacob 1995. A comparison of Various Site-Response Estimation Techniques, Including three that are not Reference-Site Dependent. *Bull. Seismol. Soc. Am*. ***85***, 1127–1143.

Field, E., Clement, A.C., Jacob, K.H., Aharonian, V., Hough, S.E., Friberg, P.A., Babaian, T.O., Karapetian, S.S., Hovanessian, S.M. and H.A. Abramian, 1995. Earthquake site-response study in Giumri, Armenia, using ambient noise observation. *Bull. Seismol. Soc. Am*. ***85-1*****,** 349-353.

Gutierrez, C., and Singh, S. K. (1992), A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data. *Bull. Seismol. Soc. Am*. **82**, 642–659.

Haghshenas, E., Bard P.Y., Jafari, M. K. and D. Hatzfeld 2003,Effets de site et risque sismique à Téhéran : Premiers résultats d'une étude expérimentale. *6ème Colloque National AFPS (Association française de génie parasismique)*, Paris 1-3 Juillet 2003.

Haghshenas E., 2005, Aléa sismique et condition géotechnique à Téhéran. *Ph.D. thesis, University of Joseph Fourier*, Grenoble-France (in French)

Horike, M. Zhao, B., and Kawase, H. (2001), Comparison of site response characteristics inferred from microtremor and earthquake shear waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, 1526–1536.

Kagami, H., Duke, M., Liang, C., and Ohta, Y. (1982), Observations of 1-5second microtremor and their application to earthquake engineering. Part II: Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bull. Seismol. Soc. Am*. ***72***, 987-998.

Kagami, H., Okada, S., Shiono K., Oner, M., Dravinski, Goto, N., and Kudo, K. (1986), Observations of 1-5second microtremor and their application to earthquake engineering. Part III: A two dimensional study of site effects in the San Fernando Valley. *Bull. Seismol. Soc. Am.* ***76***, 1801-1812.

Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodoulidis, N., Papaioannou, Ch., and Savvaidis, A. (1996), Site Effects and Microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of Different Approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am*. ***86***, 1692–1703.

Lebrun, B., 1997. Les effet de site: étude expérimentale et simulation de trios configurations, *Thèse de Doctorat de l'université Joseph Fourier*- Grenoble I, (In French)

Lebrun B., D. Hatzfeld et P.-Y. Bard, 2001. Site effect study in urban area: Experimental

Results in Grenoble (France). *Pure and Applied Geophysics,* **158-12**, 2543-2557.

Lermo, J., Rodriguez, M., and Singh, S., K. (1988), The Mexico Earthquake of September 19, 1985-Natural periods of sites in the valley of Mexico form microtremor measurements and strong motion data, Earthq. Spect. ***4***, 805-814.

Lermo, J. and Chávez-García, F. J., (1994b), Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records**.** *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **13**, 413-423.

Malagnini, L., Tricario, P., Rovelli, A., Hermann, R.B., Opice, S., Biella, G., and R. de Franco, 1996. Explosion, earthquake, and ambient noise recordings in a pliocene sediment-filled valley: inferences on seismic response properties by reference and non-reference-site techniques. Bull. Seismol. Soc. Am. ***86-3**, 670-682.*

Maresca R., Castellano M., DeMatteis R., Saccorotti G., and Vaccariello P., (2003), Local Site \Effects in the town of Benevento (Italy) from Noise Measurements. *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 1745–1764.

Moya A., Schmidt V., Segura C., Boschini I., Atakan K., (2000), Empirical evaluation of site effects in the metropolitan area of San José, Costa Rica, Soil Dyn. Earthq. Eng. 20, 177-185.

Mucciarelli M., (1998), Reliability and Applicability of Nakamura's technique using Microtremors: An experimental approach. *J. Earthq. Eng.* **2,** 625-638.

Mucciarelli M., and Gallipoli M. R., (2001), A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* **3-4,** 255-266.

Nakamura, Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of 0subsurface using ambient noise on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.* **30**, 25-33.

Nguyen F., Van Rompaey G., Teerlynck H., Van Camp M., Jongmans D., and Camelbeeck T. (2004). Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium – interpretation of the observed intensity during the MS = 5.0 June 11 1938 earthquake. *J. of seismology* **8**, 41-56.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971), On the Amplitude Characteristics of Ambient noise (Part 2). *J. Seismol. Soc. Japan* **24**, 26-40.

Ojeda, A., and Escallon, J. (2000), Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motions records and microtremors in Pereira Colombia. *Soil Dyn. Earthq. Eng. **20***, 137-143.

Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N., and Kudo, K. (1978), Observations of 1-5second microtremor and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.* **68**, 767-779.

Panou A. A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P., Savvaidis A., and Papazachos C. B. (2004). Reliability tests of horizontal-to-vertical spectral ratio based on ambient noise measurements in urban environment: The case of Thessaloniki city (Northern Greece). *Pure & Applied Geophys.*, 2004, (in press).

Panou A. A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P., Stylianidis, K., and C.B. Papazachos, 2004. Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in site effects estimation and correlation

with seismic damage distribution in urban environment: The case of the city of Thessaloniki (Northern Greece). *Soil Dyn. And Earthq. Eng*. 2004 (in press).

Pierre-Yves BARD and SESAME participants (2004), The SESAME Project: An Overview and Main Results. *13th World Conference on Earthquake Engineering* Vancouver, B.C., Canada.

Riepl J., Bard, P.-Y., Hatzfeld D., Papaioannou C., and Nechtschein S., (1998), Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seismol. Soc. Am*. **88-2**, 488–502.

Rodriguez, V. H. S. and Midorikawa S., (2002). Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion, *Earthq. Eng. and Structural Dynamics* **31,** 261-279.

Rovelli, A., Singh, S. K., Malagnini, L., and Amato, A. (1991), Feasibility of the Use of Microtremors in Estimating Site Response during Earthquakes: Some test cases in Italy, *Earthq. Spect*. **7**, 551–561.

Satoh T., Kawase H., and Matsushima S. (2001), Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves, and codas, *Bull. Seismol. Soc. Am*. ***91***, 313–334.

Seekins, L., Wennerberg, L., Margheriti, L., and Liu, H.-P. (1996), Site Amplification at Five Locations in Sac Francisco, California: A Comparison of S-waves, Codas, and Microtremors, *Bull. Seismol. Soc. Am.* ***86***, 627–635.

Semblat J.-F., Duval A.-M., and Dangla P, (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering,* **19**, 347-362.

Skarlatoudis A., Papazachos C., Margaris B., Theodulidis N., Papaioannou Ch., Kalogeras I., Scordilis E. and Karacostas V. (2003). Empirical peak ground motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am*. , **93**, 2591-2603.

Teves-Costa, P., Almeida, I. M., Silva, P. L. (2001), Microzonation of Lisbon: 1-D theoretical approach, *Pure Appl. Geophys.***158**, 2579-2596.

Teves-Costa, P., Matias, L., Bard, P.-Y. (1996), Seismic behavior estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **15**, 201-209.

Theodulidis, N., and SESAME WP04 participants (2003)**.** Homogeneous Data Set of Noise and Earthquake Recordings at Many Sites. *SESAME Deliverable D04.04,* July 2003, 55 pages. Available from http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr.

Theodulidis, N., Cultrera, G., Tento, A., Faeh, D., Atakan, K., Bard, P-Y., Panou, A., Haghshenas, E., and SESAME-team (2004) Empirical Evaluation of the Horizontal-to-Vertical Spectral

Ratio Technique: Result from the SESAME Project. *13th World Conference on Earthquake Engineering* Vancouver, B.C., Canada.

Theodulidis N., Dimitriu P. and Savvaidis A., (2005). Horizontal-to-vertical spectral ratio for site characterization: The case of strong motion network in Greece (*to be submitted for publication*).

Toshinawa, J., Taber, J., and Berril, J. (1997), Distribution of ground-motion intensity from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements – A case study in Christchurch, New Zealand, during the1994 Arthus Pass earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* ***87-2***, 356–369.

Toshinawa,T., Matsuoka, M. and Y. Yamazaki,1996. Ground motion characteristics in Santiago, Chile, obtained by microtremor measurement , *Xth world conf. Earthq. Eng.,* Acapulco, Elsevier Science Ltd.

Udwadia, F., and Trifunac M., (1973), Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **63**, 1227-1253.

Volant, P., Cotton, F., and J.C. Gariel., 1998. Estimation of site response using the H/V technique. Applicability and limits on Garner Valley downhole array dataset (California), *Proceedings of the XIth European conf. On Earthq. Eng.,* Paris September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Editors, Balkema 1998.

Yamanaka, H., Dravinski, M., and Kagami, H. (1993), Continuous measurements of microtremor on sediments and basement in Los Angeles, California, *Bull. Seismol. Soc. Am*. **83-5,** 1595-1609.

Zaré, M., Bard, P-Y., Ghafory-Ashtiany, M., (1999). Site characterizations for the Iranian strong motion network, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **18**, 101-123.

Zaslavsky, Y., Shapira, A., Arzi, A., (2000). Amplification effects from earthquakes and ambient noise in the Dead Sea rift (Israel), Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20, 187-207.

Zhao, B.M., Horike, M., and Y. Takeuchi, 1996. Comparison of spatial variation between microtremors and seismic motion, *Xth world conf. Earthq. Eng*., Acapulco, Elsevier Science Ltd.

Zhao, B.M., Horike, M., and Y. Takeuchi, 1998. Reliability of estimation of seismic ground characteristic by microtremor observation, *Proceedings of the XIth European* conf. On Earthq. Eng., Paris September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Editors, Balkema 1998.

Appendix Table A1 – A19: Studied sites, Fundamental frequencies, Event numbers and H/V characteristics

Description des abbreviations:

SSR: site/reference Spectral ratio method; RF: horizontal / vertical earthquake method (receiver function); H/V: (horizontal / vertical microtremor method); Couples of S.: number of the pair of earthquakes use for SSR method; N. of Ev.: number of earthquake use for RF method; Data: microtremor data source (Sp, special measurement; Pr, pre event; Co, continuous recording); lw: length of windows; nw: number of windows; nc: number of cycle; f_0: fundamental frequency (Fl, flat curve; Nr, non reliable curve, Ni, non identifiable); Class: H/V curve type (Fl, flat; Cl, clear peak; Cll.a, peak industrial, Cll.b, very low amplitude peak; Cll.c, Multiple peak or large bump; Nr, Non reliable); Ref: reference site

Tableau A1 Annecy

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	Std.	
Balm	REF	REF	29	Fl	Sp	Fl				Fl		
Epag	26	1.68	27	Ni	Sp	1.6	50	15	1200	Cl	1.2	
Meyt	25	2.7	24	2.4	Pr	Nr		26		Nr	3	
Pref	5	Nr	5	Nr	Sp	0.7	50	16	560	Cl	1.3	
Thes	26	3.9	27	3.77	Pr	4.0		26		Cl		
Vieu	16	Fl	16	Nr	Sp	12	50	5	3000	Cl	1.3	

Tableau A2 Benevento

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
ARC1	REF	REF	33	Fl	Sp	Fl	20	20		Fl		
Cre2	30	4.2	30	4.3	Sp	4.6	20	18	1656	Cl	1.2	
Mus1	30	5.7	30	4.7	Sp	6.4	20	20	2560	Cll.b	1.3	
Sab1	33	5.9	41	Fl	Sp	Fl	20	20		Fl	1.5	
Sab4	30	1.00	30	0.9	Sp	1	20	20	400	Cll.b	1.6	
Sab5	24	4.1	24	4.3	Sp	4	20	20	1600	Cll.c	1.3	

Tableau A3 Catania

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
Geni	26	3.4	27	1.1	Sp	Fl	60	32		Fl		flexure on HVN curve agree with SSR
Cav2	28	4	28	Ni	Sp	1.9	60	32	3648	CII.c	1.2	
UNIV	REF	Ref	31	Fl	Sp	Fl	60	18		Fl		

Tableau A4 Citta-di-Castello

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
Cd17	5	Nr	5	Nr	Sp	0.6	20	12	144	Nr	1	2^{nd} peak at 2.5 Hz may be industrial
Cd16	6	Nr	6	Nr	Sp	Nr	20	13	130	Nr	1.4	
Cd14	7	Nr	7	Nr	Sp	Nr	20	10	80	Nr	1.6	
Cd13	7	Nr	7	Nr	Sp	Nr	20	9	54	Nr	1.7	
Cd12	9	Nr	9	Nr	Sp	Nr	20	13	78	Nr	1.7	
Cd11	3	Ns	6	Nr	Sp	0.3	20	41	246	CI	1.7	
Cd10	9	Nr	10	Nr	Sp	0.3	20	8	48	Nr	1.7	
Cd07	10	2.52	10	2.53	Sp	2.5	20	13	650	CI	1.1	
Cd04	NS	Ns	10	13	Sp	12	20	11	2640	CI	0.5	
Cd02	NS	Ns	10	Fl	Sp	7.6	20	11	1672	Fl	1.1	
CCD7	NS	Ns	10	Nr	Sp	Nr	20	8	176	Nr	1.2	
C06b	10	4.97	10	4.03	Sp	3.8	20	13	988	CI	1	
Br01	REF	REF	10	Fl	Sp	Fl	20	8		Fl		

Tableau A5 Colfiorito

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
ROV1	23	1.04	23	1.22	Sp	1.2	20	16	384	CI	1.2	
ROV4	REF	REF	23	Fl	Sp	Fl	20	13		Fl		
ROV5	23	0.94	23	0.9	Sp	0.9	20	12	216	CI	1.2	

Tableau A6 Corinthe

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
STA1	REF	REF	54	Fl	Sp	Fl	25	8		CII.c		Some small peaks
STA2	34	Fl	34	Ni	Sp	2.6	25	7	455	CII.c	1.2	
STA3	43	Fl	43	Fl	Sp	1.4	25	7	245	CI	1.4	
STA4	47	Ni	38	Ni	Sp	Ni						
STA5	49	Ni	50	Ni	Sp	0.7	25	8	140	Nr	1.2	
STA6	51	3.46	52	2.94	Sp	Fl	25	10		Fl	1.3	a strong peak on SSR
STA7	46	Ni	47	Ni	Sp	Ni	25	11		CII.c	1.2	

Tableau A7 Ebron

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
AVA	21	1.5	21	1.5	Pr	1.5	Var	21	200	CI	1.5	Std >hvug
AMO	21	1.25	21	1.38	Pr	1.3	Var	21	200	CI	1.5	
HAN	21	1.42	21	0.97	Pr	1	Var	21	200	CI	1.4	
JUL	REF	REF	21	Fl	Pr	Fl	Var	21		Fl		
MOL	21	5.1	20	3.41	Pr	3.9	Var	20	200	CII.c	1.5	

Tableau A8 Eurosiestest

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
FRM	17	0.71	31	0.7	Sp	0.7	20	32	448	CI	1.5	
GRA	20	1.12	44	1.54	Sp	1.5	20	32	960	CI	1.2	
GRB	20	0.88	39	0.98	Pr	Ni		39		Nr	Very high	
PRO	REF	REF	24	Ni	Sp	Fl	20	28		Fl		Relatively flat
STC	20	2.9	32	2.32	Sp	3.2	20	32	2048	CI	1.3	A<3
STE	15	Ni	29	Ni	Sp	Fl	20	32		Fl		industrial peak at very high fr.
TST	22	0.74	41	0.73	Sp	0.7	20	32	448	CI	1.5	

Tableau A9 Fabriano

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
IR1	70	1.55	70	1.54	Sp	1.4	10	3	42	Nr	1.3	
IR3	7	1.98	7	2.18	Sp	2	10	3	60	Nr	1.3	
IR4	63	2.29	63	2.32	Pr	2.3	Var	63	200	CI	1.5	A_{0HVN}<2
IR5	26	4.46	24	5.31	Sp	5.5	10	3	165	Nr	1.1	
IR6	70	2.14	79	2	Sp	2.2	10	3	66	Nr	1.2	
SR5	REF	REF	81	Fl	Pr	Ni	Var	81		CII.c	1.5	bump at fr>2

Tableau A10 Grenoble

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
ESTI	8	0.31	9	0.27	Pr	0.3	Var	9		Nr	1.5	
EYBE	15	Diff. Sensors	15	0.45	Pr	Fl	Var	15	?	?	1.7	
FASS	2	Nr	2	Nr	Pr	0.4	Var	2		Nr	1.2	
GLAC	11	0.31	14	0.3	Pr	0.3	Var	14		Nr	3.3	
HATZ	18	0.28	30	0.26	Pr	0.2	Var	30		Nr	2.3	Agree with SSR. 2end peak at 2 Hz
MEYL	12	Diff. Sensors	13	0.4	Pr	0.4	Var	13		CI	1.7	
MURI	1	Nr	2	Nr	Pr	0.3	Var	2		Nr	1.2	
MUSD	REF	REF	30	Fl	Pr	Fl	Var	30		Fl		
NEYR	16	0.38	17	0.3	Pr	0.3	Var	17		CI	2.1	
SASS	5	Nr(0.35)	5	0.35	Pr	0.3	Var	5		Nr	1.3	
SEYS	8	0.4	8	Fl	Pr	Fl	Var	8		Nr	1.5	A <2
SDMH	8	Nr	9	Fl	Pr	Fl	Var	9		Fl		
STRO	13	0.4	14	0.42	Pr	0.4	Var	14		CI	1.4	
SYNC	4	0.45	4	0.44	Pr	0.4	Var	4		Nr	1.5	

Tableau A15 Rovetta

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
CNC	REF	REF	13	Ni	Sp	Ni	40	10	600	CII.c	1	
NSL	13	4.58	14	4.58	Sp	6.4	40	18	4608	CII.c	1	
RVT	12	4.37	12	3.37	Sp	3.6	40	22	3168	CI	1	
SLC	3	Nr	3	Nr	Sp	2.1	40	11	924	CI	1.1	

Tableau A11 Guadeloupe

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	F_0	lw	nw	nc	Class	std	
ACA	7	Nr	7	Nr	Pr	0.4	Var	7		Nr	1.8	
AER	16	1.26	16	1.26	Pr	1.3	Var	16		CI	1.5	
ANT	9	Ni	9	Ni	Pr	0.4	Var	9		Nr	2.7	
DDE	2	Nr	2	Nr	Pr	2.5	Var	2		Nr	1.2	
MAR	13	1.58	13	1.63	Pr	Ni	Var	13		CII.c	1.7	
PAS	REF	REF	16	FI	Pr	FI	Var	16		FI		
PRE	16	Ni	16	Ni	Pr	1.8	Var	16		CII.c	1.4	
STA	16	1.44	16	1.5	Pr	1.7	Var	16		Nr	2.4	

Tableau A12 Lourdes

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
AUZ	17	5.21	19	5.16	Pr	4.7	Var	19		CI	1.5	
CHA	18	4.11	18	3.92	Pr	4	Var	18		CII.c	1.3	
CIT	23	17	34	16.8	Pr	FI	Var	34		FI		
EDF	23	FI	34	FI	Pr	FI	Var	34		FI		
HOP	28	FI	36	FI	Pr	FI	Var	36		FI		
PMP	25	5.75	34	5.4	Pr	3.3	Var	34		CII.c	1.6	
PMP	25	FI	34	FI	Pr	5.8	Var	34		CII.c	1.6	
ROC	REF	REF	35	FI	Pr	FI	Var	35		FI		
SAN	24	3.44	31	3.06	Pr	3.2	Var	31		CI	1.5	
SER	23	4.98	31	4.73	Pr	FI	Var	31		FI	1.5	very small peak A<2

Tableau A13 Nice

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
ALS	15	0.93	15	0.94	Sp	0.9	20	11	198	CI	1.2	
BOR	REF34	REF	34	FI	Sp	0.8	20	8	128	Nr	1.8	A<2
CER	REF4	REF	4	FI	Sp	FI	20	7		FI		
CIM	17	2.76	27	2.5	Sp	2.8	20	11	616	CI	1.1	
FEL	REF8	REF	8	FI	Pr	Ni	20	1		Nr		
LIB	12	2	12	2	Sp	2	20	11	440	CI	1.2	
RAY	3	Nr	3	Nr	Sp	3.3	20	4	264	CI	1.1	
VAU	7	1.44	7	1.5	Pr	Nr	20	0		Nr		

Tableau A14 Predappio

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	F_0	lw	nw	nc	Class	std	
BIL	5	Nr	7	Nr	Sp	Ni	20	2		Nr		peak at fr. >10
CAM	29	0.85	38	Ni	Sp	4.2	20	4	336	CI	1	
CAN	38	0.71	62	3.41	Pr	4.5		62		CI	1.4	Agree with 2end peak of SSR
CIC	26	Nr	31	Nr	Sp	Ni	20	4		Nr		
CUG	150	7.31	172	7.24	Sp	6.3	20	2	252	CI	1.1	
FAR	124	Ni (FI)	135	Ni (FI)	Sp	FI	20	5		FI		
GLL	166	FI	244	FI	Sp	FI	20	5		FI		
GR2	56	0.62	64	0.61	Sp	0.6	20	5	60	Nr	1.5	
PAL	19	4.58	24	5.1	Sp	4.5	20	4	360	CI	1	
PER	4	Nr	9	Nr	Sp	4.3	20	4	344	CI	1.1	
PRO	4	Nr	6	Nr	Sp	FI	20	5		FI		
RE2	17	0.67	18	Ni	Sp	Ni	20	3		FI		
SCA	6	6.65	14	6.79	Sp	5.9	20	7	826	CI	1.2	
SCM	NS	Ns	5	5.04	Sp	5.5	20	6	660	CI	1.2	
SEL	14	5.73	21	5.61	Sp	6	20	3	360	CI	1	
SUO	85	7.81	97	5.16	Sp	5.5	20	5	550	CI	1.2	
USL	18	FI	21	Ni	Sp	Ni	20	3		CII.c	1.2	
VIN	REF	REF	260	Ni	Sp	FI	20	7		FI		

Tableau A16 Tehran

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	F_0	lw	nw	nc	Class	std	
ABM	51	0.3	51	0.3	Co	FI	50	20	1300		1	
AZP	54	Ni	55	5.47	Co	Ni	50	19		CII.c	1.1	A large bump
CAL	56	0.49	57	0.81	Co	1	50	3	150	CI, CII.d	1.2	Overlap of 2 peak
CHA	55	9.35	56	8.91		8.5	50	16	6800	CI	1.1	
DAR	45	0.69	49	3.9	Co	1	50	3	150	CI	1.8	2^{nd} peak HVN at 4.5 Hz
FAR	41	0.45	46	0.3	Co	FI	50	15	300	CII.b	1.2	
GHP	40	0.26	43	0.24	Co	FI	50	5	325	FI	1	
JAM	REF	REF	110	FI	Co	FI	50	6	990	CII.c	1.1	Bump A<2
MOF	91	0.45	94	0.32	Co	0.4	50	13	260	CII.b	1.3	
PAR	34	Ni	35	Ni	Co	FI	50	19	1235	FI	1	
SHL	73	0.27	72	0.27	Co	FI	50	14	210	CII.b	1.3	
SUD	33	0.47	33	4.96	Co	5.1	50	17	4335	CI	1.2	
TAP	69	0.45	27	0.42	Co	4.4	50	15	975	C11.d?	1	
TAR	45	1.07	49	1.2	Co	1	50	10	500	CI	1.2	+CII.d

Tableau A17 Verchiano

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	lw	nw	nc	Class	std	
Col0	11	1.55	11	1.3	Sp	1.3	20	12	312	CII.c	1.3	
Col1	15	2.9	15	2.68	Sp	2.8	20	7	392	CII.c	1.2	
Col2	15	Fl	15	Ni	Sp	Fl	20	10		Fl		
Col4	15	2.3	15	2.67	Sp	2.7	20	12	648	CI	1	
Col6	15	1.23	15	1.2	Sp	1.2	20	16	384	CI	1.1	
Col7	15	1.54	15	1.48	Sp	1.4	20	14	392	CI	1.2	
Col9	REF	REF	15	Ni	Sp	Ni	20	11		CII.c	1.3	
Colt	15	3.74	15	3.64	Sp	3	20	4	240	CI	1.3	
Cura	6	2.73	6	2.10	Sp	Ni	20	4		CII.c		

Tableau A18 Volvi 1994

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f0	lw	nw	nc	Class	std	
BAN	56	Fl	61	Fl	Pr	Nr	Var	61		Nr	Very high	
TOB	168	2.93	198	2.92	Pr	Nr	Var	198		Nr	Very high	
BAS	43	0.97	60	1	Pr	1.1	Var	60		Nr	1.9	
BED	183	3.59	214	3.06	Pr	3.6	Var	214		CII.c	1.4	
BUT	16	Nr	21	Ni	Pr	Fl	Var	21		Fl	1.7	
CHU	67	5.4	131	Fl	Pr	Ni	Var	131		CII.c	1.8	
DEM	11	0.9	15	Fl	Pr	Ni	Var	15		CII.c	1.6	
DEP	16	0.83	19	0.84	Pr	0.8	Var	19		CII.b	2.3	Std high
FAR	12	0.77	14	0.68	Pr	0.9	Var	14		CII.c	1.6	
FIE	17	Nr	22	1.66	Pr	Nr	Var	22		Nr		
GRE	53	2.97	77	2.33	Pr	2.6	Var	77		CI	1.4	
KOR	37	Fl	40	Fl	Pr	Fl	Var	40		Fl		
MAI	115	0.91	127	0.9	Pr	0.9	Var	127		CII.c	1.8	
MUR	137	Fl	141	5	Pr	Fl	Var	141		Fl		
ONI	20	Ni	24	Ni	Pr	Ni	Var	24		CII.c		
PRO	REF	REF	121	Fl	Pr	Fl	Var	121		Fl		
RIV	29	1.94	30	Fl	Pr	Fl	Var	32		Fl		
ROA	36	Fl	45	Fl	Pr	Fl	Var	45		Fl		
ROC	129	1.68	160	1.7	Pr	1.9	Var	160		CI	1.5	
SCU	52	1.05	55	0.79	Pr	1.1	Var	55		CI	1.8	
SNA	33	2.25	57	2.27	Pr	2.2	Var	57		CI	1.5	
TES	39	0.73	45	0.73	Pr	0.8	Var	45		CI	2	
THA	REF	REF	273	3.46	Pr	Fl	Var	273		Fl		
TOW	26	2.66	34	2.86	Pr	3.5	Var	34		CI	1.4	
TRE	80	3.3	82	3.16	Pr	3.6	Var	82		CI	1.5	
YEL	39	0.6	45	0.6	Pr	0.6	Var	45		CII.a?	2	

Tableau A19 Volvi 1997

Project	SSR		RF		H/V							Comments
	Couples of S.	f_0	N. of Ev.	f_0	Data	f_0	Iw	nw	nc	Class	std	
APO	NS	Ns	4	Nr	Pr	0.7	Var	4		Nr	3	
CHA	20	0.63	43	0.66	Pr	6	Var	43		Cl	1.7	
DAB	20	0.72	45	0.71	Pr	0.7	Var	45		Cl	1.6	
EVA	NS	Ns	5	Nr	Pr	Nr	Var	5		Nr		
GRB	NS	Ns	1	Nr	Pr	Nr	Var	1		Nr		
KOK	21	0.45	21	0.45	Pr	0.4	Var	21		Cl	1.7	
LAC	16	0.88	41	0.77	Pr	0.9	Var	41		Cl	1.6	
LAG	25	0.74	25	0.75	Pr	0.7	Var	25		Cl	1.6	
MEL	NS	Ns	2	Nr	Pr	0.8	Var	2		Nr	1.7	
NOY	18	0.44	36	0.45	Pr	0.4	Var	35		Nr	8	
PAP	18	0.62	40	0.62	Pr	0.62	Var	40		Cl		
PAS	NS	Ns	6	0.69	Pr	0.7	Var	6		Nr	1.7	
POM	26	0.72	28	0.62	Pr	0.7	Var	28		Cl	1.4	
PRO	REF	REF	29	Fl	Pr	Fl	Var	29		Fl		
SAR	16	0.79	33	0.78	Pr	0.8	Var	33		Cl	1.4	
SCH	21	0.67	21	0.5	Pr	0.6	Var	21		Cl	1.6	
SID	23	0.44	22	0.39	Pr	4	Var	22		Cl	1.6	
STI	REF	REF	22	Fl	Pr	Fl	Var	22		Fl		
TER	18	0.42	36	0.4	Pr	0.4	Var	36		Cl	2.5	
TOL	NS	Ns	1	Nr	Pr	Nr	Var	1		Nr		
TST	24	0.69	24	0.71	Pr	0.7	Var	24		Cl	1.6	
Vas	NS	Ns	5	Ni	Pr	Nr	Var	5		Nr		
ZAH	11	0.4	23	0.38	Pr	0.4	Var	23		Cl	1.6	

Chapitre 5:

Simulation de mouvements forts potentiels à Téhéran par la méthode de fonction de Green empirique

5.1 Introduction

Les chapitres précédents ont porté essentiellement sur la caractérisation des effets de site dans la région de Téhéran: fréquence de résonance, fonction de transfert, allongement de durée. Cela ne suffit pas pour une évaluation complète de l'aléa sismique, qui passe par la détermination du ou des séismes maximaux plausibles d'un côté, et des mouvements associés de l'autre.

Pour une région de forte activité sismique comme Téhéran, il est possible d'estimer les scénarios sismiques à partir de diverses informations comme la sismicité historique, ou des méthodes déterministes utilisant des données géologiques sur les failles actives; il demeure cependant beaucoup d'incertitudes comme l'absence de documents certains sur la sismicité historique, la méconnaissance du comportement exact des failles actives connues leur cinématique, leur longueur exacte, leur vitesse de déformation, ainsi que l'absence de reconnaissances géophysiques profondes permettant de confirmer ou de rejeter les soupçons de failles cachées.

D'autre part, pour dimensionner des structures adaptées, les ingénieurs de génie civil ont besoin de connaître le sismogramme complet, ou au minimum son spectre de réponse. Ceci n'est directement accessible que dans les régions bien instrumentées où un fort séisme a déjà été enregistré. Dans le cas présent, bien que les informations historiques et géologiques concluent à un risque important de séismes majeurs, aucun mouvement fort n'a encore été enregistré dans l'agglomération de Téhéran. Il faut donc passer par une modélisation.

Plusieurs techniques ont été proposées à cette fin. Une modélisation complète des sismogrammes a besoin d'informations sur les paramètres de source, de la propagation et de site. Compte tenu des informations (très) limitées en règle générale tant sur la structure de la croûte que sur le profil profond et 3D du sol, la détermination exacte des effets associés est une étape très délicate, aléatoire et incertaine. L'utilisation de petits séismes peut surmonter ces défauts d'information structurale et géotechnique. L'idée de prédire les mouvements associés aux forts séismes à partir d'enregistrements de petits séismes, utilisés comme "fonctions de Green empiriques" (FGE) a été proposée pour la première fois par Hartzell (1978). La méthode FGE peut s'appliquer à des problèmes tant inverses que directs. Les applications inverses sont très nombreuses et variées, pour retrouver le mécanisme au foyer, la fonction source, le tenseur des moments complet, ou la distribution de glissement sur la faille (Mueller, 1985, Frankel et al., 1986; Mori et Frankel, 1990; Velasco et al., 1994; Courboulex et al., 1997). Son utilisation en "problème direct" est très majoritairement destinée à la simulation des mouvements pour un futur séisme fort, ou l'estimation des mouvements forts associés à de grands séismes du passé (Irikura, 1983; Joyner et Boore, 1986; Boatwright, 1988, Kanamori et al., 1993; Zeng et al., 1994; Tumarkin et al., 1994, Lachet, 1992, Lebrun, 1997). L'idée principale de la technique FGE est que les enregistrements de petits séismes contiennent les informations complètes sur la fonction de transfert des milieux existant entre la source et la station (effets de propagation crustale et du site).

Dans ce chapitre nous utilisons donc la technique FGE pour essayer de simuler le mouvement fort à Téhéran à partir de signaux enregistrés à Téhéran, soit par notre réseau temporaire, soit par les stations permanentes du réseau accélérométreique national de l'Iran (BHRC, 2004) (accélérogrammes du séisme de Kojour du 31/05/2004). Nous rappelons d'abord brièvement les fondements théoriques et les hypothèses principales de la méthode – dans la version particulière utilisée ici qui autorise une prise en compte des incertitudes - , puis nous présentons les différents scénarios envisagés en fonction des enregistrements disponibles; deux séismes fortement ressentis à Téhéran, à savoir celui de Changureh-Avaj (22/06/2002) et de Kojour (28/05/2004) fournissent l'occasion d'une étude de sensibilité et de calibration qui s'avère assez satisfaisante; nous présentons alors les simulations pour quatre scénarios différents, tous plausibles, concernant l'occurrence de séismes forts sur les failles de Mosha, Nord-Alborz et Garmsar. Pour ces trois failles nous avons simulé un séisme de magnitude Mw = 7.1; pour la dernière nous avons aussi envisagé un séisme de magnitude Mw = 7.6, correspondant au séisme historique rapporté sur cette faille.

5.2 Concept de base et hypothèses principales de la méthode des fonctions de green empiriques

On appelle fonction de Green, la fonction $G_{ij}(\vec{x},t,x_0,t_0)$ donnant le champ de déplacement, en fonction du temps, résultant de l'application d'une force impulsionnelle unitaire (Dirac) et unidirectionnelle, en un point x_0 et à un instant t_0 donnés. Le champ de déplacement associé à une source sismique réelle, possédant une durée et une taille nécessairement finies dans le temps et l'espace, peut être obtenu par convolution de la fonction de Green avec la fonction temporelle de la source. L'idée fondamentale de Hartzell a été la suivante: le mouvement du sol enregistré lors d'un petit séisme peut être considéré comme une fonction de Green (dite empirique) liée à une source que l'on peut considérer comme ponctuelle par comparaisons avec celle d'un gros séisme. Pour simuler le mouvement du sol induit par un gros séisme associé à la rupture d'une faille de grande dimension, il est donc nécessaire de sommer des fonctions de Green associées à chacune des parties de la faille. Cette sommation des FGE doit tenir compte d'un certain nombre de décalages temporels qu'il faut introduire afin de simuler un processus de rupture physiquement réaliste. Les origines des décalages temporels, présentés schématiquement à la figure (5.1) d'après Bour (1993) sont le temps de propagation de la rupture du point de nucléation jusqu'au point considéré, les variations de distance entre la station et les différents points de la faille, et enfin le temps de montée de la dislocation en chaque point de la faille.

Les hypothèses principales de la méthode FGE sont:

– Le concept de force impulsionnelle implique que, pour que l'enregistrement d'un petit séisme puisse être considéré comme une fonction de Green, il faut que sa magnitude soit très faible.

– La réponse du sol sous la station est linéaire. Le fait d'utiliser la même fonction de Green pour le petit et le gros événement revient en effet à considérer que les paramètres mécaniques du sol sont indépendants de son niveau de déformation. Heuze et al. (1995) ont proposé de combiner la méthode FGE avec des méthodes géotechniques pour surmonter ce problème.

– Le petit et le grand séisme ont le même mécanisme au foyer et sont très proches l'un à l'autre. Ce qui n'est pas toujours vrai et d'autre part est difficile à tester, en raison de la difficulté de détermination du mécanisme au foyer de petits séismes ainsi que leur localisation. Plicka et Zahradnik (2002) ont proposé une technique d'inversion de forme

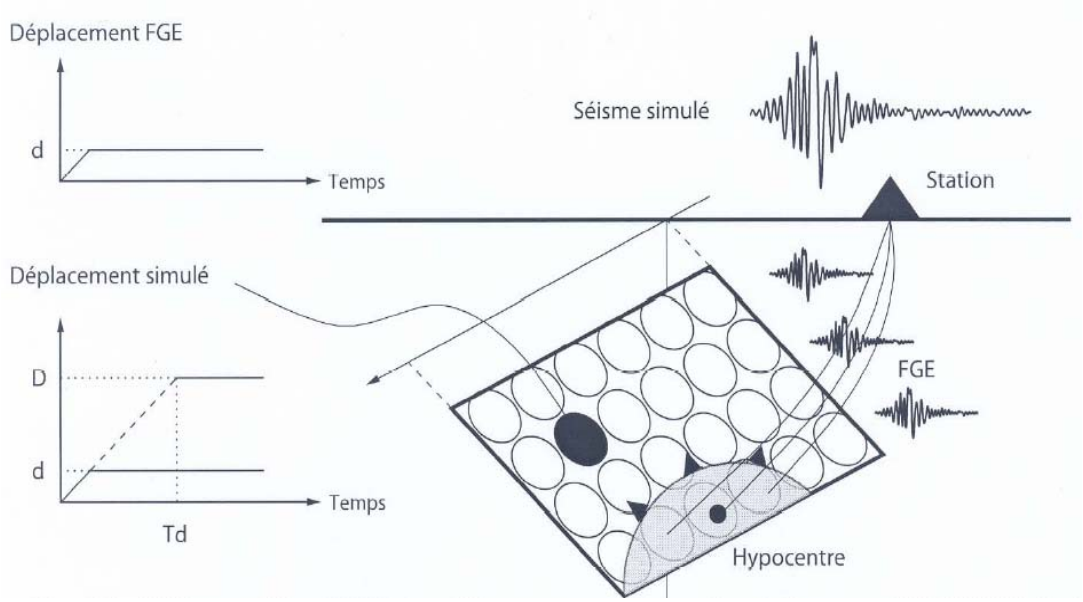


Figure 5.1 Différentes contributions aux décalages temporels entre les petits séismes: propagation de la rupture, temps de montée (Td) de la dislocation et propagation des ondes entre la source et le site (d'après Bour [1993])

d'onde, utilisant la méthode du nombre d'onde discret, pour trouver le point de nucléation du séisme d'Athènes (7 sept. 1999 ML=5.4, Mw=5.9) à partir d'une réplique ayant un mécanisme au foyer différent du choc principal.

– La distance épicentrale est sensiblement plus grande que la dimension de la faille du séisme cible. Cette condition est nécessaire pour garantir un quasi invariance des formes d'onde d'un bout à l'autre de la faille et permettre l'utilisation d'un seul petit séisme; elle peut être contournée par l'utilisation de plusieurs fonctions de Green, si elles sont disponibles.

– Les lois de similitude entre séismes faibles et forts sont satisfaites. C'est en effet sur cette base qu'on peut définir le nombre de sous-événements à sommer pour simuler le séisme fort. La loi de similitude, basée sur la loi d'échelle, $M0 \sim L^3$ (Aki 1967) reliant le moment sismique d'un séisme à une dimension caractéristique de la faille (L), décrit la relation entre les paramètres de source des deux séismes (FGE et séisme cible). Pour une chute de contrainte constante, les travaux d'Aki (1967) et Kanamori et Anderson (1975) conduisent à la relation suivante :

$$M_0/m_0 = L^3 / l^3 = N^3 \quad \rightarrow \quad N = (M_0/m_0)^{1/3} \tag{5.1}$$

Où: M_0 et m_0 sont respectivement les moments sismiques de séismes fort et faible, et L et l sont les dimensions caractéristiques des grande et petite failles. Cette relation exprime aussi que la longueur et la largeur ainsi que la valeur du glissement final du séisme cible sont N fois plus forts que ceux du petit séisme (fonction de Green) à chute de contrainte égale. En considérant que le spectre de déplacement des deux séismes suit la loi en ω^{-2} proposée par Aki (1967), et pour une chute de contrainte constante, le rapport des spectres de Fourier de l'événement cible et de la fge est égal (figure 5.2) à M_0/m_0 à basse fréquence (c'est à dire pour des fréquences inférieures à la fréquence coin de séisme cible F_c), et à $(M_0/m_0)^{1/3}$ à haute fréquence (c'est à dire pour les fréquence supérieures à la fréquence coin f_c du spectre de la fonction de Green).

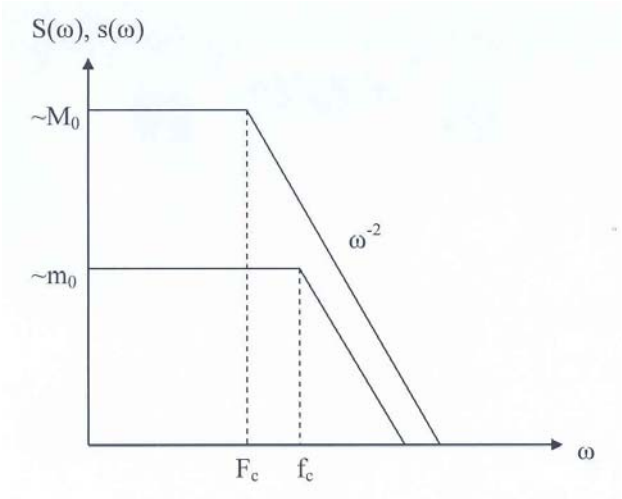


Figure 5.2 : spectres de Fourier théoriques en déplacement pour le petit et le gros évènement selon le modèle de décroissance en ω^{-2} de Aki

Dans cette thèse nous utiliserons la méthode décrite dans Pavic (1997), Pavic et al. (2002) en appliquant le code de calcul fortran correspondant dont nous décrivons ci-dessous les différents paramètres.

5.2.1 Le modèle de source sismique

Au contraire de la théorie de double couple ponctuel, dans la réalité on ne peut pas assimiler un séisme destructeur à un seul point source. Le long de la faille, de nombreux points glissent de façon similaire mais à des instants différents. Cela vaut dire que la rupture s'initialise en un point, et puis un front de rupture s'étend dans les différentes directions sur la

surface de la faille. En règle générale nous possédons très peu d'informations sur le processus de la rupture et donc différentes approches sont proposées pour le modéliser. Les modèles à "crack" unique considèrent des événement sismiques simples et réguliers: l'amplitude du glissement varie de façon très lisse sur la surface de la faille, sans maxima ou minima locaux ; les modèles "multi-cracks" les considèrent au contraire comme des événements composites, agrégat d'événements élémentaires (aspérités séparées par des barrières) de taille variable, qui cassent individuellement au passage du front de rupture. Différentes configurations de sous-failles (taille, distribution le long de la faille,), ont été proposés (Ex: Papageorgiou et Aki, 1983; Boatwright, 1982; Hadley et Helmberger, 1980, Irikura, 1983; Zeng et al, 1994). Les modèles composites expliquent mieux la complexité des accélérogrammes observés pour les séismes forts mais leur mise en œuvre pratique nécessite plus d'informations et de paramètres à considérer, ne serait-ce que sur leur distribution statistique. A côté de leur complexité géométrique, les modèles de sources peuvent aussi être distingués par leur cinématique de glissement, qui se rattachent à deux grandes familles: le modèle en "dislocation" (souvent appelé modèle "de Haskell", physiquement irréaliste, mais assez représentatif pour le champ lointain) qui considère une distribution constante égale au glissement moyen sur toute la surface de la faille, et le modèle en "fissure" (ou modèle de Kostrov, découlant d'une analyse dynamique simple) qui tient compte de variations de l'amplitude du glissement en fonction de la position sur la faille (annulation sur les bords). Dans le code de calcul choisi pour cette étude, un événement simple avec une cinématique physiquement acceptable de type Kostrov est appliqué.

5.2.2 Sommation des fonction de Green

Il existe deux différentes familles de techniques FGE par rapport à la façon de sommer les fonctions de Green. Le premier groupe est basé sur une sommation statistique des petits événements avec décalage en temps, sans tenter aucune relation directe avec la géométrie du plan de la faille ou la cinématique de rupture, mais où la seule condition imposée est de respecter le loi ω^{-2} (voir Wennerberg, 1990; Tumarkin et Archuleta, 1994). Irikura (1983, 1986), Bour (1993), Hutchings (1994) et Irikura et Kamae (1994) ont introduit l'autre famille des technique FGE avec une modélisation cinématique du séisme cible. Le code utilisé dans cette étude appartient à cette deuxième famille et s'appuie particulièrement sur les travaux de Hutchings (1994).

Les différents paramètres intervenant dans cette sommation sont les suivants:

Nombre total de FGE à sommer

D'après les lois de similitude, pour simulation le mouvement du sol généré par le fort séisme, il est nécessaire de sommer M_0/m_0 fonctions de Green où M_0 et m_0 représentant respectivement le moment sismique du séisme cible et le moment de la fonction de Green qui peuvent être déterminés sous la forme suivante (Aki, 1967).

$$M_0 = \mu.S.D \text{ et } m_0 = \mu.s.d \qquad (5.2)$$

Avec: μ, la rigidité de la croûte; S et s, surface de rupture des gros et petit événements; D et d, les glissements moyens associés.

Donc en cas général pour une faille rectangulaire on peut écrire:

$$\frac{M_0}{m_0} = \frac{L}{l}.\frac{W}{w}.\frac{D}{d} = N_l.N_w.N_d \qquad (5.3)$$

où: N_l, N_w sont les nombres de sommation à effectuer selon la longueur et la largeur de la faille du séisme cible et N_d est le nombre moyen de FGE à sommer dans le domaine temporel, pour chaque sous faille, pour parvenir au glissement final du séisme cible.

Cette équation permet de définir la discrétisation de la faille de l'évènement cible et le nombre de sous failles. Dans le programme utilisé pour la simulation, la faille correspondant à la FGE est supposée carrée (l=w) comme cela est illustré sur la figure (5.3).

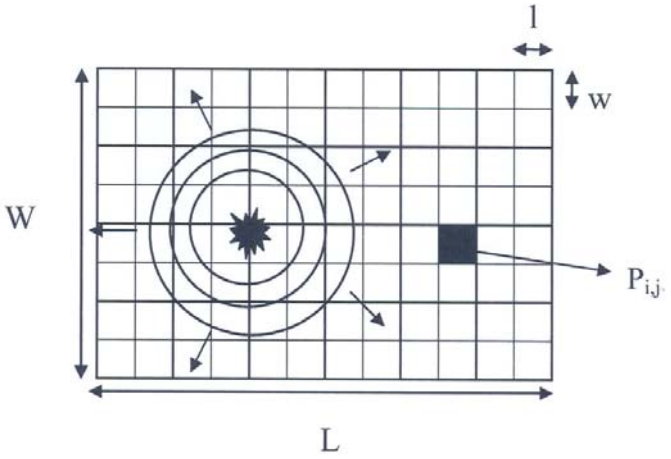


Figure 5.3 Discrétisation de la faille. La rupture démarre au point de nucléation et le front de rupture s'étend circulairement. La sous-faille $P_{i,j}$ casse à l'arrivée de ce front (d'après Causse 2004)

Nombre de fonctions de Green empiriques à sommer pour chaque sous-faille (N_d(i,j))

Dans le pratique pour les modèles en fissure, N_d n'est pas constant sur tout la surface du séisme cible: il est plus fort au centre, et s'annule sur les bords. Pour chaque sous faille (i,j), il est donc nécessaire de sommer $D_{i,j}$ /d FGE, où $D_{i,j}$ représente la dislocation finale au point (x,y): le nombre de sommation N_d est donc fonction des coordonnées (x,y). Comme l'expansion de front de rupture est radiale et que la faille cible est rectangulaire (construite par juxtaposition de failles élémentaires carrées), les variations spatiales de la dislocation finale suivent la distribution quadratique du modèle de Kostrov:

$$D^*(x,y) = \sqrt{1-\left(\frac{2x}{L}\right)^2}\cdot\sqrt{1-\left(\frac{2y}{W}\right)^2} \tag{5.4}$$

où (x,y) représentent les coordonnées du point par rapport au centre de la faille, et D* (distribution normalisée) doit ensuite être multipliée par le glissement maximal au centre de la fissure, de façon à obtenir la dislocation moyenne sur la faille fournie par l'équation: M_0= μ.S.D.

5.2.3 Reconstitution des mouvements sismiques pour le séisme cible

Une fois précisé le modèle de source, il faut sommer chacune des contributions élémentaires en tenant compte de décalages temporels "physiques": le mouvement du sol du séisme simulé s'écrit ainsi selon l'équation (Pavic 1997):

$$S(t) = \sum_{i=1}^{N_l}\sum_{j=1}^{N_w}\sum_{k=1}^{N_D} s(t-\phi_{i,j,k})\cdot\frac{d^0}{d_{i,j}} \tag{5.5}$$

avec : *S(t)* : vibrations sismiques du sol générées par le séisme cible

s(t) : vibrations sismiques du sol générées par la fonction de Green empirique

$\phi_{i,j,k} = \frac{r_o(i,j)}{V_r} + t_{i,j,k} + \frac{d_{i,j}-d^0}{V_s}$: déphasage temporel dû aux effets de la propagation de la rupture, de la montée de la dislocation ($t_{i,j,k}$) présenté schématiquement en figure (5.4*), et* de la différence de trajet parcouru par les ondes S entre les différentes sous-failles et le récepteur,

V_r : vitesse de propagation de la rupture,

V_s : vitesse des ondes de cisaillement,

d^0 : distance hypocentrale pour l'enregistrement utilisé comme fonction de Green

$d_{i,j}$: distance entre le point de coordonnées (i,j) sur la faille et le récepteur,

$r_0(i,j)$: distance parcourue par le front de rupture entre le point de nucléation et le point (i,j) de la faille.

Le terme $d^0/d_{i,j}$ permet de prendre en compte la différence d'atténuation géométrique, supposée inversement proportionnelle à la distance, entre les ondes issues des différentes sous-failles. Ceci suppose implicitement que les ondes rayonnées sont des ondes de volumes s'atténuant en 1/R.

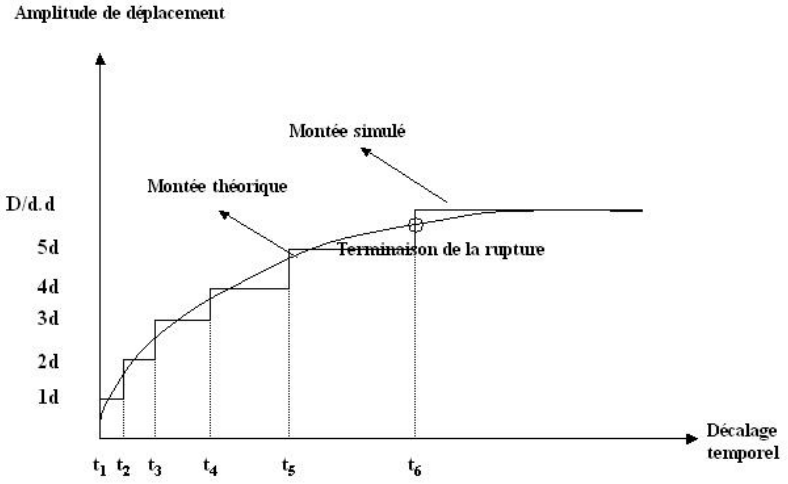


Figure 5.4 Discrétisation de la montée de la dislocation dans le modèle de Kostrov (Dessin d'après Laude, 1995 et Pavic 1997)

Lorsqu'on transforme l'équation (5.5) dans le domaine de Fourier, les décalages temporels se transforment en multiplication par un terme $e^{-i\omega t_{i,j,k}}$:

$$S(\omega)=s(\omega).R(\omega) \tag{5.6}$$

$$avec\ R(\omega)=\sum_{i=1}^{N_l}\sum_{j=1}^{N_w}\sum_{k=1}^{N_D} e^{-i\omega\phi_{i,j,k}}\cdot\frac{d^0}{d_{i,j}}$$ de telle sorte qu'en repassant dans le domaine temporel, le mouvement $S(t)$ du séisme cible peut également s'exprimer comme la convolution de la fonction de Green empirique $s(t)$ avec une fonction source apparente $R(t)$ représentative des caractéristiques de la rupture du séisme cible, et de la position relative du récepteur:

$$S(t)=s(t)*R(t) \tag{5.7}$$

5.3 Problèmes liés à l'utilisation de la méthode – Solutions adoptées

L'ensemble des études et des applications réalisées par de nombreux auteurs avec la méthode des fonctions de Green a permis de mettre en évidence un certain nombre de problèmes liés à son utilisation. Lachet (1996) a résumé une liste de ces problèmes. Pour ce qui concerne le programme utilisé dans cette étude nous présentons ci-dessous deux de ces problèmes, associés d'une part à l'artefact numérique haute fréquence, et d'autre part à l'incertitude dans la définition des paramètres de source et FGE, ainsi que les solutions adoptées pour les surmonter.

5.3.1 Niveau haute - fréquence

Le modèle de montée de la dislocation de Kostrov est le modèle qui permet d'approcher jusqu'à présent au mieux l'allure théorique de rapport des spectres présenté à la figure (5.2). Hutchings (1994) a démontré que ce modèle permet en outre d'obtenir automatiquement la décroissance correcte du spectre du séisme simulé en ω^{-2} à partir de sa fréquence coin. Cependant il existe une surestimation inhérente à la méthode des FGE pour les hautes fréquences (rapport de spectres cible/fge en $N^{3/2}$ au lieu de *N aux fréquences supérieures à la fréquence coin de l'événement utilisé comme fge*), qui résulte directement de la sommation "stochastique" des N^3 fonction de Green (voir Gariel et Mohammadioun ,1991; Pavic 1997; Bour et Cara ,1997 pour les raisons).

Le traitement spécifique et assez artificiel proposé par Pavic (1997) a été repris dans cette étude pour reconstruire la partie haute fréquence du signal, au delà de f_c. L'idée de base est de forcer le module du niveau spectral de la fonction source apparente $R(\omega)$ à la valeur théorique de $(M_0/m_0)^{1/3}=N$ pour les fréquences supérieures à la fréquence coin f_c de la FGE, tout en lui conservant une phase physiquement réaliste. La procédure suivie pour ce traitement est décrite ci-après (elle est également explicitée dans la figure 5.5 d'après Pavic ,1997) :

- La fonction source originelle obtenue à partir du modèle de Kostrov (graphe a) est soumise à un filtrage passe-bas en dessous de la fréquence coin f_c (graphe b).
- L'enveloppe temporelle du rayonnement haute fréquence est reconstituée à partir du modèle de Kostrov, en considérant que les ondes hautes fréquences sont émises de façon homogène sur toute la surface de faille. Pour cela:
  - On commence par dénombrer les ondes arrivant au récepteur, en fonction du temps d'arrivée, et compte tenu de la position du point de nucléation (graphe c).

- à partir du résultat précédent, on déduit l'histogramme du nombre d'ondes N_{int} arrivant au récepteur par intervalle de temps fixé. Cet intervalle est choisi égal à l/V_R, temps mis par le front de rupture pour passer d'une sous-faille donnée à une sous-faille adjacente. La fonction synthétisée fournit donc une approximation du nombre de ruptures de failles en fonction du temps, vu du récepteur. Comme on suppose que le rayonnement haute fréquence est émis de façon homogène par les ruptures de toutes les sous-failles, cette fonction peut être assimilée à l'enveloppe temporelle du rayonnement haute fréquence (graphe d).
- la fonction précédente, en paliers, est lissée (graphe e).

- Un bruit blanc suivant cette enveloppe temporelle est alors généré (graphe f).
  - le niveau spectral de ce bruit est fixé à N pour des fréquences supérieures à la fréquence coin f_c (graphe g).
  - le signal est filtré en passe haut au dessus de la fréquence coin f_c (graphe h).
- Les fonctions temporelles issues des graphes b (basse fréquence) et h (haute fréquence) sont ajoutées, afin d'obtenir la nouvelle fonction source apparente (graphe i).

Ce traitement artificiel peut à juste titre être considéré comme une simple recette de cuisine, mais elle n'est pas forcément pire que toutes les autres proposées pour contourner ce problème récurrent du niveau haute fréquence.

5.3.2 Sélection des valeurs des paramètres d'entrée

Les incertitudes existantes sur les paramètres d'entrée se répercutent nécessairement sur les résultats issus du programme (accélérogrammes et spectres de réponses du séisme simulé entre autres). Cette difficulté avait déjà conduit Hutchings et al. (1996) à procéder à une étude paramétrique: pour cela, au lieu de fixer les paramètres de rupture, ils les font varier aléatoirement dans les limites physiquement "raisonnables", déterminées indépendamment. Ils procèdent à 100 simulations d'un séisme de magnitude 7.25, en faisant varier les paramètres suivants: position de l'hypocentre, vitesse de rupture, vecteur de glissement, position des aspérités, etc. Seuls le moment sismique et la géométrie de la faille sont fixés du départ. La figure (5.6) montre les spectres de réponse de ces 100 simulations et met bien en évidence leur gamme de variation selon le modèle de rupture choisi.

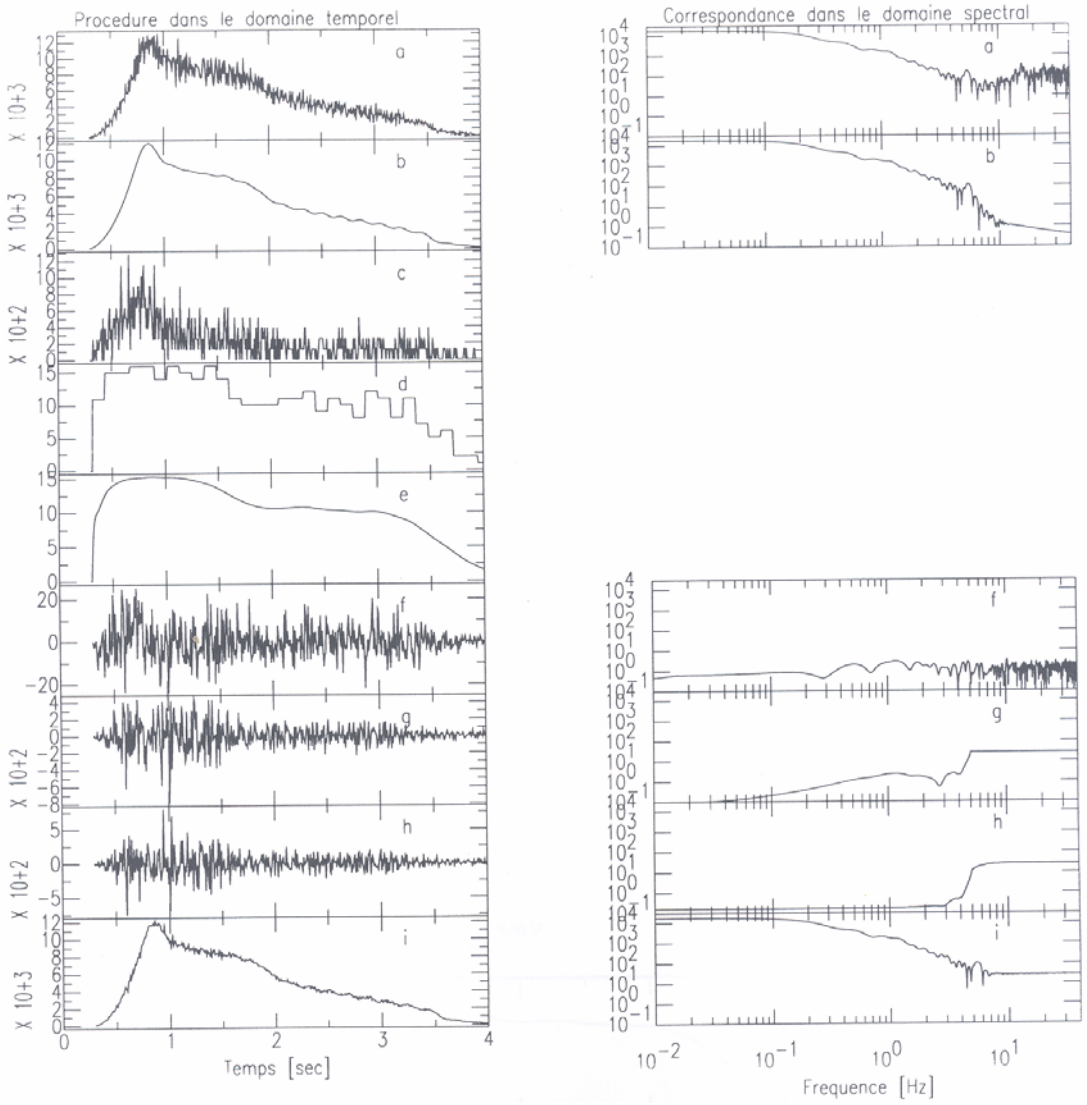


Figure 5.5 : Visualisation des différentes étapes de la procédure de traitement haute-fréquence développée par Pavic (1997).

Il existe donc une variabilité très significative des résultats issus de la simulation. En outre, les résultats ne peuvent être représentatifs de cette variabilité que dans la mesure où les intervalles de variation des paramètres d'entrée sont parcourus intégralement. Une sélection purement aléatoire des différentes valeurs d'un paramètre ne permet pas de remplir cette condition. C'est principalement pour cette raison que la méthode dite ***Latin Hypercube Sampling*** (McKay 1988) a été retenue pour sélectionner les différentes valeurs des paramètres dans le programme développé par Pavic (1997). Un bref aperçu de la méthode est expliqué ci-après.

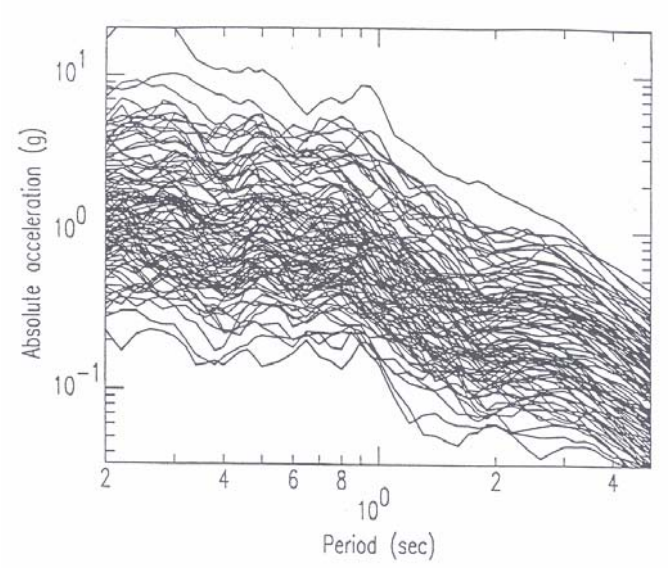


Figure 5.6 Spectre de réponse en accélération avec amortissement de 5% pour 100 scénarios (d'après Hutchings et al, 1996)

La première étape consiste à identifier les paramètres "incertains" et, pour chacun d'entre eux, à quantifier cette incertitude par un mode de distribution (normal, log-normal, uniforme, …) et une gamme de variation (bornes d'un intervalle, moyenne et écart-type, …). Les fonctions de répartition F(x) des Q paramètres "incertains" sont ensuite reconstituées à partir des fonctions densité de probabilité ainsi définies pour chaque paramètre. L'intervalle de probabilité [0,1] est divisé en P sous-intervalles de longueurs égales 1/P, et un nombre U_j est choisi de façon aléatoire dans chacun d'entre eux (cf Figure 5.7). La réciproque de la fonction de répartition est alors utilisée pour créer, pour chaque paramètre i, une série de P valeurs X_{ij} (j=1,P). L'intervalle de variation des paramètres est ainsi intégralement exploré. La méthode présente l'autre avantage de fournir, par une stratification régulière de l'intervalle de probabilité, une série de valeurs concentrées autour de la valeur moyenne du paramètre lorsqu'il est défini par une distribution gaussienne, ce qui est le cas pour une partie importante des paramètres utilisés dans notre étude. L'échantillon de valeurs sélectionnées représente alors de façon optimale le paramètre. Pour obtenir les fonctions de répartition exactes à la sortie, il serait nécessaire de prendre en compte P^Q combinaisons de paramètres. La méthode *Latin Hypercube Sampling* permet de réduire ce nombre à P tout en fournissant une bonne estimation de la variabilité des résultats finaux: elle consiste simplement à effectuer des permutations aléatoires d'indice dans les P valeurs obtenues pour chacun des Q indices, et de les associer ensuite Q à Q, afin d'éviter d'associer systématiquement les valeurs extrêmes d'un paramètres aux valeurs extrêmes des autres paramètres.

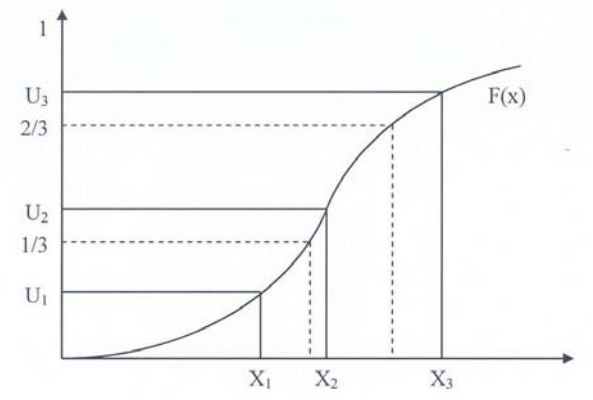


Figure 5.7 : exemple d'échantillonnage par stratification équiprobable utilisant la méthode LHS pour un nombre d'intervalles égal à trois, et pour une distribution gaussienne (d'après McKay,1988).

Dans le programme de simulation, le nombre de paramètres incertains a été pris égal à 10 (cf. plus bas) et le nombre de subdivisions P a été fixé à 50. L'intervalle de variation des valeurs de X_{ij} est limité à [m-2.4σ, m+2.4σ] où m représente la valeur médiane et σ l'écart type, et les deux valeurs extrêmes (X_{i1} et X_{i50}) sont ensuite éliminées, pour chaque paramètre. Enfin, une permutation aléatoire des 48 valeurs restantes est effectuée pour chaque paramètre: les valeurs des paramètres ainsi associés 10 à 10 sont { $X_{1,j1}$, $X_{1,j1,\ldots}$ $X_{i,ji,\ldots}$ $X_{10,j10}$}, où les ji varient de 2 à 49 de façon totalement décorrélée.

A partir de ces combinaisons de valeurs sont crées 48 fichiers d'entrée. Le programme de sommation des fge est ensuite lancé pour chacun d'entre eux, et les résultats en sont analysés non seulement un par un, mais aussi et surtout sous forme statistique. Prenons l'exemple du spectre de réponse en accélération de l'événement simulé : pour une période donnée, en supposant une loi de distribution lognormale, l'accélération spectrale est une variable aléatoire dont la valeur moyenne et l'écart type réel correspondent à la moyenne et à l'écart type des 48 simulations.

5.4 Détermination des paramètres d'entrée du programme pour l'application à Téhéran

Les paramètres d'entrée du programme peuvent être divisés en deux catégories : les paramètres fixes et les paramètres incertains. Le premier groupe est constitué des paramètres qui peuvent être déterminés de manière relativement précise, par une valeur unique: profondeur de la FGE, distance épicentrale de la FGE, azimut source-récepteur, module de cisaillement de la croûte, moment sismique du séisme cible.

La deuxième catégorie correspond aux paramètres étant entachés d'une incertitude importante (10 en total): azimut de la faille, pendage de la faille, moment sismique de la FGE, longueur de la FGE, rapport de forme du séisme cible (longueur/largeur), chute de contrainte du séisme cible, vitesse des ondes S, rapport entre les vitesses de rupture et des ondes S, position du point de nucléation. Pour chacun de ces paramètres, il faut définir une loi de probabilité, que l'on peut choisir normale, lognormale ou uniforme.

Nous détaillons ci-dessous le mode de définition de paramètres d'entrée les plus importants, à savoir les moments sismiques, longueurs de faille, chutes de contrainte et position du point de nucléation.

5.4.1 Détermination des moments sismiques

Les moments sismiques de l'événement cible et de celui utilisé comme fonction de Green sont des paramètres très importants à définir car ils contrôlent le nombre de sommations à effectuer. Dans cette étude nous avons utilisé deux déterminations différentes du moment sismique.

La première est la relation théorique reliant le moment sismique au niveau plat du spectre de déplacement à basse fréquence:

$$M_0 = 4\pi.\mu.V_s.R.\Omega_s \tag{5.8}$$

Avec M_0 moment sismique en Nm, μ la rigidité de la croûte, V_s vitesse moyenne des ondes S dans la croûte, et Ω_s niveau plat du spectre en déplacement déterminé en dessous de la fréquence coin, et R la distance hypocentrale. Cependant dans certains cas, la détermination de la fréquence coin n'est pas facile notamment pour les petits séismes ou lorsque le mécanisme de rupture est compliqué, et la détermination du niveau plat est donc entachée d'incertitude.

On a alors utilisé aussi la relation de Kanamori (1975), qui correspond à la définition de la magnitude de moment :

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1 \tag{5.9}$$

L'échelle de magnitude utilisée pour caractériser les séismes sélectionnés comme FGE est celle de Richter dans la plupart des cas (M_l). Mais on peut considérer que pour des

magnitudes M_l inférieures à 5.5, les magnitudes M_l et M_w sont proches (Idriss, 1985), un choix nécessaire mais peut-être biaisé.

Pour la simulation les chocs principaux de séismes d'Avaj et de Kojour (tous deux de magnitude légèrement supérieure à 6), les moments sismiques "télésismiques" étaient disponibles, nous avons utilisé les valeurs calculées par l'USGS.

Le moment sismique du séisme cible est l'un des paramètres imposés et le moment sismique de la fge m_0 est défini par une loi de type lognormale avec un facteur déviateur égal à 2 ce qui signifie 68,26% des valeurs de m_0 se situent dans l'intervalle [m_0/2.0, 2.0m_0].

5.4.2 Calcul de la longueur de faille de la fonction de Green empirique

Cette longueur est supposée suivre une loi de type lognormale, avec un facteur déviateur de 1.6. La longueur moyenne est déterminée à partir de la fréquence coin f_c du séisme avec la formule empirique de Brune (1979) valable pour une faille circulaire de rayon r :

$$r = 0.33\frac{V_s}{f_c} \qquad \rightarrow f_c = 0.33\frac{\sqrt{\pi}V_s}{l} \tag{5.10}$$

La faille étant considérée de forme carrée, on détermine sa longueur l en supposant qu'elle est de même surface que la faille circulaire ($l = r\pi^{1/2}$).

La valeur de la fréquence coin est habituellement déterminée visuellement à partir des spectres de Fourier en déplacement des enregistrements utilisés comme fonctions de Green. Cette estimation visuelle étant assez délicate et subjective, la longueur estimée sur cette base a été comparée à une relation empirique (Zaré , 1999):

$$M_w = 0.9\ln(Lr) + 3.66 \tag{5.11}$$

Avec "Lr" la longueur de la rupture.

Bien qu'il existe d'autres relations empiriques comme par exemple celle de Wells & Coopersmith (1994), et que ces relations empiriques ne soient valables a priori que pour des séismes modérés à forts, nous avons jugé suffisant d'utiliser ces deux formules dans notre estimation, compte tenu de la forte valeur du facteur déviateur (cf. tableau 5.2) considéré pour ce paramètre. D'autant que nos simulations de calibration (cf. plus tard section 5.5.1) n'ont pas mis en évidence une sensibilité significative des résultats à la longueur de la faille fge – au moins dans la gamme obtenue par les différentes formules- .

5.4.3 Chute de contrainte de la FGE et de l'évènement cible et position du point de nucléation

La chute de contrainte se définit en un point donné d'une faille comme la différence d'état de contrainte avant et après la rupture. Pour une faille de longueur *L,* de largeur *W*, et un glissement moyen *D*, la chute de contrainte moyenne est définie par :

$$\Delta\sigma = C\mu\frac{D}{\overline{L}} \tag{5.12}$$

où C est une "constante" (proche de 1) dépendant de la géométrie de la faille et $\overline{L}$ une dimension caractéristique de la rupture (généralement la plus petite, *W*, ou le rayon).

D'après l'équation 5.2, on peut donc relier chute de contrainte et moment sismique :

$$\Delta\sigma = C'\frac{M_0}{\overline{L}^3} \tag{5.13}$$

ou C' est une autre constante tenant aussi compte du rapport entre largeur et longueur de la faille). La chute de contrainte de la fonction de Green empirique dans le programme est calculée théoriquement selon la relation (5.12) en prenant C=16/7π (faille circulaire) et $\overline{L} = l$. Quant à celle du séisme cible, elle est définie comme un paramètre d'entrée fixe du programme, et donc estimée par l'utilisateur.

5.4.4 Position du point de nucléation

La position du point de nucléation est bornée par les dimensions de la faille. On suppose que l'abscisse du point de nucléation suit une loi uniforme sur l'intervalle [0, L], et son ordonnée, une loi uniforme sur l'intervalle [0, 2/3W], L et W sont la longueur et la largeur de la faille respectivement, l'origine des ordonnées étant située en profondeur, sur le bord inférieur de la faille.

La valeur de L est estimée à partir de la distribution des répliques ou observation de la rupture en surface pour les séismes d'Avaj et Kojour; pour d'autres séismes cibles nous avons utilisé le formule empirique de Zaré (1999) déjà présentée dans l'équation 5.11, en comparant

aussi avec la formule découlant des lois d'échelle et reliant le moment sismique aux dimensions de la faille.

$$M_0 = \mu . C_2 C_1^2 L^3 \qquad (5.14)$$

Où: μ module de cisaillement de la croûte (environ 3 10^{10} Pa), C_1 et C_2 sont des "constantes" des lois d'échelle valant environ 0.5 pour C_1, et de 5 10^{-5} à 10^{-4} pour C_2. La première traduit le rapport moyen entre largeur W et longueur L pour les séismes en "dip-slip": ce rapport de forme W/L est défini selon une loi lognormale de valeur médiane 0.5 avec un facteur déviateur de 1.3. Le deuxième coefficient C2 correspondant au rapport moyen entre le glissement moyen et la longueur caractéristique, ou, en d'autres termes, à la chute de contrainte moyenne.

5.4.5 Connaissance du mécanisme au foyer

La connaissance du mécanisme de rupture et de la nature du glissement sur le plan de faille n'ont pas été considérés ici: les mécanismes au foyer du petit et du gros séisme sont toujours supposés identiques, et ces informations sont « contenues » dans la fge. L'azimut et le pendage de la faille, nécessaires au calcul des décalages temporels et des corrections d'amplitude lors de la sommation des fonctions de Green, sont imposées avec une variabilité limitée (±20°), tandis que la profondeur du foyer et la distance épicentrale de l'événement fge sont supposés parfaitement contraintes.

5.4.6 Paramètres mécaniques sur la faille et vitesse de rupture

La vitesse médiane V_s de propagation des ondes de cisaillement à la profondeur de l'hypocentre a été fixée à 3000 m/s. On a supposé qu'elle suit une loi lognormale, avec un facteur déviateur de 1.1. Le module de cisaillement μ est relié à la vitesse des ondes S par la relation $\mu = \rho V_S^2$ et a été considéré 3 10^{10} N/m². Enfin, la vitesse de propagation V_r du front de rupture est variable, et est définie au travers du rapport V_r/V_s, supposé suivre une loi uniforme sur l'intervalle [0.65,0.95].

5.5 Applications et Résultats

5.5.1 Calibration des paramètres d'entrée pour la région de Téhéran

Compte tenu des hypothèses de la méthode ainsi que des données disponibles, nous avons sélectionné 5 événements enregistrés lors de la campagne 2002 comme fonctions de Green empiriques: ce choix a été effectué en fonction de la qualité des enregistrements, de la localisation des événements sur ou à proximité de failles majeures, et enfin de la possibilité d'effectuer des "calibrations" sur des événements importants. Les événements ainsi sélectionnés sont cartographiés (cercles grisés numérotés de 1 à 5) sur la Figure 5.8 avec les failles majeures de la région, et leurs caractéristiques sont précisées au tableau 5.1.

En premier lieu nous avons choisi de calibrer les paramètres d'entrée sur les événements d'Avaj (22/06/2002, Mw=6.5) et de Kojour (21/05/2004, Mw=6.3), identifiés par les étoiles avec les indices A et K, respectivement, sur la carte 5.8: nous disposons en effet, pour ces deux séismes, d'enregistrements du choc principal dans Téhéran, ainsi que, pour le premier, de plusieurs répliques (n° 4 et 5 sur Figure 5.8) enregistrées aux mêmes sites dans Téhéran, et, pour le second, d'un autre séisme de magnitude inférieure localisé à proximité immédiate (n°3 sur Figure 5.8), attribué à la même faille de Nord-Alborz.

Cette étude de calibration révèle que la paramètre la plus crucial est la chute de contrainte du séisme cible. Plusieurs essais ont été effectués pour ces 2 séismes avec des chutes de contraintes différentes, et les spectres de réponse simulés ont alors été comparés avec les spectres de réponse enregistrés. Nous avons fait varier les valeurs de $\Delta\sigma$ de valeur inférieur à 10 bars, correspondant à la valeur calculée pour le séisme d'Avaj par Sadeghi et al (2003) jusqu'à des valeurs supérieures à 100 bars.

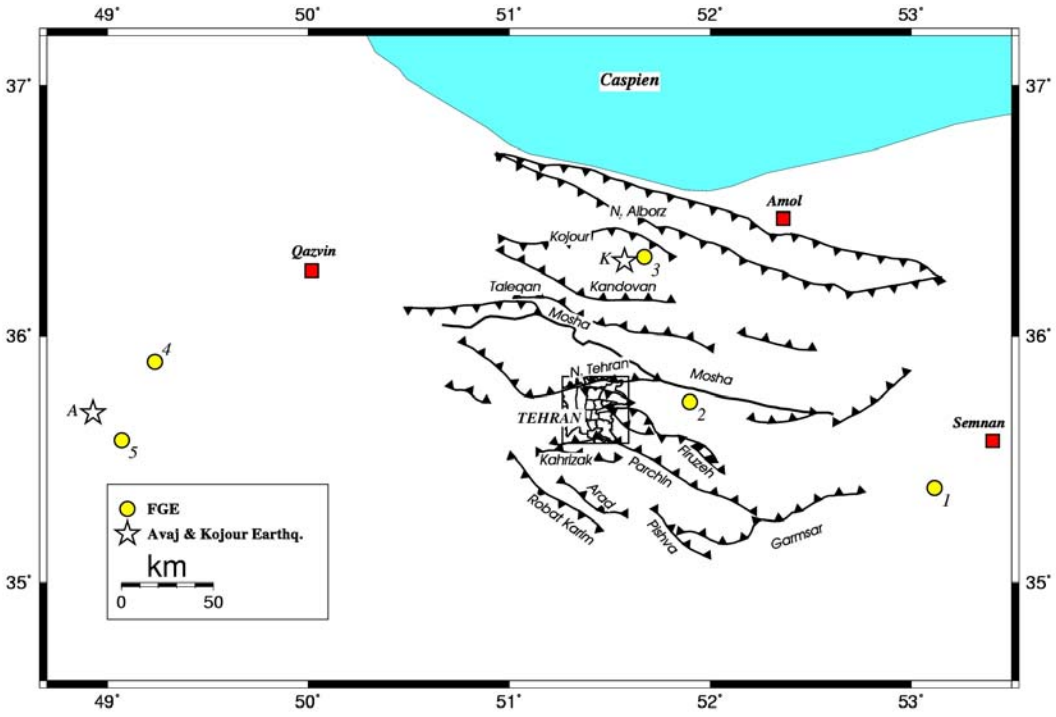


Figure 5.8 Position des petits séismes sélectionnés comme fge dans la région étudiée par rapport aux principales failles actives menaçant la région de Téhéran

Ces comparaisons nous ont montré que, pour obtenir un bon accord entre observations et simulations il faut choisir une valeur médiane de chute de contrainte beaucoup plus élevée que celle donnée par l'équation 5.12 (au moins égale 30 bars pour le séisme d'Avaj et à 100 bars pour le séisme de Kojour). Il faut noter que ces valeurs élevées de chute de contrainte sont en accord avec les valeurs estimées par Zaré (1999) pour les mouvements forts en Iran.

Tableau 5.1 Caractéristiques des fge sélectionnées

Ev.	Lieu	Date (aa-mm-jj) Heure (TU)	Lat. (°N)	Lon. (°E)	Prof. (Km)	Mag. (M_l)	Faille de simulation
1	Sud-Ouest Semnan	2002-05-13_ 20:49:19.0	35.385	53.117	12.2	4.4	Garmsar
2	N. Tehran	2002-03-22 04:45:27.0	35.734	51.899	16.3	2.7	Mosha
3	Alborz central	2002-05-21 10:48:36.0	36.316	51.672	18.2	4.1	N. Alborz
4	Réplique d'Avaj	2002-06-22 21:33:27.0	35.996	49.237	18	3.9	F. du séisme d'Avaj
5	Réplique d'Avaj	2002-06-22 14:27:17.0	35.578	49.072	10.9	4.2	F. du séisme d'Avaj

Dans les sections suivantes nous présentons d'abord en détail les résultats de ces simulations "de calibration". Puis nous exposons les résultats de simulation d'un séisme de magnitude 7.1 pour trois failles différentes: Garmsar, Mosha et Nord Alborz à partir des FGE 1 à 3 de la figure 5.8.

Deux remarques générales s'imposent avant la présentation détaillée des résultats :

- Bande de fréquence "utile": Dans chaque cas, le mauvais rapport signal sur bruit à haute fréquence (cf. chapitre 3) nous a conduit à filtrer les signaux fge dans une bande de fréquence variable selon la station: la borne inférieure de filtrage a toujours été fixée 0.1 Hz car le rapport S/N était bon à basse fréquence pour les événements choisis comme fge, mais c'est la borne supérieure qu'il a fallu adapter: les valeurs sont indiquées dans les tableaux correspondant à chaque simulation. Les résultats obtenus ne sont donc bien entendu valables que dans ces gammes de fréquence.
- Mode de représentation : Vu le grand nombre de simulations effectuées en raison des incertitudes (48 pour chaque événement à chaque station, soit plus de 2000 en tout), nous ne pouvons évidemment pas les présenter toutes: nous avons donc choisi de ne montrer ici que les valeurs moyennes et les écart-types pour les stations considérés, ainsi que quelques simulations "représentatives". Cette "représentativité" a été établie a posteriori sur la base d'une proximité avec le spectre de réponse de la médiane des 48 simulations en gardant aussi l'œil sur les paramètre d'entrée pour qu'il restent proches des valeurs moyennes ou médianes données au debout. Bien sûr pour les deux séismes d'Avaj et Kojour, les résultats sont comparés aux enregistrements. Pour chacun des scénarios indiqués dans le tableau 5.1, nous résumons les résultats en montrant les spectres de réponse moyens en accélération pour différents sites et une carte d'accélérogrammes représentatifs.

5.5.2 Simulation de séisme Avaj à partir de deux de ses répliques

Le séisme du 22 juin 2002 (02:58 GMT) d'Avaj, officiellement appelé le séisme de "Changureh-Avaj", de magnitude Mw = 6.5 (d'après l'USGS), s'est produit à 200 Km de l'ouest de Téhéran. Malgré la faible densité de la population (zone rurale), il a causé 261 morts, 1300 blessés et beaucoup de dégâts. Ce séisme, fortement ressenti à Téhéran, s'est produit sur une faille chevauchante inconnue avant le séisme, appelée la faille de Abdarreh (nom d'un village totalement détruit à cause du séisme) par Walker et al. (2005). Le choc principal ainsi qu'un nombre important de répliques ont été enregistrés par les stations installées à Téhéran dans le cadre de la présente étude, et peuvent donc être utilisés pour valider cette approche FGE et en calibrer certains paramètres d'entrée. Nous avons cependant dû utiliser deux types d'enregistrement différents, les capteurs CMG5 pour le choc principal et les CMG40 pour les répliques, ces derniers ayant saturé pour le choc principal, et les premiers n'ayant généralement pas déclenché pour les répliques. Les deux répliques utilisées sont celles

du 22 juin à 14:27:17 et 21:33:27, de magnitudes respectives 4.2 et 3.9 (M_L). Les paramètres de la faille proviennent de l'étude de Walker et al. (2005), et tiennent aussi compte de ceux donnés par Sadeghi et al. (2003) et Solaymani et Feghhi (2003). Une distribution identique des paramètres d'entrée a été prise pour toutes les stations, dont les valeurs sont résumées dans le tableau 5.2.

Tableau 5.2 Paramètres d'entrées pour la simulation fge et le type de loi utilisé pour simulation de séisme d'Avaj (Mw= 6.5) à partir de deux de ses répliques.

Paramètre	Type de loi	Réplique 14:27:17		Réplique 21:33:27	
		Moyenne	Ecart type (f. déviateur)	Moyenne	Ecart type
Strike (deg.)	normale	110	20	110	20
Pendage (deg.)	normale	40	20	40	20
Long. Cible (Km)	Fixe	26		26	
M_0 cible (N.m)	Fixe	$6.9\ 10^{18}$		$6.9\ 10^{18}$	
m_0 de fge (N.m)	lognormale	$2.5\ 10^{15}$	2.0	$8.9\ 10^{14}$	2.0
Long. fge (Km)	lognormale	1.6	1.3	1.2	1.3
Prof. fge (Km)	Fixe	11		18	
$\Delta\sigma$ cible (bar)	lognormale	60	2.0	30	2.0

Tableau 5.3 Distances épicentrales, azimut source récepteur et limite haute fréquence pour chaque station ayant fait l'objet d'une simulation pour le séisme d'Avaj,

		ABM	CAL	CHA	JAM	MOF	SHL	SUD	TAP
Réplique 14:27:17	Dist.	211	217	215	218	210	202	217	214
	Az.	85	87	88	82	87	88	84	84
	fmax	8	6	8	10	6	10	6	10
Réplique 21:33:27	Dist.	198	205	204	201	199	191	202	199
	Az.	98	100	101	95	101	102	96	97
	Hf	6	6	8	Pas de filtrage	6	6	6	6

A titre indicatif, le tableau 5.3 liste, pour chaque station, les distances épicentrales, l'azimut source-récepteur ainsi que la limite de validité haute fréquence (fréquence coin du filtre passe-bas).

La figure 5.9 donne, pour les stations MOF et JAM, une vue globale des résultats de la simulation à partir de la réplique de 14h 27. Les 4 cadres de gauche représentent l'ensemble des spectres de réponse en accélération pour les 48 simulations pour les deux composantes horizontales des stations MOF et JAM (référence) en fonction de la fréquence ainsi que leurs moyennes et écart-types. Les figures de droite comparent les spectres moyens (ici en fonction de la période) au spectre enregistré pour le choc principal, ainsi qu'au spectre de la fge.

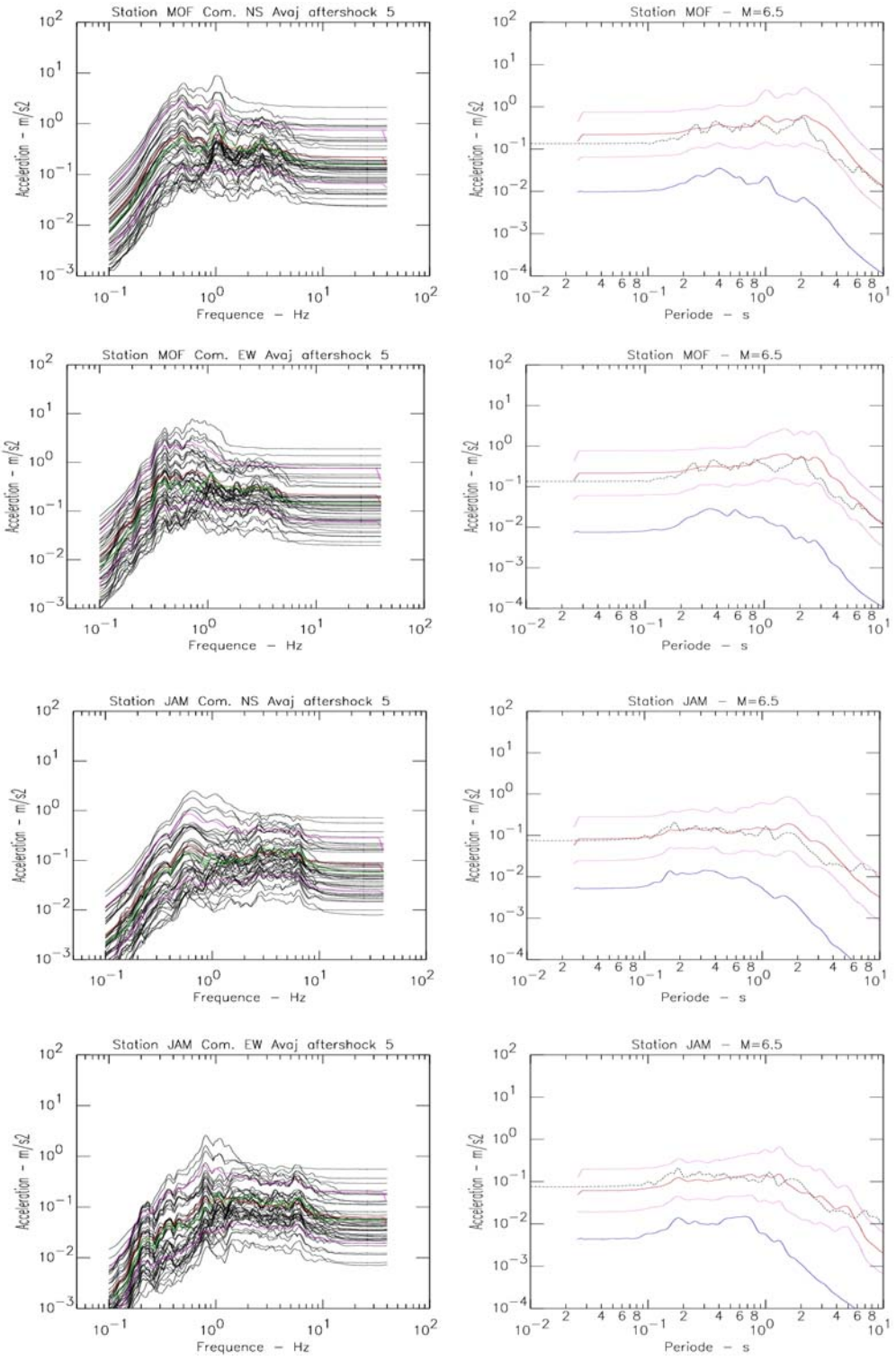


Figure 5.9 Simulation du séisme d'Avaj à partir d'une réplique (22 juin 2002 à 14:27:17). Les graphes de gauche montrent les spectres de réponse des 48 simulations, leur moyenne, écart-type et le spectre d'une simulation représentative (courbe verte). Les graphes de droite comparent le spectre simulé moyen (trait rouge continu) et sa bande d'incertitude (± σ, trait rouge pointillé), avec le spectre réel enregistré (pointillé) et le spectre de la fge (courbe bleue).

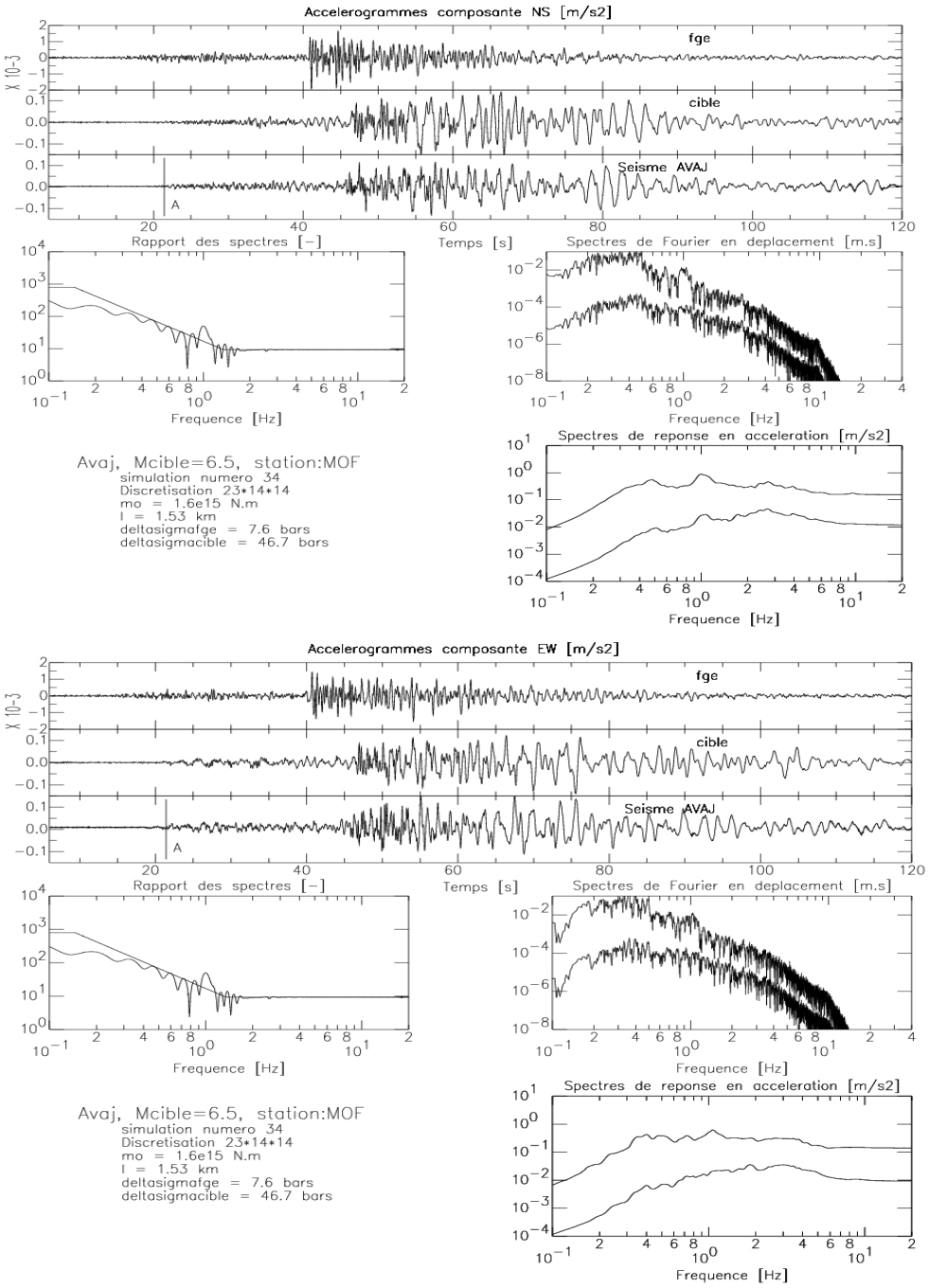


Figure 5.10 Exemple de simulation du séisme d'Avaj à partir d'une réplique (22 juin 2002 à 14:27:17) pour la station MOF: simulation n° 34 (sur les 48) pour les composantes NS (haut) et EW (bas). Dans le domaine temporel la trace simulée (au milieu, "cible") est comparée avec la fge (trace du haut) et la trace enregistrée (trace du bas). Les différentes courbes spectrales représentent le spectre de la fonction source (gauche), les spectres de Fourier (droite, en haut), et les spectres de réponse (droite, en bas) de la fge et de la simulation. Le texte en bas à gauche détaille certaines valeurs de la simulation (N_L,N_w,N_d, moment m_0 et taille *l* de la fge, chutes de contrainte de la fge et de la cible.

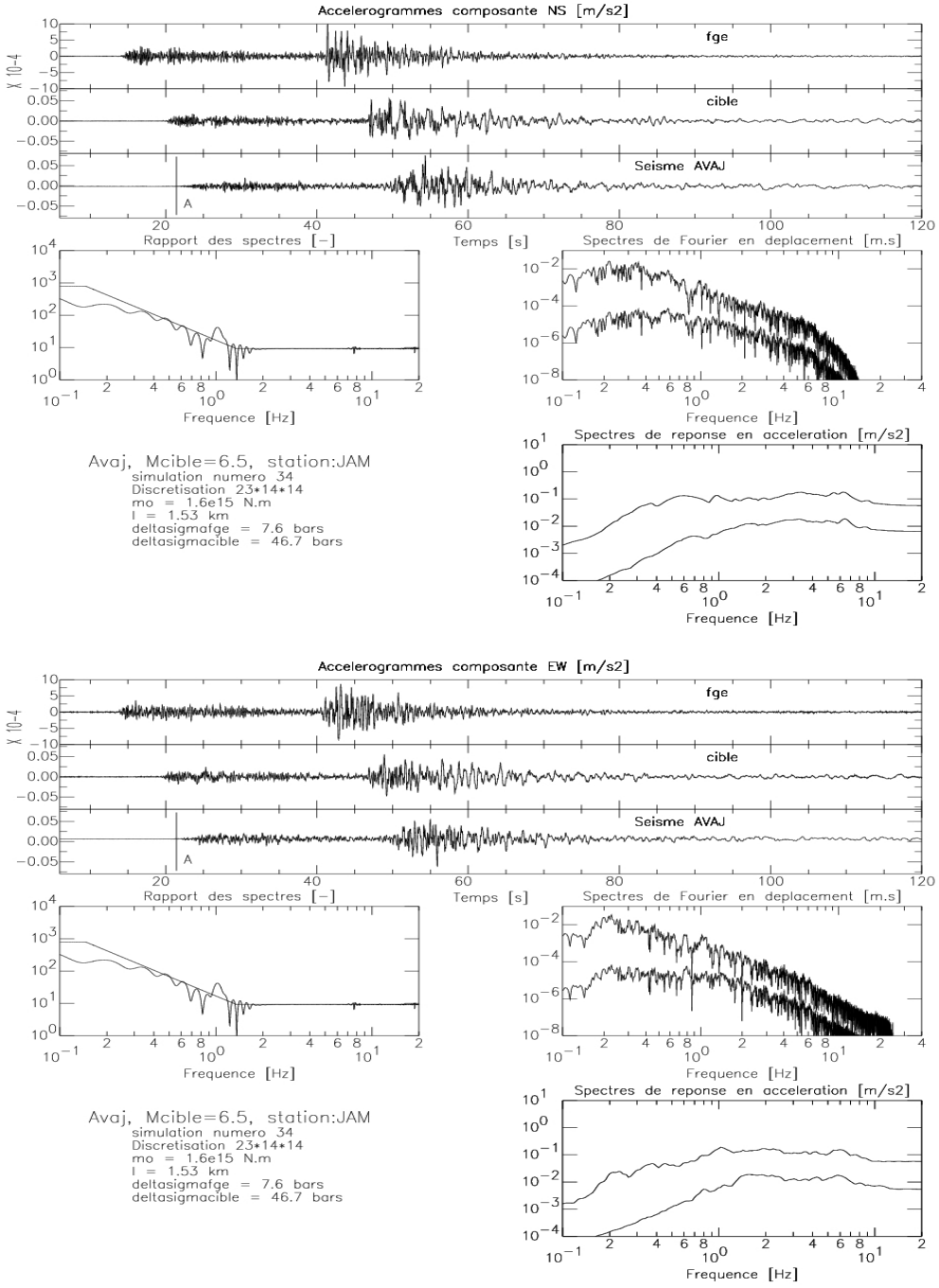


Figure 5.11 Exemple de simulation du séisme d'Avaj à partir d'un réplique (22 juin 2002 à 14:27:17) pour la station JAM. Simulation n° 34 (sur les 48) pour les composantes NS (haut) et EW (bas). Dans le domaine temporel la trace simulée (au milieu, "cible") est comparée avec la fge (trace du haut) et la trace enregistrée (trace du bas). Les différentes courbes spectrales représentent le spectre de la fonction source (gauche), les spectres de Fourier (droite, en haut), et les spectres de réponse (droite, en bas) de la fge et de la simulation. Le texte en bas à gauche détaille certaines valeurs de la simulation (N_L,N_w,N_d, moment m_0 et taille *l* de la fge, chutes de contrainte de la fge et de la cible.

Les figures 5.10 et 6.11 détaillent les résultats d'une simulation "représentative", en les comparant avec la fge et l'enregistrement du choc principal, dans les domaines temporel et fréquentiel, en comparant aussi le rapport spectral simulation/fge avec le rapport théorique.

La position du spectre de réponse de cette simulation représentative par rapport au spectre moyen des 48 simulations peut être retrouvée sur la figure 5.9 (courbes vertes).

L'ensemble des résultats obtenus à partir de ces deux répliques pour toutes les stations est résumé dans le tableau 5.4 en termes d'accélération maximale et la figure 5.12 en termes de spectres. Les figures 5.13 et 5.14 illustrent la comparaison dans le domaine temporel pour une simulation représentative (la même que celle des figures 5.10 et 5.11 pour la figure 5.13). Comme le montrent clairement les figures et le tableau, les valeurs d'accélérations maximales résultant des simulations sont assez proches des observations, et reproduisent bien l'effet d'amplification du sol pour les station installées sur les alluvions par rapport aux deux stations au rocher.

Tableau 5.4 Comparaison des accélérations maximales (en m/s²) enregistrées lors du séisme d'Avaj avec les moyennes des 48 simulations à partir des deux répliques (Composante NS)

Station		ABM	CAL	CHA	JAM	MOF	SHL	TAP	SUD
Acc. Enregistré		0.08	0.12	0.04	0.07	0.13	0.23	0.13	
Simulation à partir de la réplique 14:27:17	Moy.	0.13	0.08	0.07	0.08	0.19	0.27	0.17	0.17
	Sim. Représentative	0.09	0.07	0.04	0.05	0.14	0.22	0.10	0.13
Simulation à partir de la réplique 21:33:27	Moy.	0.16	0.12	0.07	0.09	0.23	0.3	0.17	0.21
	Sim. Représentative	0.15	0.12	0.07	0.16	0.19	0.31	0.24	0.22

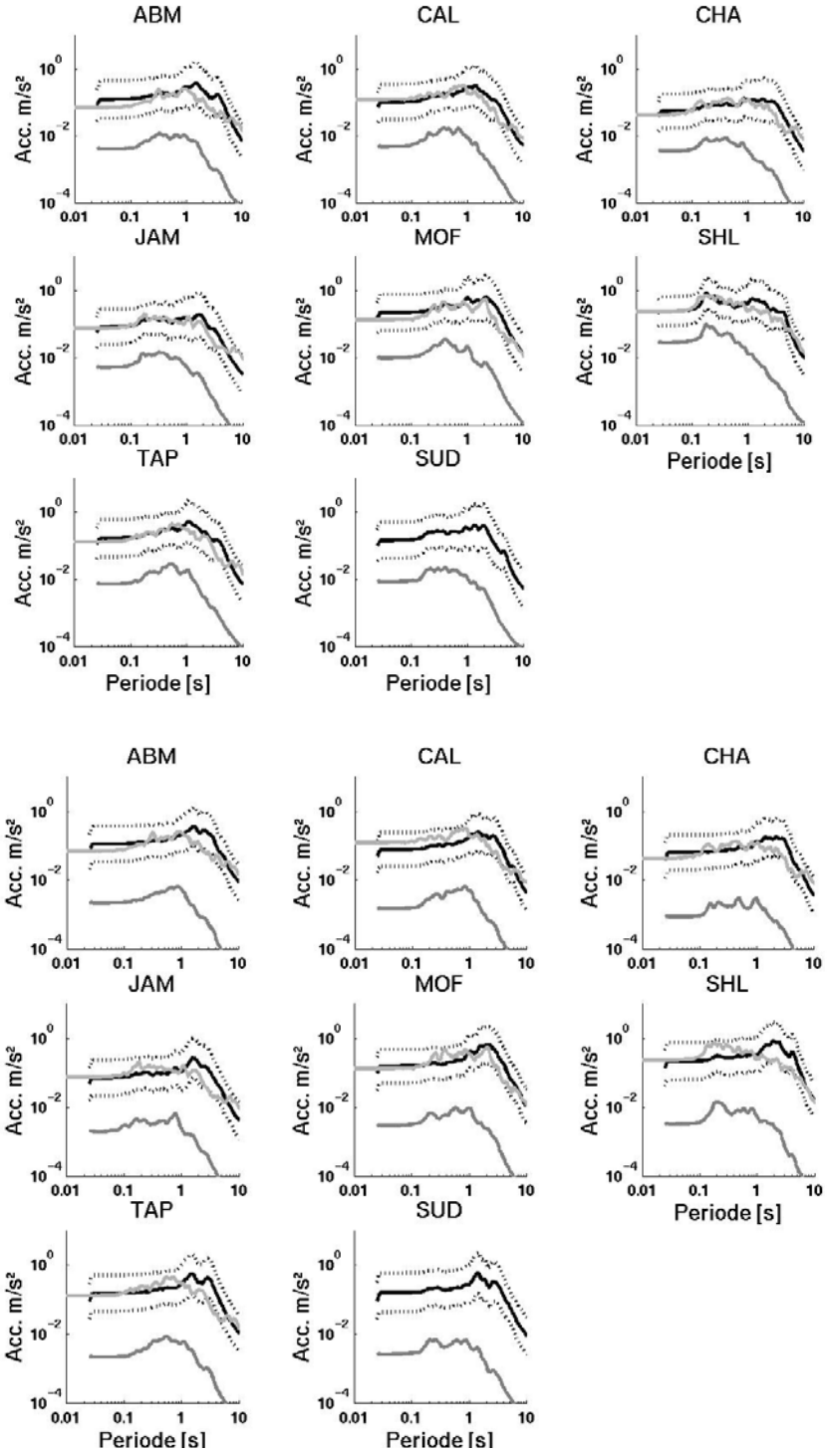


Figure 5.12 Simulation du séisme d'Avaj à partir de la réplique 22 juin 2002 à 14:27:17 (haut), et de la réplique du 22 juin 2002 à 21:33:27 (bas). Pour chaque station, sont superposés les spectres de réponse simulés moyens (trait continu noir), leurs écart-types (pointillés), le spectre enregistré (gris clair) et celui de la fge (gris foncé)

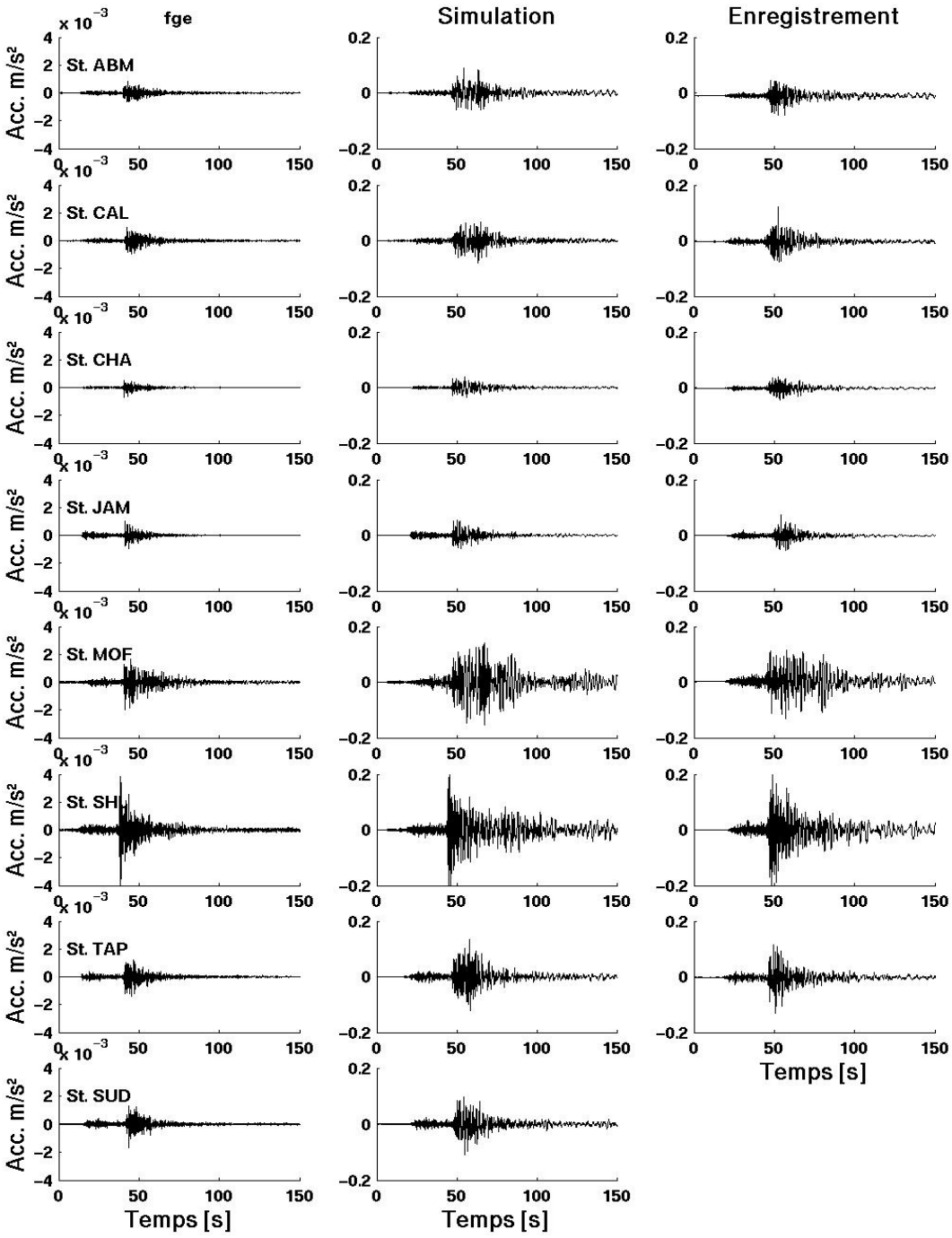


Figure 5.13 Comparaison des accélérogrammes obtenus avec la simulation n°34 (parmi 48) du séisme d'Avaj (milieu) à partir de la réplique du 22 juin 2002 à 14:27:17, avec ceux de la fge d'origine (gauche) et les accélérogarmmes enregistrés (droite). L'échelle des accélérations change entre la fge et le choc principal, mais elle est invariable d'une station à l'autre, et reste la même pour la simulation et l'enregistrement.

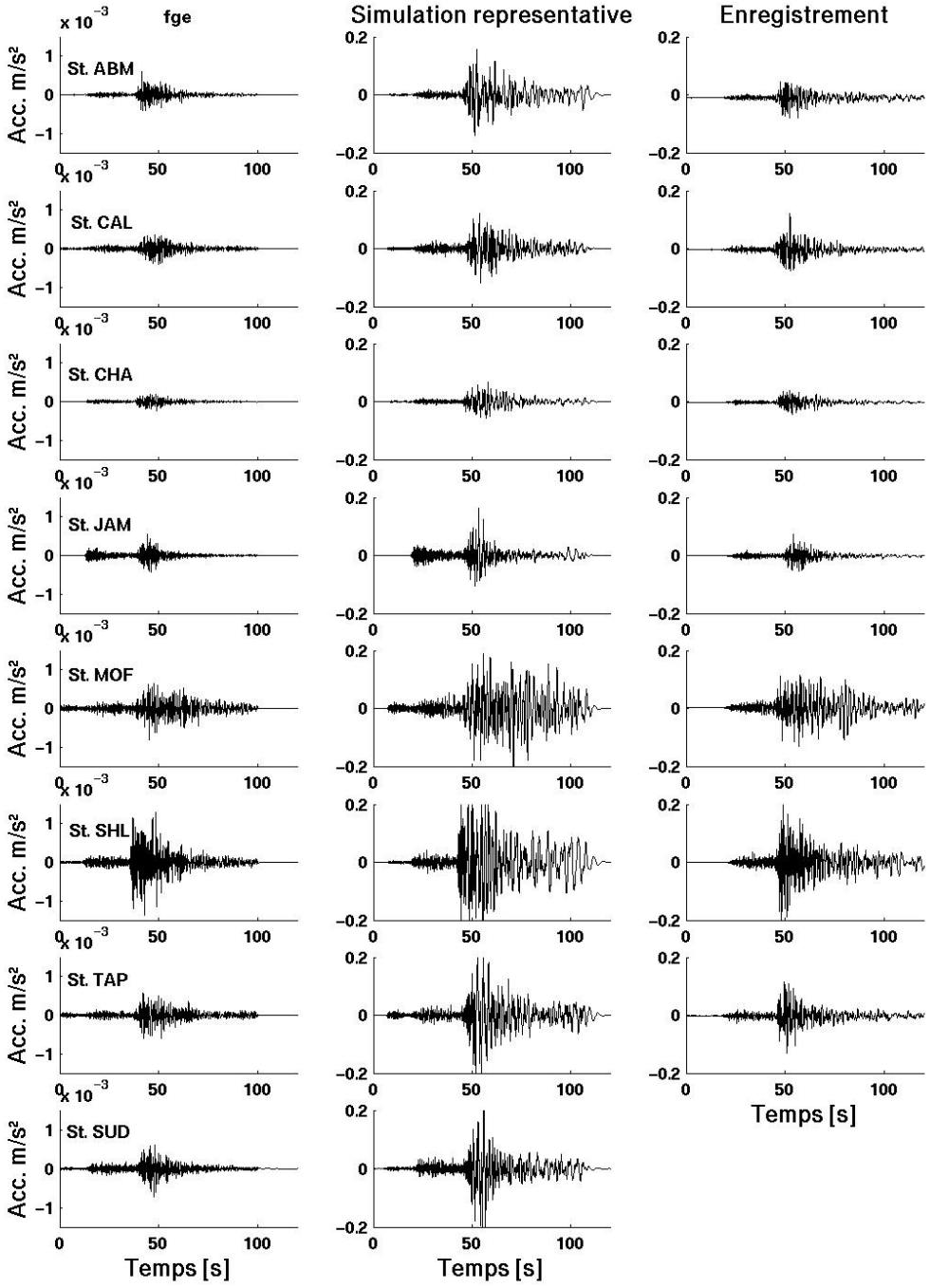


Figure 5.14 Comparaison des accélérogrammes obtenus avec la simulation n°30 (parmi 48) du séisme d'Avaj (milieu) à partir de la réplique du 22 juin 2002 à 21:33:27, avec ceux de la fge d'origine (gauche) et les accélérogarmmes enregistrés (droite). L'échelle des accélérations change entre la fge et le choc principal, mais elle est invariable d'une station à l'autre, et reste la même pour la simulation et l'enregistrement.

5.5.3 Simulation du séisme de Kojour (28/05/2004, Mw=6.3) et d'un séisme de magnitude Mw=7.1 sur la faille Nord Alborz

Le séisme destructeur du 28 mai 2004 dite de "Kojour", de magnitude Mw = 6.3 (d'après USGS), s'est produit à environ 70 Km au nord de Téhéran; il a causé plus de 35 morts, pour les plupart à cause d'éboulements rocheux sur des voiture piégées sur la route de Chalus reliant Téhéran à la Caspienne. Heureusement, grâce à l'heure d'occurrence (12h 38 GMT soit 17h38 local), la plupart des gens travaillaient dans les champs, et le nombre de victimes est resté faible malgré des dégâts importants dans la région épicentrale. Ce séisme a été fortement ressenti à Téhéran avec quelques petites fissures aux bâtiments dans le secteur nord-ouest de la ville. Ce séisme a été enregistré par les nombreux accéléromètres installés à Téhéran par le BHRC dans le cadre du réseau accélérométrique national d'Iran.

Ces enregistrements nous ont fourni la possibilité d'une part de vérifier les résultats de notre étude sur l'effet de site pour un séisme fort assez proche de la ville, et d'autre part de faire un scénario pour l'occurrence d'un séisme plus grand sur la faille Nord Alborz. Nous considérons cette faille parce que Tatar (2005) la considère comme responsable du séisme de Kojour à la suite d'une étude de microsismicité sur les répliques enregistrées par un réseau temporaire installé dans la région épicentrale.

Tout d'abord nous listons au tableau 5.5 les valeurs d'accélération maximale enregistrées par les stations du BHRC, par distance épicentrale croissante. Il faut noter que les appellations "L" et "T" données par le BHRC, et mentionnées dans ce tableau, ne correspondent pas aux composantes "radiales" et "transversales" réelles: il sont juste deux composantes horizontales d'azimut fixe, spécifié dans les fiches de stations BHRC. Dans les traitements suivants, nous avons donc effectué une rotation de composantes pour reconstruire les mouvements selon les directions NS et EW. La Figure 5.15 cartographie la variation de l'accélération maximum, pour la composante NS, pour quelques-unes des stations citées au tableau 5.5. Les stations sélectionnées sont celles installées au niveau du sol et à relative proximité des sites de notre réseau temporaire. L'analyse de ces accélérations confirme les variations importantes d'un site à l'autre, avec une tendance bien claire à l'augmentation des sites installés au rocher ou très proches des montagnes (stations Teh03, Teh17, Teh38 et Teh30), vers les station installées sur les alluvions. Cette augmentation est particulièrement remarquable pour les stations Teh13, Teh01 et Teh11, même en comparant avec la station Teh03 à l'extrême nord de la carte pourtant située à distance épicentrale sensiblement plus courte (52 Km, contre 73 et 78 Km pour Teh13 et Teh01 respectivement.

Tableau 5.5 Accélérations maximales enregistrées à Téhéran lors du séisme de Kojour (D'après BHRC, 2004)

Station	Coordinate		ED	PGA(cm/s²)			Alt.(m)	Location
	E	N	(Km)	L	V	T		
TEH. 3	51.33	35.87	52	12.33	19.90	20.88	2608	Emam zadeh Davood
Teh. 30	51.47	35.82	54	12.17	12.07	16.83	1812	Jamshidiyeh Park
Teh. 12	51.49	35.80	54	16.98	14.28	14.65	1551	Municipaliti 1-6
Teh. 33	51.39	35.79	57	24.32	19.49	18.90	1560	Azadi Hotel
Teh. 52	51.57	35.75	59	16.20	16.21	20.06	1490	Abbaspour University
Teh. 22	51.39	35.75	61	22.48	14.67	21.81	1371	IGTU
Teh. 36	51.40	35.75	61	58.60	55.45	61.26	1450	Min. of Housing (roof)
Teh. 32	51.40	35.75	61	57.53	28.36	54.40	1450	Min. of Housing (slave)
Teh. 11	51.40	35.75	61	24.09	17.74	26.88	1504	Ameneh Nursery
Teh. 27	51.66	35.73	62	21.32	10.33	18.72	1776	Park Gazal
Teh. 9	51.37	35.74	63	14.59	13.55	17.37	1437	Yademan Tower
Teh. 18	51.37	35.73	64	13.80	9.86	17.04	1395	BHRC
Teh. 23	51.37	35.73	64	8.84	11.72	13.75	1405	BHRC
Teh. 4	51.40	35.72	65	46.22	24.73	40.57	1431	Min. of Housing (5th floor)
Teh. 10	51.40	35.72	65	23.00	15.26	19.63	1410	Min. of Housing (under ground)
Teh. 15	51.39	35.71	66	40.15	36.20	23.95	-	Agricult. Min.(20th f.)
Teh. 14	51.39	35.71	66	32.09	27.90	21.36	-	Agricult. Min.(10th f.)
Teh. 2	51.39	35.71	66	18.72	19.83	18.56	-	Agricult. Min. (Ground Level)
Teh. 16	51.39	35.71	66	16.01	16.45	13.26	-	Agricult. Min. (Ground Level)
Teh. 35	51.41	35.70	66	25.57	13.75	11.63	121.2	Amir Kabir Univ.
Teh. 56	51.26	35.72	68	22.85	25.51	29.11	1283	Azadi Stadium
Teh. 29	51.41	35.68	68	28.28	25.32	25.53	1161	Municipaliti 12
Teh. 17	51.50	35.67	68	8.63	8.71	12.56	1220	Takhti Stadium
Teh. 24	51.15	35.75	70	24.97	17.38	18.99	21	Sanati Sharif Town
Teh. 13	51.39	35.64	73	24.42	20.04	33.87	1134	Bahman Farhang
Teh. 38	51.49	35.59	77	11.44	6.76	10.51	1208	Bibishahrbano
Teh. 1	51.42	35.59	78	22.11	20.86	38.49	1086	Shahr Ray
Kahrizak	51.37	35.50	88	19.80	10.47	25.68	1024	-

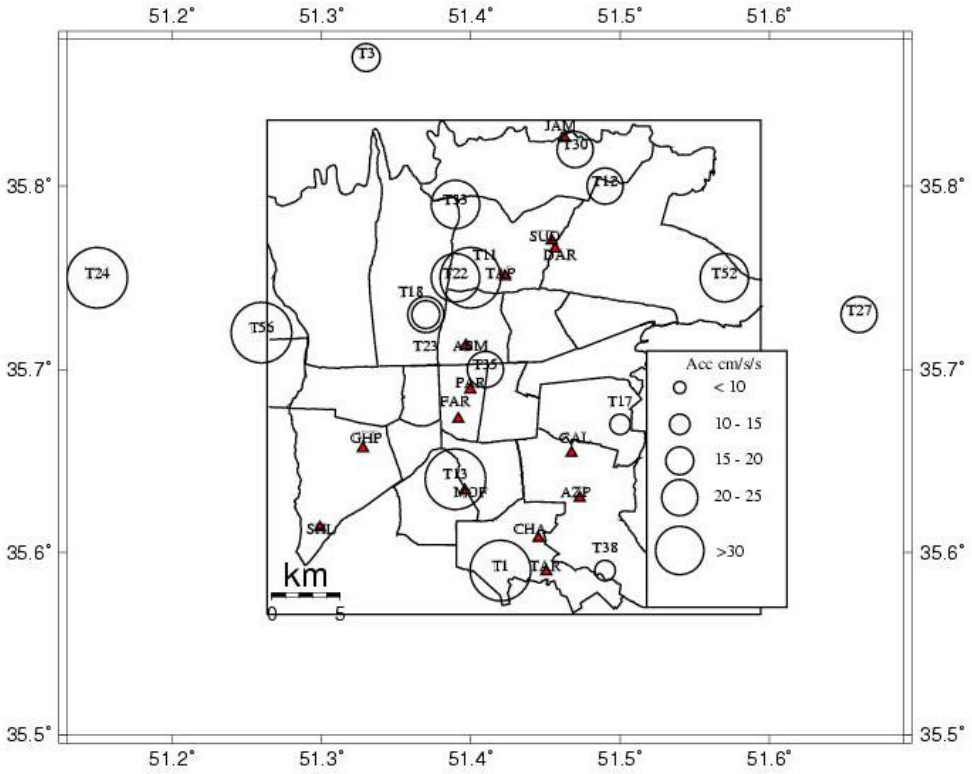


Figure 5.15 Variation de l'accélération maximale à Téhéran (composante NS) enregistré par le réseau accéléromètrique national de l'Iran (BHRC) lors du séisme de Kojour.

Pour obtenir un aperçu plus clair des valeurs d'amplification, nous avons calculé, pour chaque station, les spectres de réponse, les spectres de Fourier, et les rapports site/référence pour les composantes horizontale (moyenne des 2 composantes horizontales) et verticale par rapport à la station Teh17. Les résultats sont représentés sur les figures 5.16 et 5.17. Nous avons choisi la station Teh17 comme référence car c'est la plus centrale des stations au rocher par rapport à l'ensemble des autres stations, et notamment celles du sud et du centre: les distances site / référence restent ainsi relativement modérées par rapport à la distance épicentrale, et l'on peut raisonnablement admettre que les ondes sismiques suivent à peu près le même trajet pour toutes les stations. Nous avons cependant aussi calculé les rapports spectraux par rapport à la station Teh38 et les résultats sont similaires à ceux présentés ici (le rapport Teh38/Teh17 est très proche de 1).

Comme le montrent ces figures, les résultats sont cohérents avec ceux déjà obtenus et mentionnés aux chapitres précédents: ils confirment la forte amplification dans les parties sud et sud-ouest de la ville, démarrant à très basse fréquence et s'étendant vers les fréquences plus élevées.

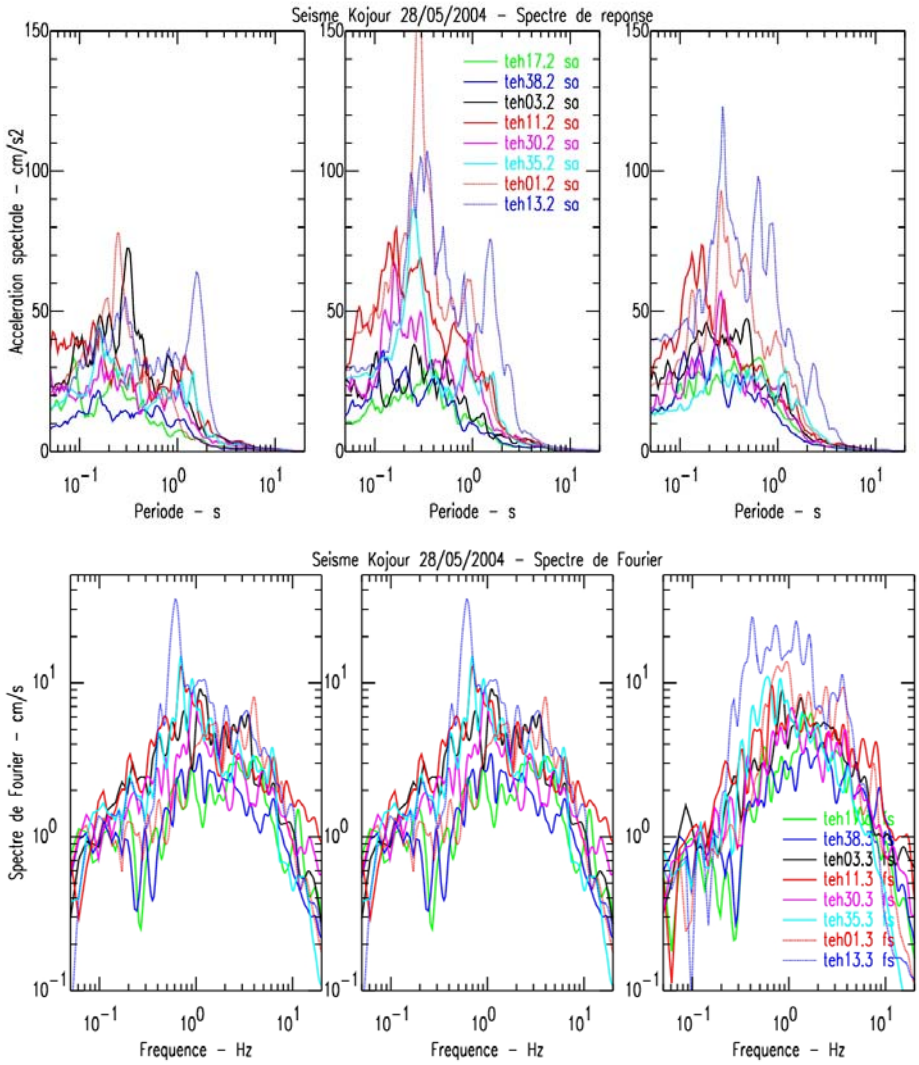


Figure 5.16 Spectres de réponse (haut) et spectres de Fourier (bas) des accélérogrammes du séisme de Kojour, enregistrés par BHRC à Téhéran. Les composantes verticale, NS, et EW sont présentées respectivement de gauche à droite.

La valeur d'amplification dépasse même 10 à la station Teh13 (celle installée à quelques centaines de mètres au nord de la station MOF de notre réseau temporaire).

Après cette présentation de ce séisme de Kojour, nous passons maintenant à sa simulation par la technique des fonctions de Green empirique. Nous avons choisi l'événement du 21 mai 2002 (10:48:36.0) comme fge pour reconstruire le séisme de Kojour sur les sites étudiés au cours de ce projet. Ce séisme avait une magnitude $M_L = 4.1$, et un épicentre voisin du séisme de Kojour; bien que sa localisation ne soit pas très précise, il peut raisonnablement être attribué à la faille N, Alborz, faille la plus active de la région épicentrale.

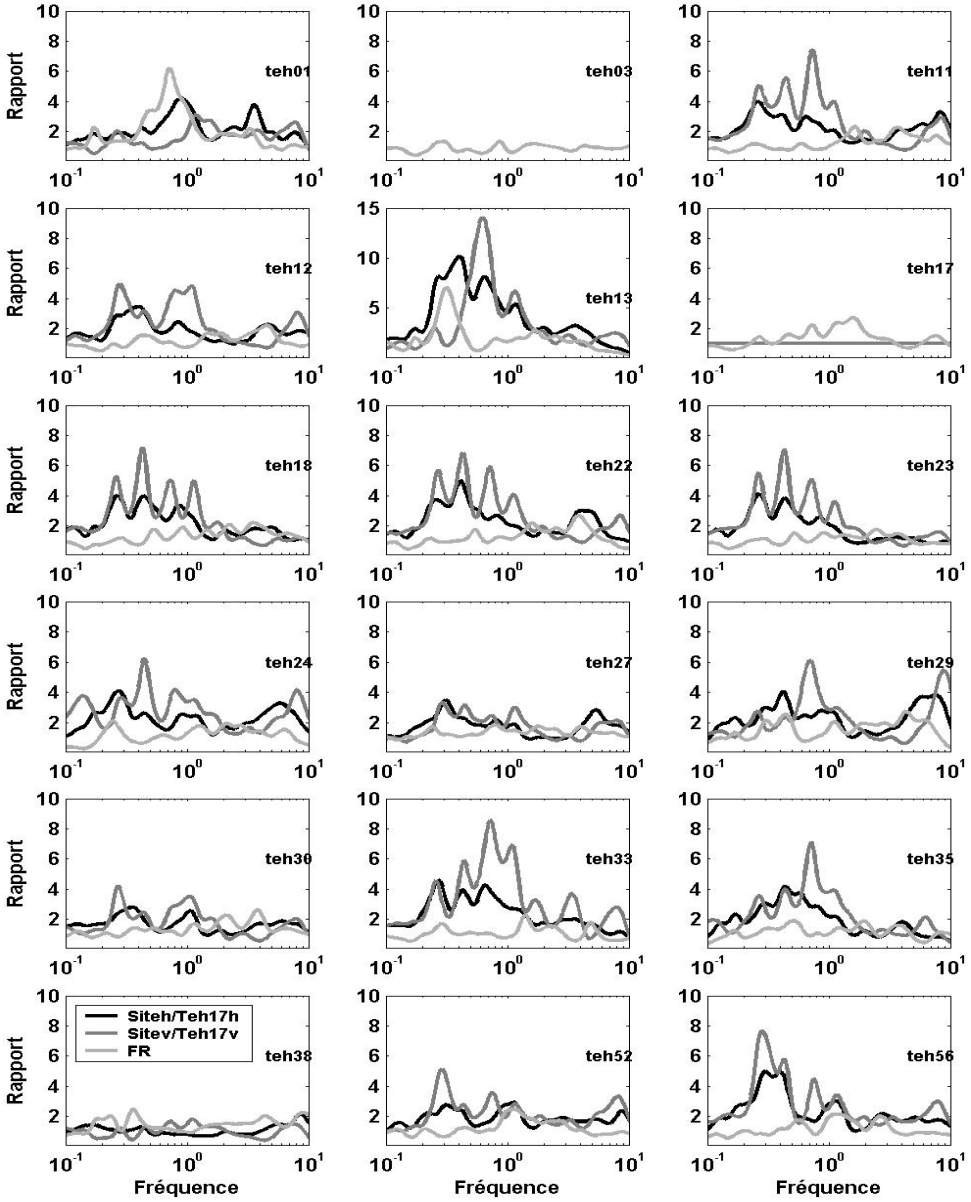


Figure 5.17 Rapports spectraux site/référence et H/V séismes, calculés pour les accélérogrammes du séisme de Kojour. Le site de référence choisi est la station Teh17.

Les paramètres d'entrée du programme sont présentés aux tableaux 5.6 et 5.7. Les paramètres de la faille ont été choisis sur la base des travaux de Tatar (2005, comm. personnelle) et Ghaitanchi (2004). Plusieurs valeurs de chute de contrainte ont été testées: les résultats de simulation de trois stations (CHA, MOF et JAM) ont été comparés aux enregistrements des stations Teh17 et Teh38 pour CHA, Teh13 pour MOF, et Teh30 pour JAM. Cette étape de calibration a montré que la meilleure valeur de chute de contrainte est de 70 bars en très bon accord avec la valeur de 64 bars calculée par Ghaitanchi.

Tableau 5.6 Paramètres d'entrée du programme fge et type de lois utilisées pour la simulation du séisme de Kojour et d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille N. Alborz à partir d'un séisme de Ml = 4.1 localisé à proximité de l'épicentre du séisme de Kojour

Paramètre	Type de loi	Simulation de Mw=6.3		Simulation de Mw=7.1	
		Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type
Strike (deg.)	normale	120	20	120	20
Pendage (deg.)	normale	50	20	50	20
Long. Cible (Km)	Fixe	20		46	
M_0 cible (N.m)	Fixe	$3.65\ 10^{18}$		$5.63\ 10^{19}$	
M_0 de fge (N.m)	lognormale	5.71e14	2.0	$5.71\ 10^{14}$	2.0
Long. fge (Km)	lognormale	0.723	1.3	0.723	1.3
Prof. fge (Km)	fixe	18.2		18.2	
$\Delta\sigma$ cible (bar)	lognormale	70	2.0	70	2.0

Tableau 5.7 Simulation du séisme de kojour: distance épicentrale, azimut source récepteur et limite de validité haute fréquence pour différentes stations

	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR
Dist.	78	81	64	79	57	79	74	85	67	83
Az.	193	195	198	203	199	198	199	203	200	194
Hf	8	8	10	8	10	8	6	6	8	7

Les spectres de réponse moyens pour les 48 simulations ainsi leur écart type pour deux station CHA et MOF sont présentés à la figure 5.18 en les comparant aux enregistrements réels des stations Teh38 et Teh13 du BHRC. La position des simulations représentatives est présentée avec les courbes vertes sur ces figures. Le signal temporel de cette simulation représentative, ainsi que leurs spectres de Fourier et de réponse sont ensuite présentés sur les figures 5.19 et 5.20 en les comparant à la fge et à l'accélérogramme enregistré.

Pour chaque station de notre réseau temporaire, nous comparons les spectres simulés à celui de l'enregistrement le plus proche (figure 5.21); pour le station CHA nous le comparons aux sites Teh17 et Teh38 installés sur le rocher à l'est et le sud de la ville. Cette comparaison révèle des bonnes cohérences entre les simulations et l'observation particulièrement pour 4 sites (CHA, MOF, TAP et JAM). En regardant la carte de la figures 5.15 nous observons que la distance entre les sites de simulation et l'enregistrement pour ces 4 station sont assez faibles et donc on peut attendre l'effet de sites identique pour eux.

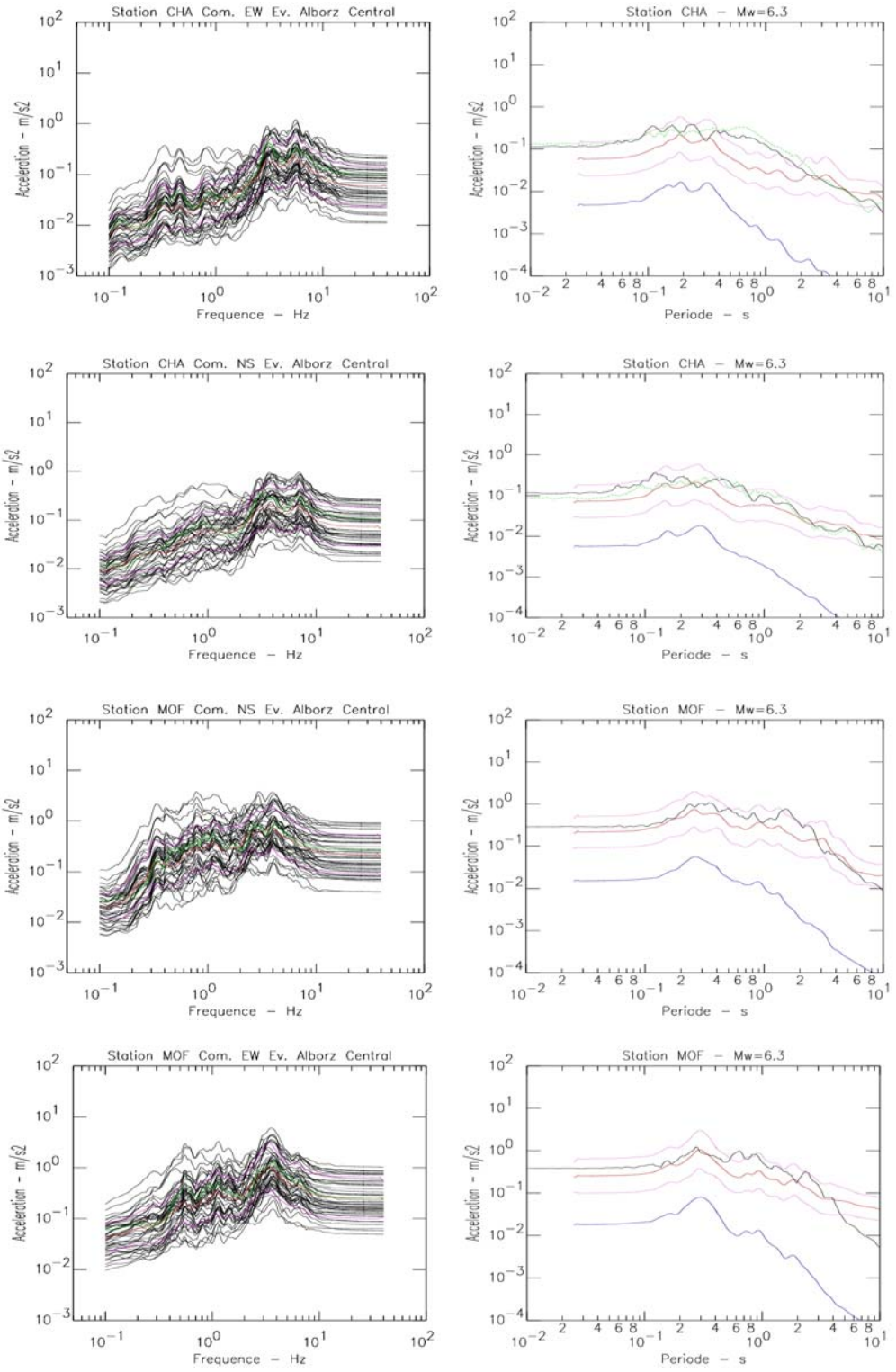


Figure 5.18 Simulation du séisme de Kojour. Les graphes de gauche montrent les spectres de réponse des 48 simulations, leur moyenne, écart type et le spectre de la simulation représentative (courbe verte); les graphes de droite comparent le spectre simulé moyen (trait rouge continu) et sa bande d'incertitude (± σ, trait rouge pointillé), avec le spectre enregistré (pointillé) et le spectre de la fge (courbe bleue).

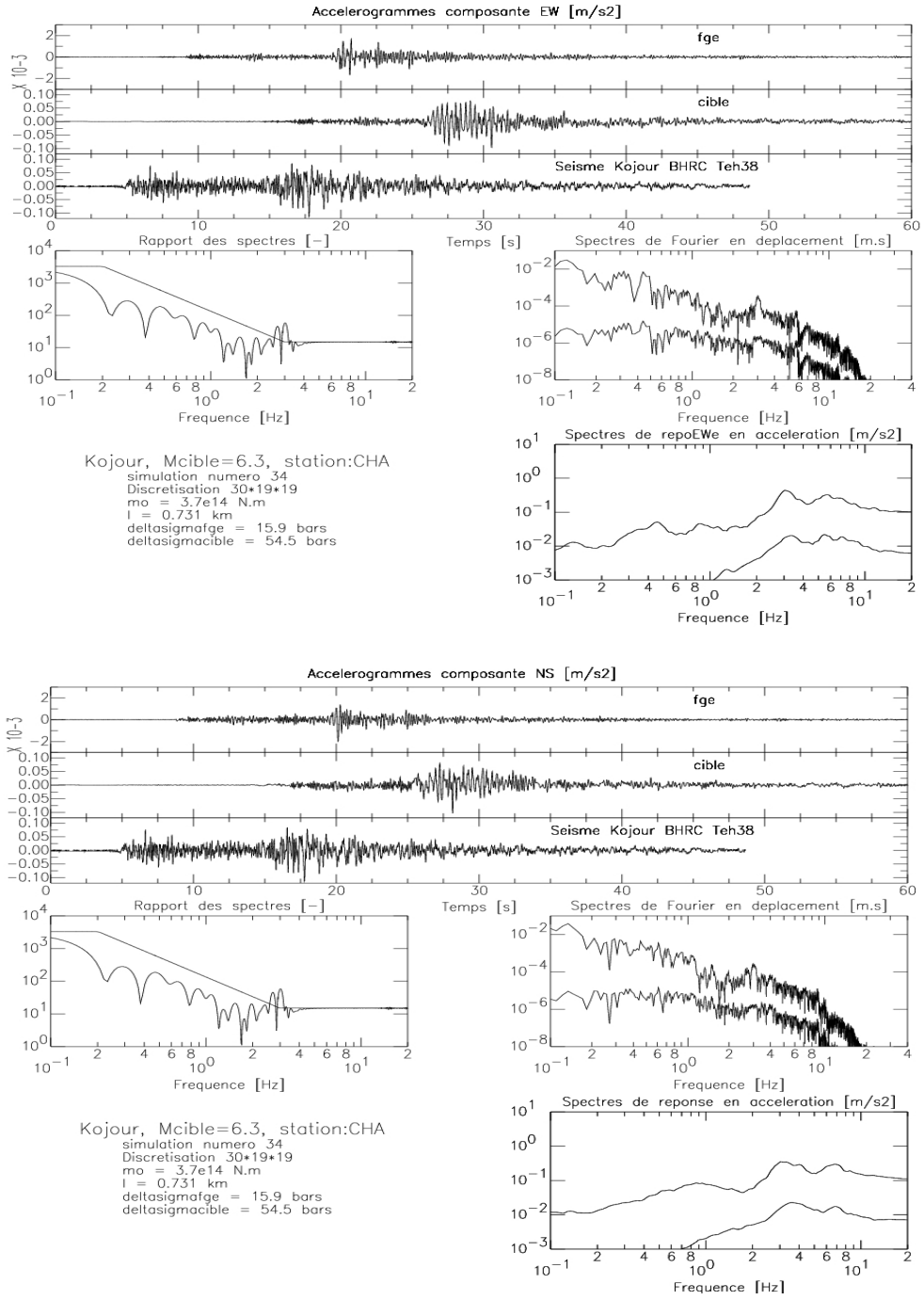


Figure 5.19 Exemple de simulation du séisme de Kojour pour la station CHA: simulation n°34 (sur les 48) pour les composantes NS (haut) et EW (bas). Dans le domaine temporel, la trace simulée (au milieu, "cible") est comparée avec la fge (trace du haut) et la trace enregistrée (trace du bas). Les différentes courbes spectrales représentent le spectre de la fonction source (gauche), les spectres de Fourier (droite, en haut), et les spectres de réponse (droite, en bas) de la fge et de la simulation. Le texte en bas à gauche détaille certaines valeurs de la simulation (N_L,N_w,N_d, moment m_0 et taille *l* de la fge, chutes de contrainte de la fge et de la cible.

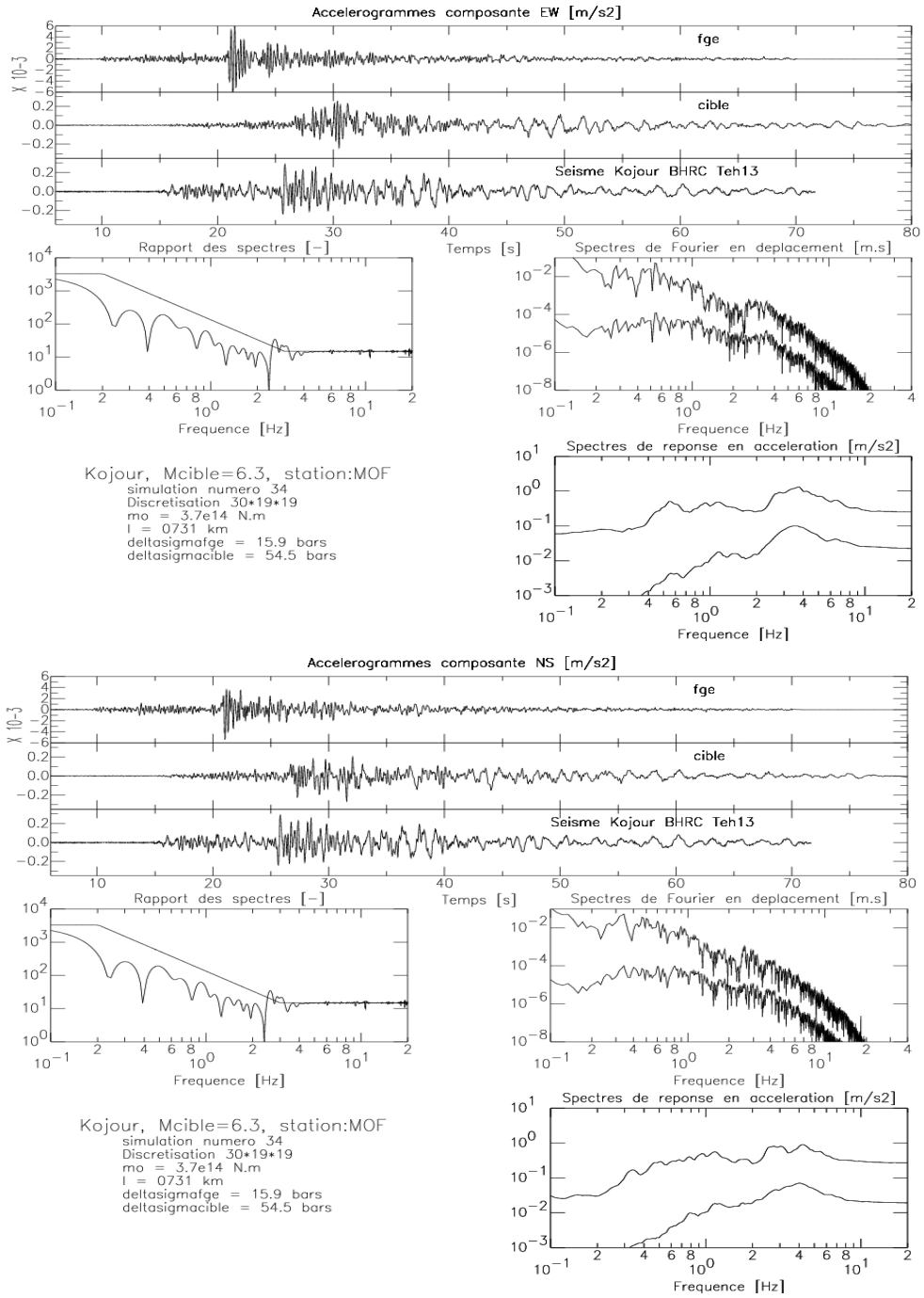


Figure 5.20 Exemple de simulation du séisme de Kojour pour la station MOF: simulation n°34 (sur les 48) pour les composantes NS (haut) et EW (bas). Dans le domaine temporel, la trace simulée (au milieu, "cible") est comparée avec la fge (trace du haut) et la trace enregistrée (trace du bas). Les différentes courbes spectrales représentent le spectre de la fonction source (gauche), les spectres de Fourier (droite, en haut), et les spectres de réponse (droite, en bas) de la fge et de la simulation. Le texte en bas à gauche détaille certaines valeurs de la simulation (N_L,N_w,N_d, moment m_0 et taille *l* de la fge, chutes de contrainte de la fge et de la cible.

Par contre 2 stations AZP et TAR montrent des spectre inférieur à ce qui montre l'enregistrement à la station Teh01 située à l'ouest de TAR. Cette différence confirme nos observations de l'effet de site cité aux chapitres précédent concernant l'augmentation d'amplification vers l'ouest pour la partie sud de la ville.

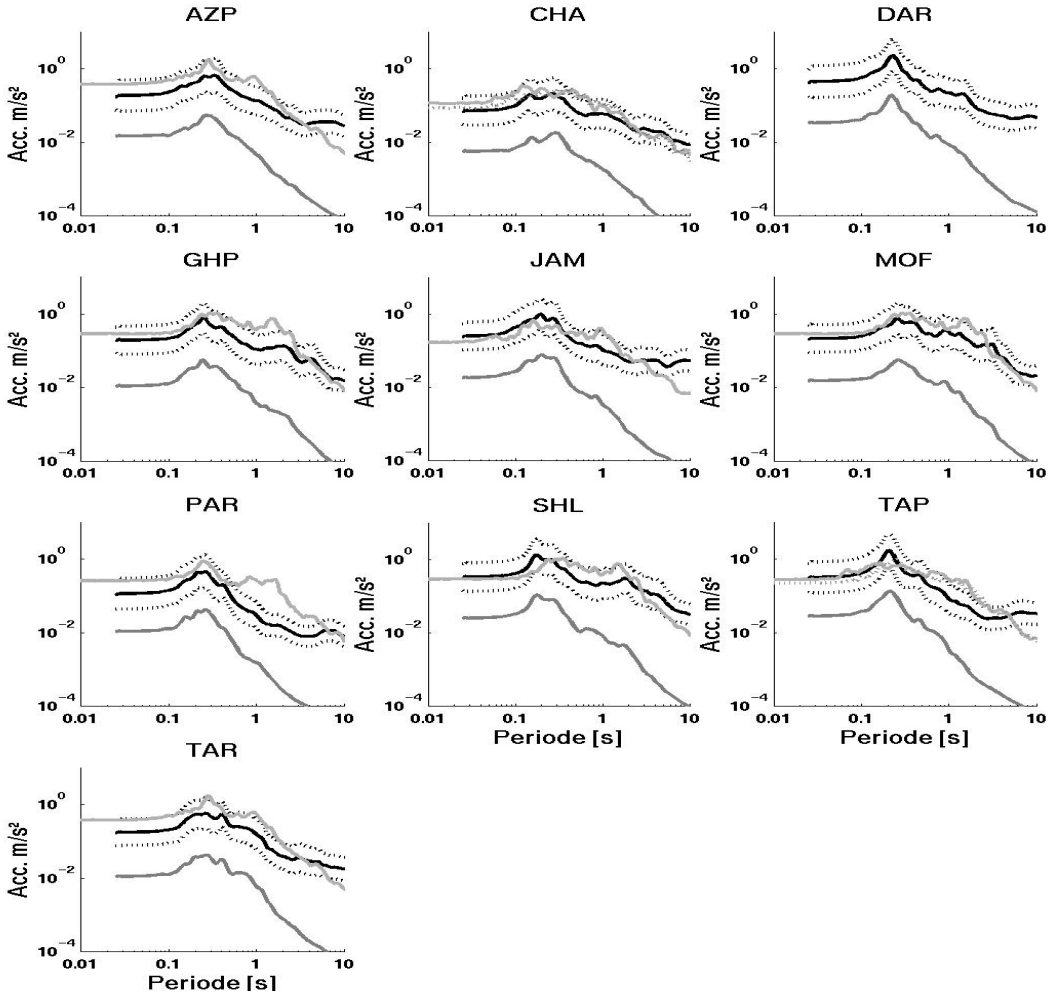


Figure 5.21 Simulation du séisme de Kojour. Pour chaque station, sont superposés les spectres de réponse simulés moyens (trait continu noir), leurs écart-types (pointillés), le spectre de réponse de la fge (gris foncé) et le spectre enregistré (gris clair) au site BHRC le plus proche. Le site BHRC correspondant à chaque station est indiqué dans le tableau 5.8. Les stations TAP et PAR étaient équipés avec les capteur L22 (2 Hz); les simulations ne sont donc valables qu'au-delà de cette fréquence

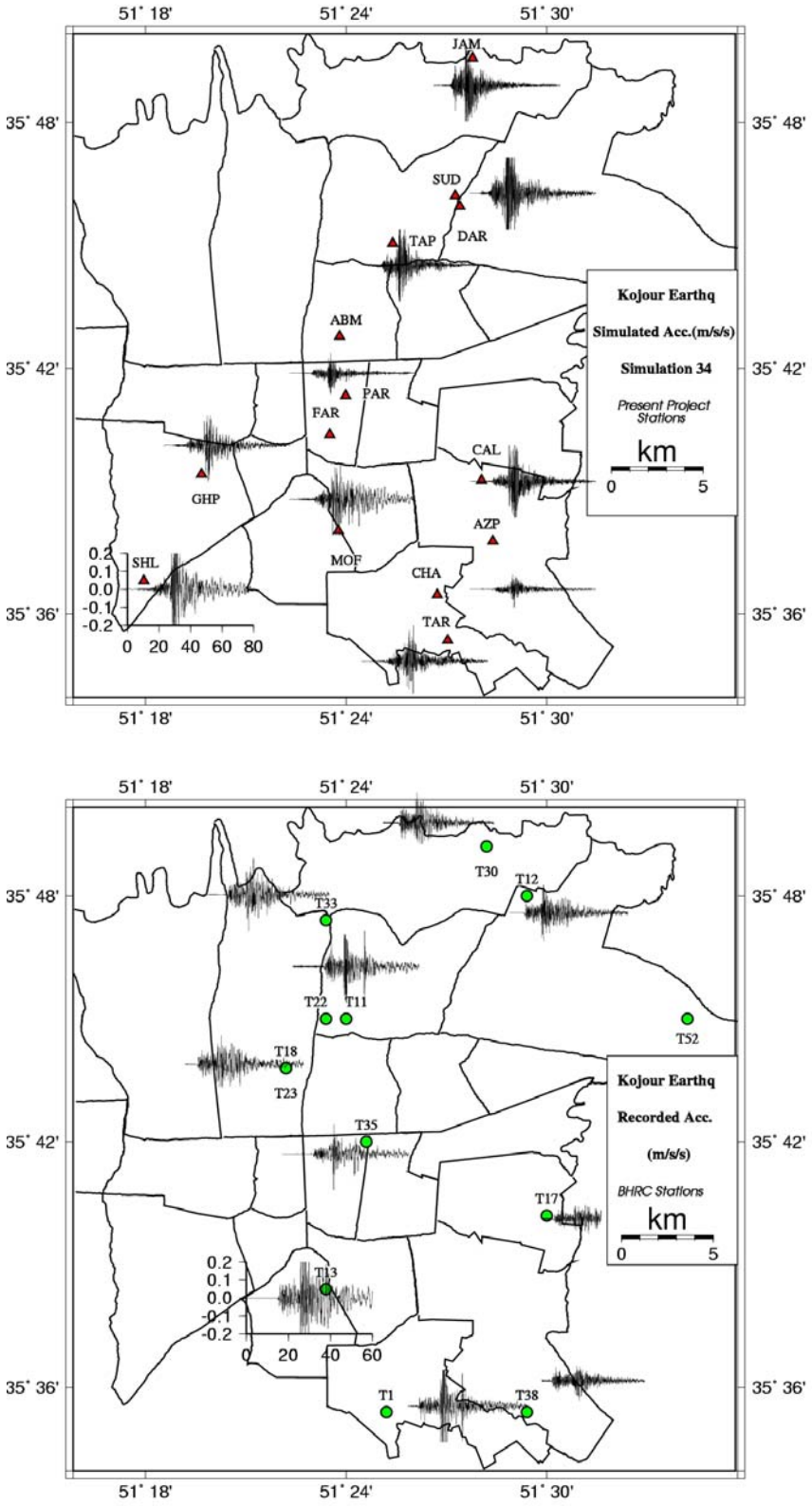


Figure 5.22 Simulation du séisme de Kojour. Haut: Traces simulées (simulation n°34) pour les stations de réseau temporaire, Bas: signaux enregistrés par BHRC. L'échelle des traces est homogène sur chaque figure, indiquée pour la station SHL en haut et T13 en bas.

Nous comparons aussi les traces sismiques obtenues pour la simulation 34 (parmi les 48) avec les enregistrements réels sur les deux cartes de la figure 5.22, qui illustrent d'une autre façon les ressemblances. La remontée des spectres de réponse à basse fréquence pour les deux station PAR et TAP vient du fait que ces stations étaient équipées de capteurs L22 (2 Hz): les résultats obtenus ne sont valables qu'au-delà de cette fréquence.

Après ce test de calibration nous avons simulé un séisme de magnitude 7.1 sur la faille Nord Alborz à partir de la même fonction de Green empirique et en considérant la même chute de contrainte. Les résultats sont résumés sur les figures 5.23 et 5.24, et les valeurs moyennes d'accélération maximale des 48 simulations sont présentées au tableau 5.8.

En plus des remarques déjà évoquées à propos de la simulation du séisme de Kojour, l'analyse des valeurs d'accélération maximale ainsi que des spectres de réponses conduit à un autre résultat significatif, à savoir la forte amplification haute fréquence au site DAR (par rapport au site JAM). Il en résulte un niveau d'accélération supérieur à 0.1g à ce site dans le domaine temporel et une accélération spectrale de 0.4g pour des périodes entre 0.2 et 0.3 sec.

Les spectres de réponse obtenus sont comparés à ceux des règles parasismiques Iraniennes en considérant le type de sol qui convient pour chaque station (tableau 5.9). On voit que les spectres simulés sont bien en dessous de la norme réglementaire, ce qui est normal pour une telle distance épicentrale. Cependant pour quelques stations comme SHL, MOF et particulièrement DAR les valeurs spectrales s'approchent des valeurs réglementaires.

Tableau 5.8 Moyenne des accélérations maximales (cm/s²) de 48 simulations pour les deux scénarios différents sur la faille N. Alborz, et valeurs observées sur les sites BHRC les plus proches (Composante NS)

Enregist. BHRC	Teh01	Teh38	Teh33	Teh13	Teh30	Teh13	Teh35	Teh13	Teh11	Teh01
Acc.	27.7	8.5	15.6	28.5	16.8	28.5	16.4	28.5	27.3	27.7
Station	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR
Simulation de Kojour	20.7	8.5	54.9	22.5	29.8	24.6	13.1	41.5	41.7	21.1
Simulation Mw = 7.1	51.9	19.0	109.1	56.1	63.4	66.8	29.0	81.2	83.2	54.2

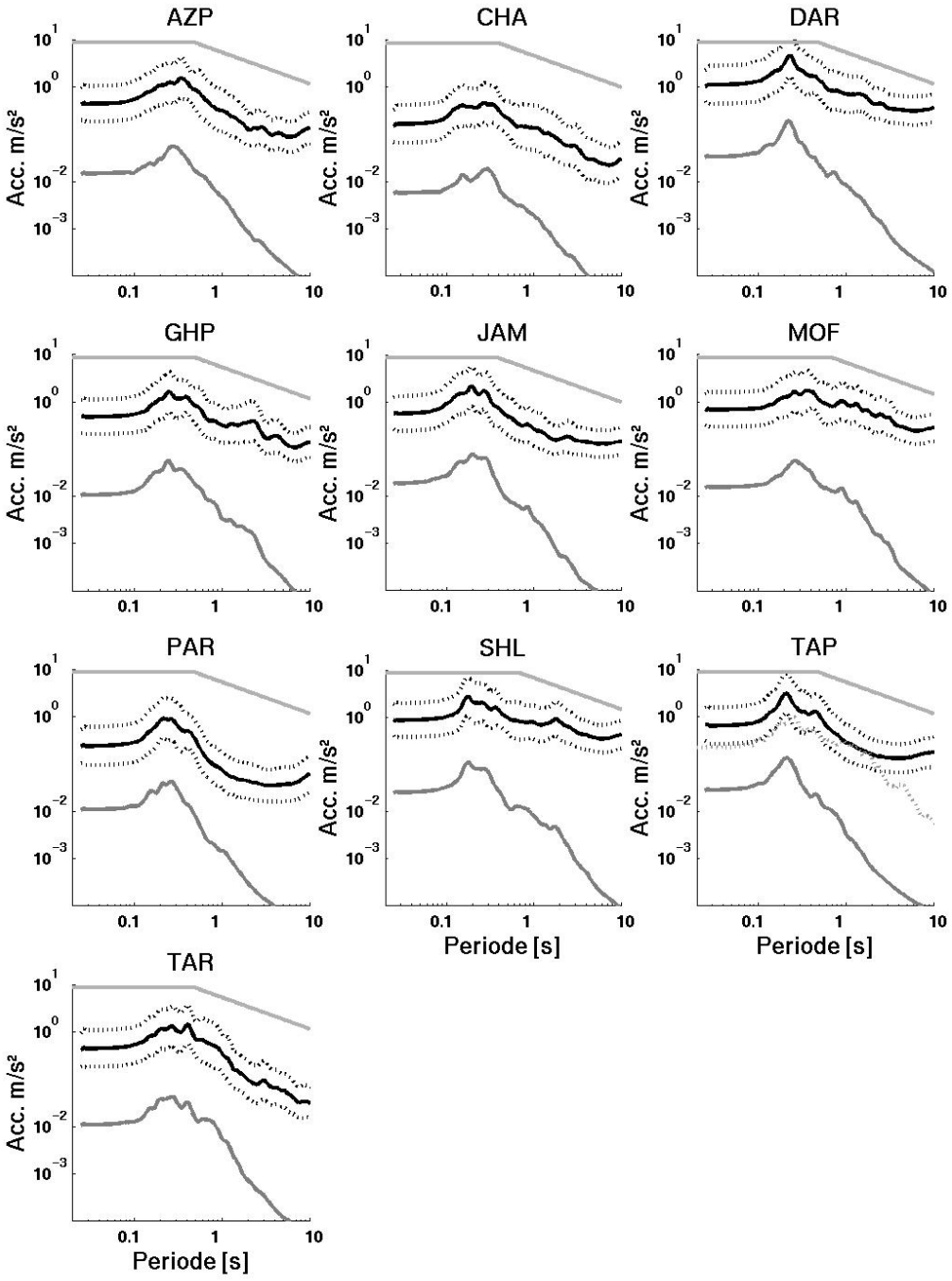


Figure 5.23 Spectres de réponse moyens (trait noir continu) et leurs écart types (pointillé noir) résultant de la simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille Nord Alborz à un distance épicentrale de 54 à 84 Km. Les spectres sont comparés à ceux des fonctions de Green empiriques utilisées (courbe gris foncé) et ceux proposés par la règle parasismique Iranienne (courbe gris clair).

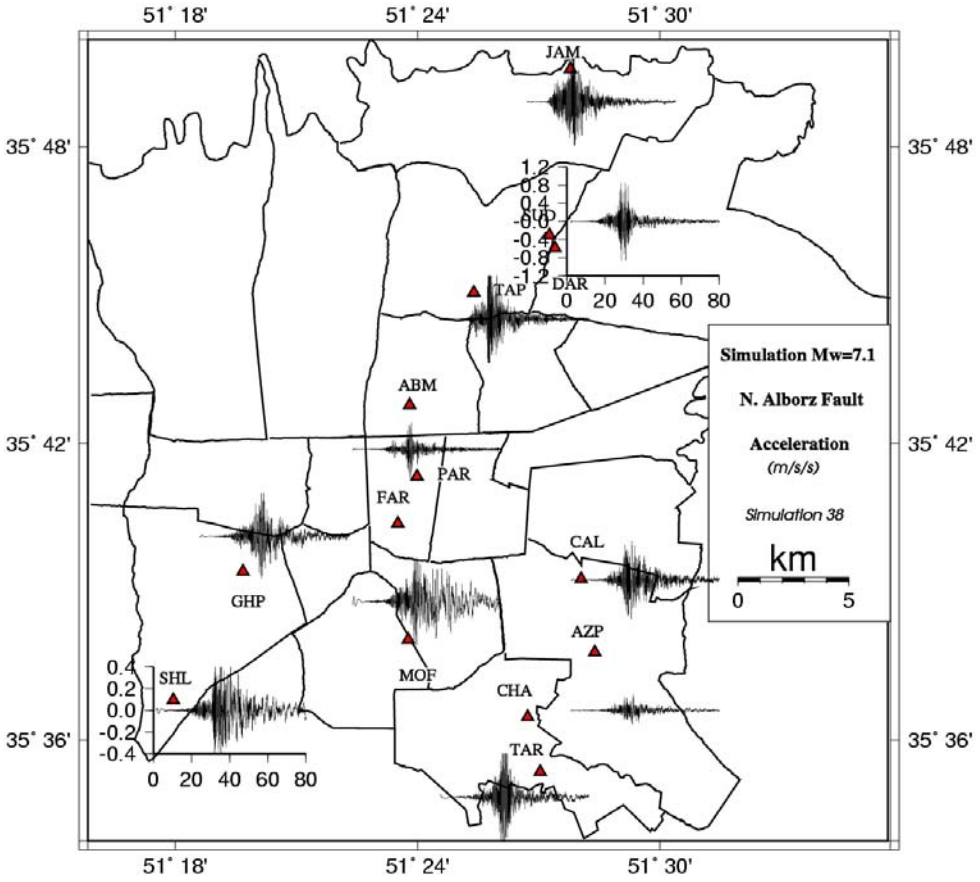


Figure 5.24 Exemple de simulation pour un séisme de magnitude 7.1 sur la faille Nord Alborz (simulation 38 parmi les 48). L'échelle des traces est partout la même que celle de la station SHL, sauf pour la station DAR.

Tableau 5.9 Type du sol correspondant à chaque station du réseau temporaire selon les règles parasismiques Iraniennes (Règle 2800).

Station	Type du sol	Matériaux	Vs (m/s)
JAM, CHA	I	Roches, Sol très dur (<30 m)	>750
ABM, TAP, AZP, TAR, PAR, CAL,	II	Roches altérées Sol dur (>30 m)	375-750
MOF, GHP, FAR, SHL, DAR	III	Roches très altérés Sol relativement meubles	175-375
	IV	Sol meubles	<175

5.5.4 Simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Garmsar

Nous avons choisi ce scénario pour 2 raisons: d'une part la faille de Garmsar est une faille active considérée comme à l'origine de l'un des plus gros séismes historiques dans la région [Ms~7.6 au cours du 3ème siècle avant Jésus, Ambraseys et Melville (1982)]. D'autre part l'événement survenu le 13/05/2002, de magnitude Ml=4.4, localisé au Sud-Ouest de Semnan, est le meilleur de nos enregistrements de séismes locaux (très bon rapport signal/bruit, quasiment sur toutes les stations) ce qui nous permet de faire une simulation sur une bande de fréquence assez large. Cependant, comme le montre la figure 5.8, ce séisme n'est pas véritablement localisé sur la trace visible de la faille de Garmsar. En effet dans la région épicentrale de ce séisme aucune faille n'est répertoriée sur les cartes géologiques ou dans la littérature. Nous l'avons attribué à la faille de Garmsar car il se situe sur sa prolongation Est.

Les paramètres d'entrée du programme sont listés dans les tableaux 5.10 et 5.11, et les résultats de la simulation sont résumés aux figures 5.25 et 5.26. La chute de contrainte du séisme cible est sélectionnée à 70 bars comme la faille Nord Alborz.

Les spectres ainsi obtenus sont comparés à la fois aux spectres réglementaires et à ceux de la simulation précédente sur la faille Nord Alborz. On voit que malgré la distance épicentrale relativement grande (150 Km), les valeurs spectrales sont assez élevées et comparables à celles du scénario précédent (Nord Alborz) pour les sites au sud-est de la ville. Cette remarque est importante, car en cas de réactivation des segments ouest de la faille de Garmsar, beaucoup plus proches de Téhéran (voir la figure 5.8), on peut donc s'attendre à de forts mouvements dans la partie SE de la ville. C'est à la station AZP que l'accélération simulée est la plus forte (87 cm/s²), celle de DAR restant cette fois encore assez élevée.

Nous avons choisi un magnitude Mw=7.1 pour l'événement cible pour rester dans les limites de la validité de la loi de similitude; nous avons fait cependant aussi fait un essai pour une magnitude Mw=7.6 correspondant au séisme historique attribué à cette faille. Les résultats sont présentés sur la figure 5.27 en termes de spectres de réponse moyens: on y voit que dans ce cas, les spectres simulés s'approchent des spectres réglementaires pour les stations installées au sud de la ville, ainsi que pour la station DAR au nord.

Tableau 5.9 Paramètres d'entrée du programme fge et type de lois utilisées pour la simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Garmsar à partir d'un séisme de Ml = 4.4 localisé au sud-ouest de Semnan

Paramètre	Type de loi	Moyenne	Ecart Type
Strike (deg.)	Normale	250	20
Pendage (deg.)	Normale	45	20
Long. Cible (Km)	Fixe	46	
M_0 cible (N.m)	Fixe	$5.63\ 10^{19}$	
M_0 de fge (N.m)	Lognormale	$8.85\ 10^{14}$	2.0
Long. fge (Km)	Lognormale	1.245	1.3
Prof. fge (Km)	Fixe	12.2	
$\Delta\sigma$ cible (bar)	Lognormale	70	2.0

Tableau 5.10 Simulation d'un séisme de magnitude 7.1 sur la faille de Garmsar: distance épicentrale, azimut source - récepteur et limite de validité haute fréquence pour différentes stations

Station	ABM	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM
Dist.	160	152	153	156	165	158
Az.	283	281	180	286	281	289
Hf.	8	10	10	8	8	10
Station	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR	
Dist.	158	159	167	158	153	
Az.	280	282	279	285	279	
Hf.	8	8	10	10	10	

Tableau 5.11 comparaison des accélérations maximales simulée (cm/s²) à partir du séisme sud-ouest de Semnan pour la composante NS (moyen de 48 simulations)

Station	ABM	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR
Mw =7.1	26	85	30	60	40	20	50	30	60	45	50
Mw =7.6	40	135	50	100	70	30	80	50	100	70	70

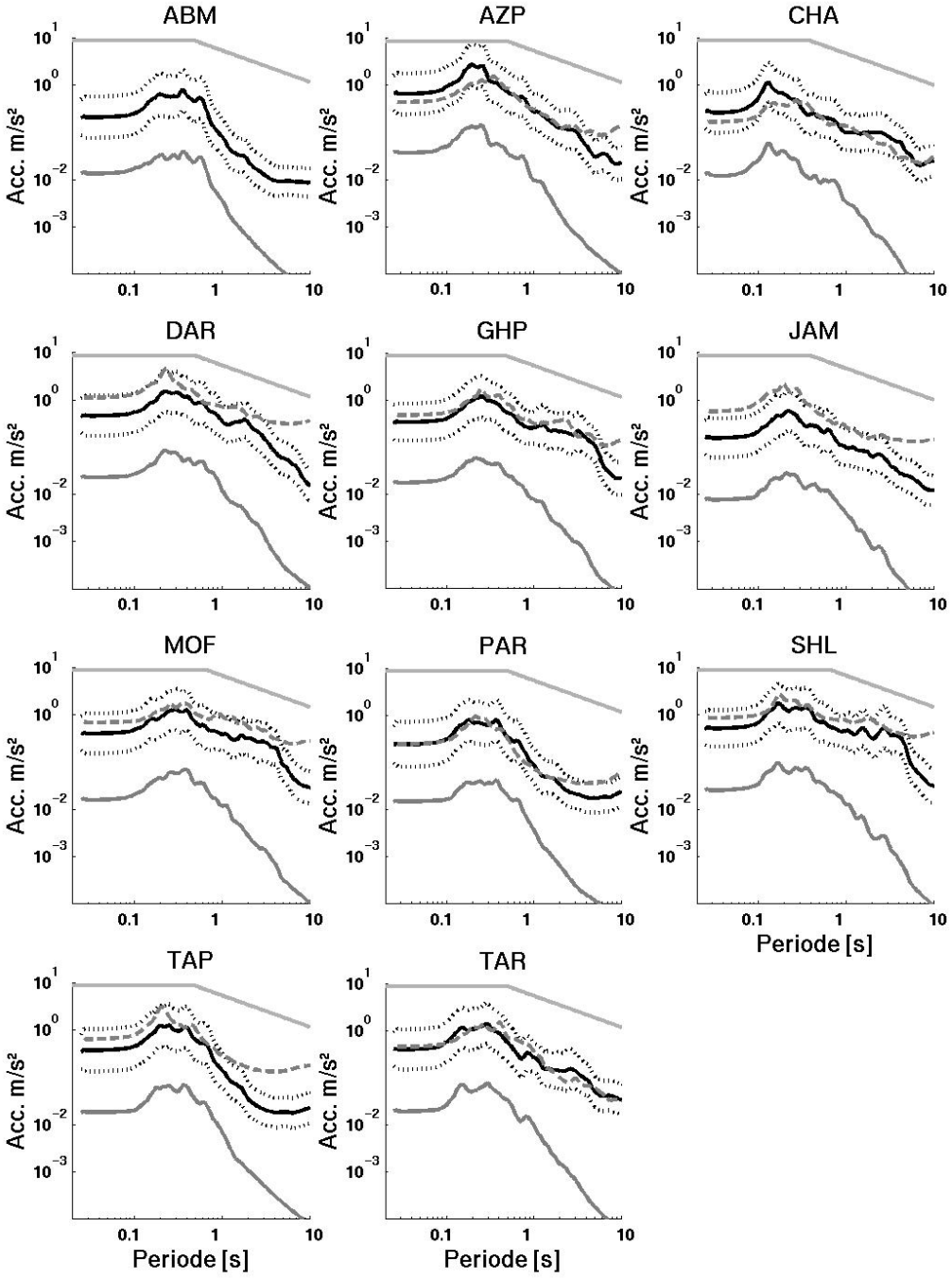


Figure 5.25 Spectres de réponse moyens (trait noir continu) et leurs écart types (pointillés noirs) résultant de la simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille Garmsar. Les spectres sont comparés à ceux des fonctions de Green empiriques utilisées (gris foncé), ceux proposés par les règles parasismiques Iraniennes (gris clair) et aux spectres de réponse simulés pour un séisme de magnitude 7.1 sur la faille N. Alborz (pointillés grises). Les stations ABM, TAP et PAR étaient équipés avec les capteurs L22 (2 Hz).

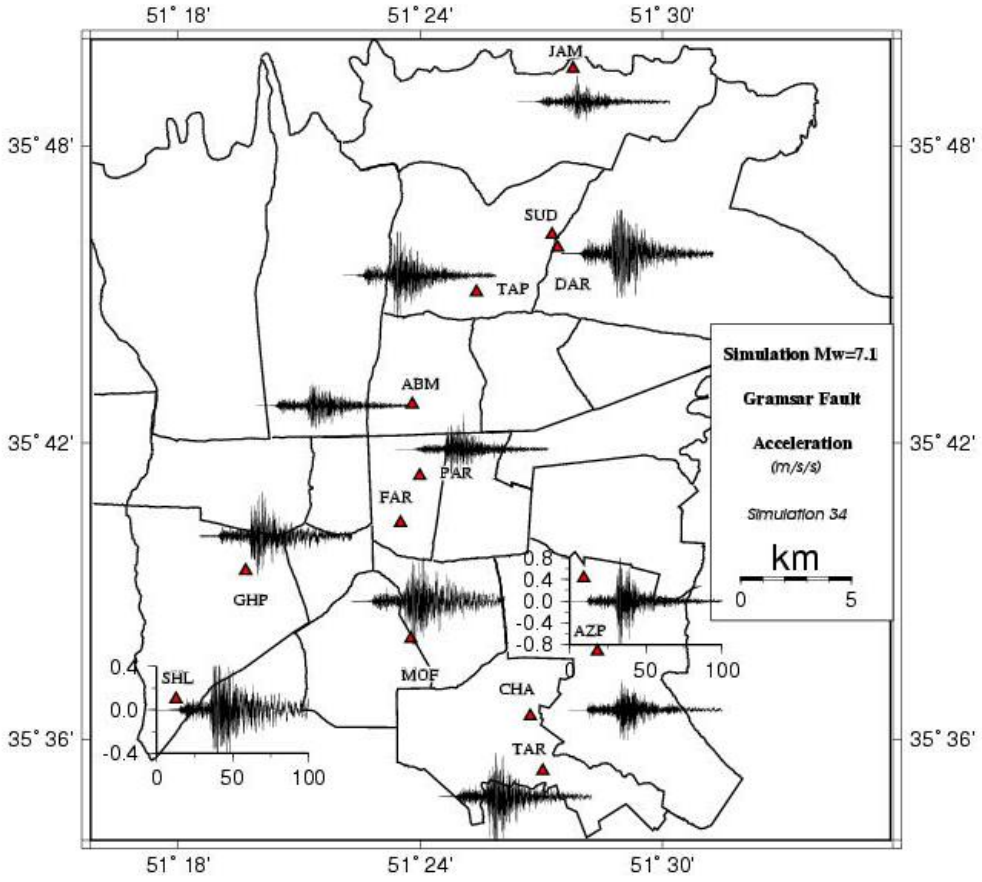


Figure 5.26 Exemple de simulation d'un séisme de magnitude 7.1 sur la faille Garmsar (simulation n°34 sur les 48). L'échelle des traces est identique à celle de la station SHL, mise à part la station AZP.

5.5.5 Simulation d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Mosha à partir d'un séisme de magnitude Ml = 2.9 (22/03/2002)

Pour le dernier scénario nous avons choisi des enregistrements d'un petit séisme de magnitude 2.9 localisé prés de la faille de Mosha. Le but était de simuler l'effet d'un fort séisme à une distance épicentrale proche de la ville. Cette faille étant actuellement très peu active, seul un petit événement Ml=2.9 était disponible, pour lequel la faiblesse du rapport signal/bruit nous a conduit à n'utiliser les enregistrements que des quatre stations AZP, CHA, DAR et TAR (la station JAM était en panne à cette période). En outre, pour la station DAR, nous avons dû effectuer un filtrage passe bas en dessous de 4 Hz en raison du bruit haute fréquence: les résultats de la simulation pour ce site ne sont donc valables que pour des fréquence inférieures.

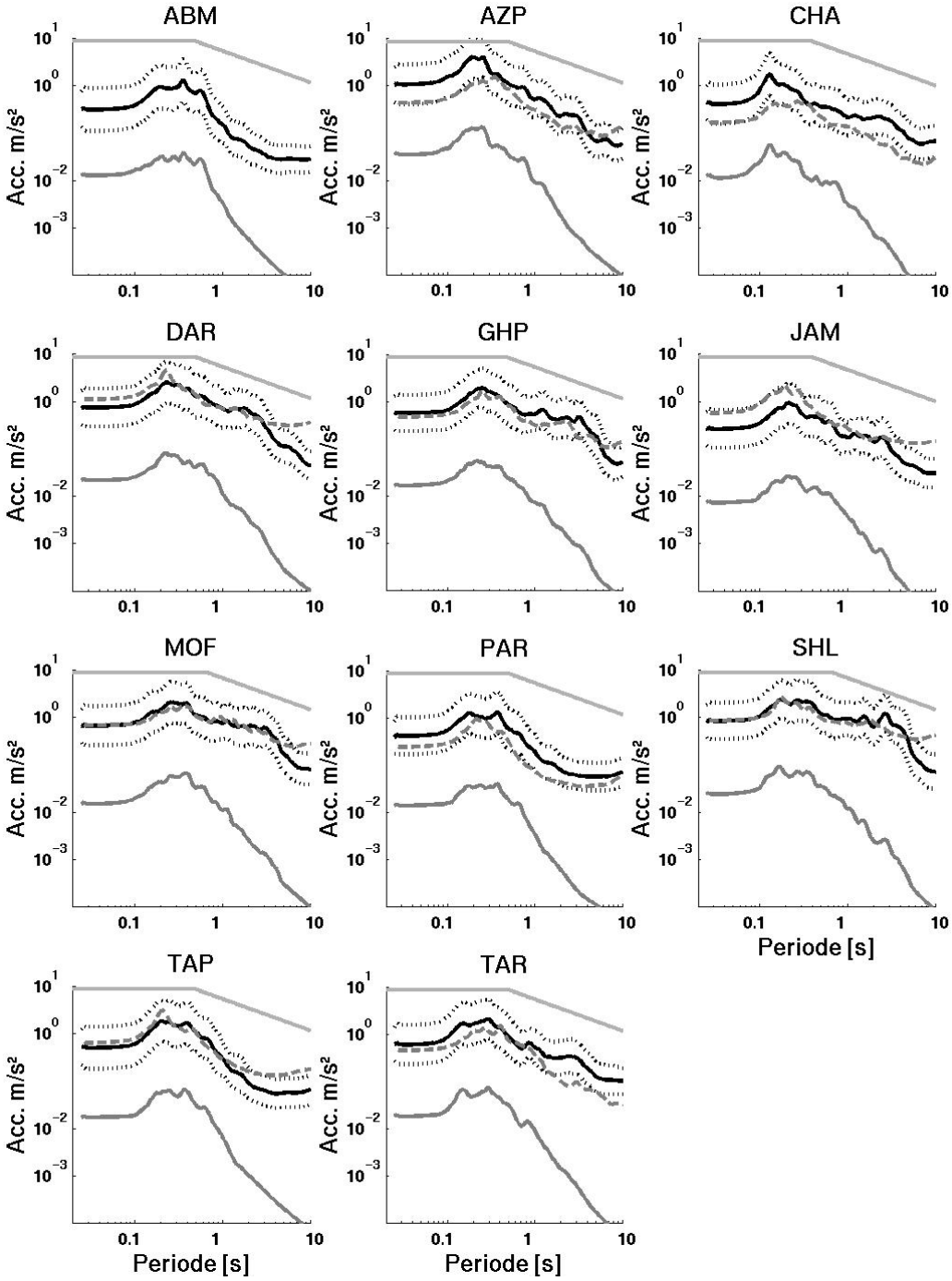


Figure 5.27 Spectres de réponse moyens (trait continu noir) et leurs écart types (pointillés noirs) résultant de la simulation d'un séisme de Mw = 7.6 sur la faille Garmsar. Les spectres sont comparés à ceux des fonctions de Green empiriques utilisées (gris foncé), ceux proposés par les règles parasismiques iraniennes (gris clair) et aux spectres de réponse simulés pour un séisme de magnitude 7.1 sur la faille N. Alborz (pointillés grises). Les stations ABM, TAP et PAR étaient équipés avec les capteurs L22 (2 Hz).

Vu la différence importante de magnitude ente le séisme cible et la fge, le passage direct de M=2.9 à M=7.1 n'a pas été possible dans la version actuelle du programme. Nous avons donc choisi une étape intermédiaire, constituant à simuler un séisme de magnitude Mw = 5, puis repartir de ces simulations comme fge pour simuler un séisme de magnitude M=7.1. Les paramètres d'entrée sont présentés dans tableaux 5.12 et 5.13, et les résultats de la simulation sont résumés sur les figures 5.28 et 5.29. La simulation de la seconde étape est effectuée à partir de la simulation 34 de la première étape, qui montre un spectre de réponse très proche de la moyenne des 48 simulations.

Tableau 5.12 Paramètres d'entrée du programme fge et type de lois utilisées pour la simulation des séismes de magnitude 5.0 et 7.1 sur la faille de Mosha à partir d'un séisme de Ml = 2.9.

Paramètre	Type de loi	Simulation de Mw=5.0		Simulation de Mw=7.1	
		Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type
Strike (deg.)	normale	290	20	290	20
Pendage (deg.)	normale	50	20	50	20
Long. Cible (Km)	Fixe	4.4		46	
M_0 cible (N.m)	Fixe	$4.0\ 10^{16}$		$5.62\ 10^{19}$	
M_0 de fge (N.m)	Lognormale	$1.41\ 10^{13}$	2.0	$4.0\ 10^{16}$	1.0
Long. fge (Km)	Lognormale	0.2	1.3	4.4	1.3
Prof. fge (Km)	Fixe	16.3		16.3	
$\Delta\sigma$ fge (bar)	Lognormale	70	2.0	70	2.0

Tableau 5.13 Simulation d'un séisme de Mw= 7.1 sur la faille de Mosha: distance épicentrale, azimut source récepteur et limite de validité haute fréquence pour différentes stations

	AZP	CHA	DAR	TAR
Dist.	40.5	43.0	39.81	43.7
Az.	253.8	206.7	274.28	248.68
Hf.	15	10	4	15

On voit que, pour les sites alluviaux, les spectres de réponses s'approchent beaucoup des spectres réglementaires pour certaines fréquences, les valeurs [moyenne plus écart type] dépassent quasi-systématiquement ment les valeurs de la norme. Considérant que les sites présentés pour cette simulation ne sont pas les sites à plus forte amplification (voir le chapitre 3), on peut penser que ce dépassement risque fort d'être plus significatif aux sites ayant des amplifications importantes comme MOF et SHL. Il faut cependant aussi garder en mémoire que pour une séisme de magnitude M=7.1, la longueur de faille est importante, et la forme des signaux émis par les différents points de la faille peut fortement varier, compte tenu de la relativement faible distance épicentrale (40 Km): une simulation correcte exigerait l'utilisation de plus de fge.

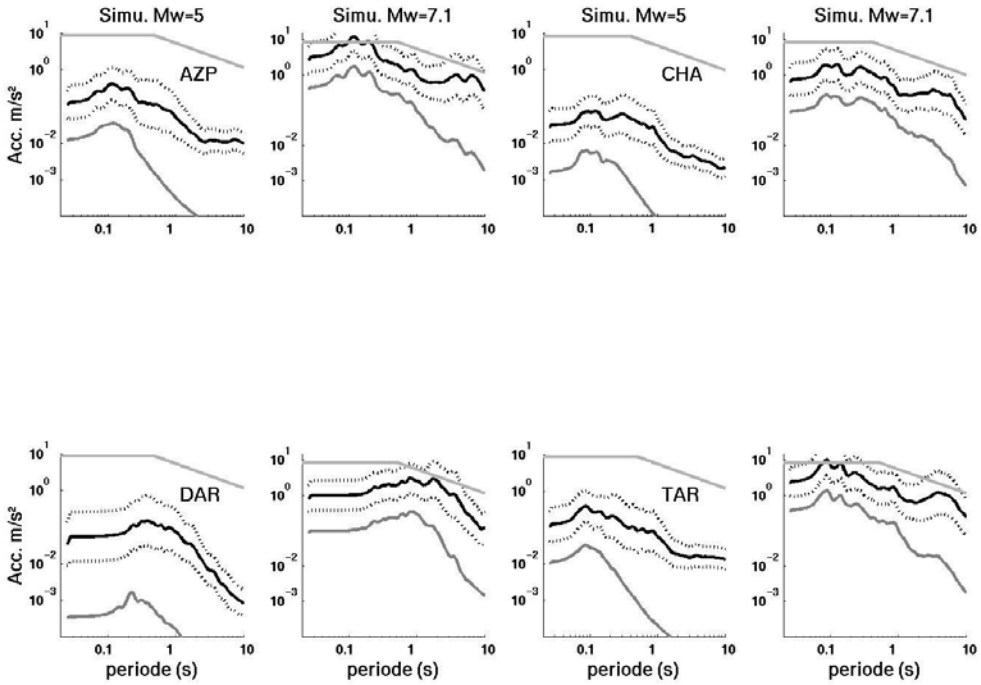


Figure 5.28 Simulation d'un séisme de magnitude 7.1 sur la faille de Mosha à partir d'un petit séisme de M=2.9, en deux étapes (2.9 → 5.0 et 5.0 → 7.1). Spectres de réponse moyens (trait continu noir), leurs écart types (pointillés), spectre de réponse de la fge (gris foncé) et spectre réglementaire (gris clair)

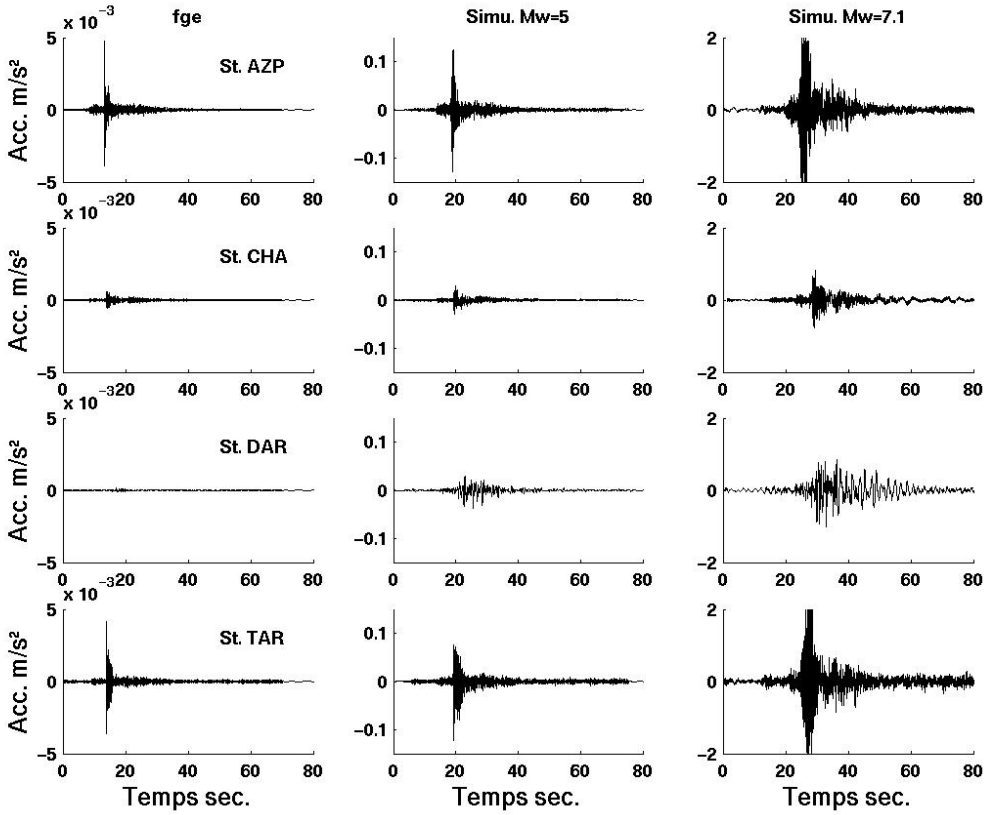


Figure 5.29 Exemple de simulation d'un séisme de magnitude 7.1 sur la faille de Mosha: Traces de la fge (gauche) et traces "représentatives" obtenues pour les deux étapes de la simulation (Mw=5 au milieu, et Mw=7.1 à droite).

5.6 Conclusion

Ce chapitre a été consacré à une étude de prédiction des mouvements forts à Téhéran pour différents scénarios, en utilisant de petits séismes comme fonctions de Green empiriques. Dans un premier temps, pour calibrer la méthode, deux séismes, ceux d'Avaj et Kojour, fortement ressentis et bien enregistrés à Téhéran, ont été simulés à partir de deux répliques pour le premier, et un séisme de magnitude 4.1 survenu de 21/05/2002 pour le deuxième.

Cette étape a montré que le choix de la chute de contrainte du séisme cible est primordial, et peut significativement changer les résultats de la simulation. Après différents essais avec des chutes de contraintes variables, les valeurs de $\Delta\sigma$ entre 30 et 70 bars se sont avérées celles conduisant aux résultats les plus similaires aux enregistrements réels.

Nous avons ensuite considéré trois scénarios différents, correspondant à l'occurrence d'un séisme de magnitude 7.1 sur les failles Nord Alborz, Garmsar et Mosha à partir de petits séismes qu'on a supposés générés par ces failles malgré une localisation assez peu précise. Pour la faille de Garmsar nous avons aussi simulé un séisme de magnitude 7.6 correspondant au plus fort séisme historique attribué à cette faille. Les résultats de ces quatre scénarios sont présentés dans les tableaux 5.14 et 5.15 en termes d'accélération maximale dans le domaine temporel, et d'accélération spectrale pour trois fréquences différentes (0.5, 1 et 3 Hz).

Ces valeurs s'avèrent assez significatives (c'est-à-dire susceptibles de causer des dommages) même à des distances épicentrales relativement grandes. Par exemple, l'accélération maximale simulée à AZP en cas d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Mosha (distance épicentrale de 40 Km) est de 0.34g, identique à la valeur réglementaire de 0.35g.

Pour ce dernier scénario nous mentionnons aussi les valeurs d'accélération spectrale à haute fréquence (10 Hz) pour les trois stations filtrées en dessous de 15 Hz. Ces résultats montrent les valeurs très importantes pour les stations AZP et TAR (environ 1g pour AZP). Cette remarque prend toute son importance si on considère que ces deux stations sont installées dans des quartiers où l'essentiel du bâti existant comprend un ou deux niveaux, et est donc caractérisé par une fréquence propre assez haute (5 à 10 Hz).

Tableau 5.14 Accélérations maximales moyennes estimées à l'aide de la technique fge pour la composante NS (cm/s²) en divers sites de Téhéran, pour un séisme de magnitude 7.1 localisé sur les failles Nord Alborz , Garmsar et Mosha.

Station	ABM	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR
N. Alborz		50	20	110	55	60	65	30	80	85	55
Garmsar Mcible=7.1	26	85	30	60	40	20	50	30	60	45	50
Garmsar Mcible=7.6	40	135	50	100	70	30	80	50	100	70	70
Mosha		340	80	110							280

Tableau 5.15 Accélérations spectrales moyennes estimées à l'aide de la technique fge pour la composante NS (cm/s²) en divers sites de Téhéran pour les différents scénarios considérés

Station	Fr. (Hz)	ABM	AZP	CHA	DAR	GHP	JAM	MOF	PAR	SHL	TAP	TAR
N. Alborz	0.5		12	7	45	37	16	54	4	78	16	10
	1.0		32	14	70	32	27	93	7	76	28	35
	3.0		149	43	210	116	97	162	57	144	127	99
Garmsar Mcible=7.1	0.5	2	12	10	33	21	6	32	3	31	3	14
	1.0	8	27	10	35	26	10	38	9	45	14	26
	3.0	64	117	28	136	95	30	118	66	135	96	107
Garmsar Mcible=7.6	0.5	5	23	21	62	44	14	65	8	64	9	31
	1.0	15	52	21	70	54	17	75	19	93	30	52
	3.0	105	180	45	213	153	47	191	107	216	143	167
Mosha	0.5		61	30	258							65
	1.0		101	29	254							110
	3.0		250	138	193							262
	10.0		945	169								695

Dans le domaine fréquentiel les spectres de réponse ont aussi été comparés à ceux des règles parasismiques iraniennes. Ces derniers sont enveloppe pour les 2 premières simulations, mais par contre peuvent être dépassés pour le scénario de Mosha. Ces constatations, auxquelles s'ajoutent d'une part le fait que les magnitudes maximales potentielles des failles de la région sont supérieures à 7.1 (7.6 pour Garmsar, et 7.8 pour Taleghan par exemple), et d'autre part l'existence de failles actives à très courte distance (Nord-Téhéran, sous Téhéran) conduisent à penser que certains séismes peuvent produire des mouvements dépassant significativement les normes iraniennes actuelles, surtout en raison des effets de site importants à Téhéran.

Conclusion Générale et perspectives

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre d'une collaboration franco-iranienne dont l'objectif était de définir les effets des conditions géotechniques sur les mouvements sismiques à Téhéran. Compte tenu des résultats particuliers obtenus, pour le site de Téhéran, avec le bruit de fond, nous avons complété ce travail par une étude sur la fiabilité de la méthode H/V bruit (connue sous le nom de "méthode de Nakamura") dans le cadre du projet européen SESAME.

Expérience de Téhéran

Deux aspects distincts ont été étudiés: les effets de site liés à la géologie locale, et la simulation de mouvements forts.

Dans un premier temps, nous avons établi un état des connaissances à partir des études antérieures sur la tectonique, la sismicité et les conditions géologiques générales de la région, ainsi que sur la géologie/géotechnique des couches superficielles et les résultats d'études d'effet de site et de microzonage sismique afin d'obtenir une idée préliminaire sur les caractéristiques des mouvements sismiques. Nous montrons par cette revue bibliographique que le risque sismique est très important vu l'activité tectonique de la région et la proximité de plusieurs failles actives majeures. La connaissance des profils de sol, indispensable pour l'estimation des effets de site, reste malheureusement très généralement limitée aux profondeurs inférieures à 50 mètres. Il existe très peu d'études sur la nature et la structure des alluvions profondes, et elles sont pour la plupart basées sur les travaux de terrain maintenant anciens menés par Reiben (1955) et Engalenc (1968). Cependant les données des forages géotechniques existants montrent que la vitesse des ondes S atteint des valeurs assez élevées (supérieures à 600-700 m/s) déjà à faible profondeur, laissant augurer une fréquence de résonance supérieure à 1 Hz et une amplification seulement modérée vu le faible contraste

d'impédance. Ce qui est confirmé par les résultats obtenus par les calculs 1D effectués dans deux grands projets antérieurs sur le microzonage sismique à Téhéran.

L'étude expérimentale effectuée pendant cette thèse conduit, pour ce qui est des effets de site, à des résultats totalement différents de cette idée initiale. Plusieurs méthodes d'analyse ont été utilisées dans le but d'évaluer non seulement les caractéristiques fréquentielles de l'amplification, mais aussi les effets en terme de prolongation du signal. Pour le premier aspect, les trois techniques utilisées sont le rapport spectral classique (site/référence) établi à partir d'enregistrements de séismes, la "fonction récepteur" ou rapport spectral H/V établi aussi sur les mêmes enregistrements de séisme, et le rapport H/V standard sur le bruit de fond.

Chacune de ces analyses a apporté des résultats intéressants, voire parfois surprenants, sur l'effet de site à Téhéran:

- les rapports site/référence ont mis en évidence une forte amplification (jusqu'à 8) à deux stations installées au sud-ouest de la ville (MOF et SHL). Outre le niveau, l'observation majeure concerne la bande passante de cette amplification, très large et démarrant à très basse fréquence (dès 0.3 – 0.5 Hz). Encore plus surprenante est l'observation de cet effet basse fréquence à d'autres stations installées au centre ville comme FAR et ABM où les formations superficielles, granulaires, sont pourtant assez raides; les niveaux d'amplification y sont cependant plus modérés (3 à 5).
- La méthode des fonctions récepteur donne des indications cohérentes avec les rapports spectraux classiques, notamment pour ce qui concerne la fréquence d'apparition des effets d'amplification (0.3 à 0.5 Hz). Quant au niveau d'amplitude, la valeur obtenue par cette méthode est généralement inférieure à l'amplification indiquée par le rapport site/référence, non seulement à la fréquence de résonance, mais aussi, et encore plus, à plus haute fréquence. Cette différence peut être interprétée comme provenant des ondes converties SP (S$\rightarrow$P) qui enrichissent la composante verticale sur les sites sédimentaires.
- Le deuxième résultat surprenant de ce travail concerne la méthode H/V bruit (méthode de Nakamura). Alors que beaucoup d'études effectuées dans le monde entier rapportent un bon accord entre les résultats du rapport H/V avec d'autres méthodes, au moins quant à la valeur de la fréquence de résonance, dans le cas de Téhéran, les résultats sont très différents. Pour la plupart des stations du réseau temporaire - à l'exception de MOF-, le rapport H/V obtenu à partir d'une heure de bruit ambiant, extrait à 1 heure du matin, montre une courbe quasiment plate aux fréquences de résonance (basses) indiquées par les rapports site/référence. En l'absence d'enregistrement de

séismes, ceci aurait pu amener à conclure que ces sites sont exempts d'effets d'amplification. Le traitement d'enregistrements continus de bruit sur une très longue durée (cinq à six semaines) révèle que ce désaccord peut se transformer en accord en cas d'arrivée de bruit basse fréquence plus énergétique, au moins pour les sites à forte amplification comme MOF et SHL. L'amplitude du rapport H/V peut varier d'environ 1 jusqu'à des valeurs assez proches de celle obtenue par d'autres méthodes, en relation directe avec l'amplitude spectrale absolue à basse fréquence. Pour d'autres sites ayant une faible amplification comme GHP, cette observation longue durée révèle aussi l'apparition quasiment permanente d'un pic à la fréquence de résonance, mais d'amplitude très faible. Ce pic ténu passerait inaperçu si l'on n'avait pas détecté par d'autres méthodes l'existence d'une amplification basse fréquence, et montre donc le danger à utiliser la technique H/V bruit de fond toute seule sur de tels sites (dépôts rigides mais très épais).

Les effets résultants sur la durée des mouvements sismiques, ont ensuite été quantifiés par deux méthodes proposées par Beauval et al. (2003) et Parolai et Bard (2003). La première est basée sur la comparaison du délai de groupe (ou gradient de phase) du spectre de Fourier entre le site étudié et un site de référence, tandis que la deuxième utilise les sonogrammes des événements sismiques enregistrés au site et à la référence. Les deux méthodes donnent des résultats cohérents, confirmant les observations qualitatives "visuelles": les fréquences correspondant à un allongement maximum sont identiques à celles indiquées par la méthode de rapport spectral classique, confirmant l'existence d'effets très significatifs à basse fréquence, et les prolongations les plus fortes ont lieu au sud-ouest de la ville, là où les amplifications basse fréquence sont les plus fortes. La valeur de l'allongement peut dépasser 50 secondes; de plus, sur un site donné, elle varie en fonction de la distance épicentrale.

Nous résumons l'essentiel de ces résultats sur les figures C.1 à C.3 en superposant sur un même fond géologique les résultats obtenus à partir des enregistrements de séismes et du bruit de fond. Les deux premières indiquent respectivement les variations spatiales de la période fondamentale de résonance, et de l'amplitude correspondante pour les différents rapports spectraux, (site sur référence en vert, et bruit de fond en blanc). Sur la troisième nous présentons les résultats d'une interpolation de la période de résonance, qui doit être interprétée avec précaution, compte tenu d'une part des incertitudes et limites sur les rapports H/V discutées au chapitre 4 d'autre part de la faible densité des points de mesure de bruit de fond surtout au nord-ouest de la ville, et enfin de l'instrumentation utilisée (capteur courte période, 1Hz). Malgré ces réserves, ces figures peuvent donner quelques indications générales pour

guider l'interprétation de l'effet des conditions géotechniques sur la réponse du sol à Téhéran surtout dans les parties sud et centre de la ville où la densité de mesures est la plus forte:

- Globalement, la période de résonance et le niveau d'amplification augmentent du nord vers le sud de la ville en accord avec le changement du type d'alluvions, de granulaire grossier (cailloutis) au nord, à beaucoup plus fin (argileux et sableux) au sud.
- Il existe deux zones relativement étroites caractérisées par une période de résonance supérieure à 3 secondes, et un facteur d'amplification plus important qu'ailleurs: une au sud de la ville, orientée est-ouest, englobant les deux stations SHL et MOF et continuant vers l'est, et l'autre orientée nord-sud passant par le centre de le ville (stations ABM, FAR et MOF). La première zone est à peu près identique à la zone de période naturelle maximum déterminé par Jafari et al, (2002) (voir la figure 1.11 chapitre 1), bien qu'ils y indiquent une période beaucoup plus faible de 0.6 secondes. Un forage de 200 m de profondeur dans cette zone (JICA et CEST, 2001; voir la figure 1.8 chapitre 1) révèle un profil de sol argileux au moins jusqu'à cette profondeur, avec une vitesse d'ondes S inférieure à 800 m/s jusqu'à 140 m (profondeur maximale jusqu'à laquelle ont été effectuées les mesures de vitesse). Diverses informations existantes, quoique incomplètes et imprécises (voir chapitre 2), suggèrent la présence d'une dépression profonde (700 à 800 m) à cet emplacement. La deuxième zone est introduite dans Jafari et al (2002) comme une zone de faille cachée ou possible en raison de l'augmentation de l'épaisseur de sol meuble et du changement du niveau de la nappe phréatique. Cette zone est d'autre part parallèle à la direction de l'un des principaux cours d'eau de Téhéran (Vallée de Darakeh), aujourd'hui canalisés et recouverts artificiellement à la partie sud de la ville. Les figures C.1 et C.3 suggèrent l'existence d'autres zones orientées nord-sud, à l'est et l'ouest de la ville, respectivement parallèles aux cours d'eau de Sorkheh-Hesar et Kan, caractérisées par une fréquence de résonance assez basse et une amplification relativement forte. Bien que pour ces deux dernières zones la densité de points de mesure de bruit de fond ne soit pas suffisante, ce parallélisme suggère que l'emplacement de ces zones correspond à peu près aux interfluves et angles morts situés entre les apex de cônes de déjections de ces vallées anciennes. Ces bandes relativement étroites pourraient donc être liées au dépôt d'alluvions plus fines dans ces zones de débordement.

Bien qu'elle puisse donner une idée sur la variation relative des effets de site entre les différentes zones géotechniques, cette interprétation géologique ne peut expliquer des fréquences de résonance aussi basses vue la valeur élevée de la vitesse d'onde S même pour

les dépôts alluvionnaires fins. Cet effet basse fréquence requiert donc une autre explication. Dans l'état actuel des connaissances sur la structure profonde de Téhéran, les explications qu'on peut invoquer sont multiples:

- L'existence d'un contraste d'impédance à grande profondeur (500 m à 1 Km) correspondant à un substratum très rigide à la base des formations alluvionnaires très épaisses, qui comprennent certainement un important gradient de vitesse. L'idée d'un contraste d'impédance profond pourrait aussi expliquer la défaillance de la méthode H/V à Téhéran: il semble qu'en temps normal l'énergie du bruit basse fréquence n'est pas suffisante pour bien exciter les ondes de surface fondamentales sur une telle épaisseur, et qu'on ne pourrait alors observer la "bonne" fréquence sur le rapport H/V qu'en cas d'arrivée de bruit plus énergétique à basse fréquence.
- un effet 2D ou 3D: bien que la géométrie en surface de Téhéran ne ressemble pas à une vallée sédimentaire typique, la présence d'une forte épaisseur d'alluvions quaternaires avec de fortes discontinuités latérales rend possible des effets multidimensionnels: les discontinuités latérales les plus évidentes sont celles du nord et de l'est, avec notamment la faille Nord-Téhéran qui pourrait être un diffracteur majeur, mais aussi il faut considérer les autres failles majeures comme celles de Nord – Ray et Sud – Ray à l'origine d'un décalage vertical du niveau du substratum (géométrie en "touche de piano" évoquée par Engalenc 1968; voir le chapitre 1). Cette hypothèse d' effets multidimensionnels est indirectement confortée par la différence importante observée entre les rapports spectraux site/référence et la méthode H/V (cf. section suivante et chapitre 5) ainsi que par la prolongation importante des signaux sismiques sur les sites alluvionnaires. Cette situation peut aussi être considérée en partie analogue à celle de Kobe, de par le contact direct d'un dépôt alluvionnaire épais avec une formation très raide le long des failles majeures (Nord-Téhéran notamment): en cas d'activation de ces failles, l'interférence constructive des ondes S directes transmises verticalement dans les sédiments avec les ondes de surface générées/diffractées sur ces

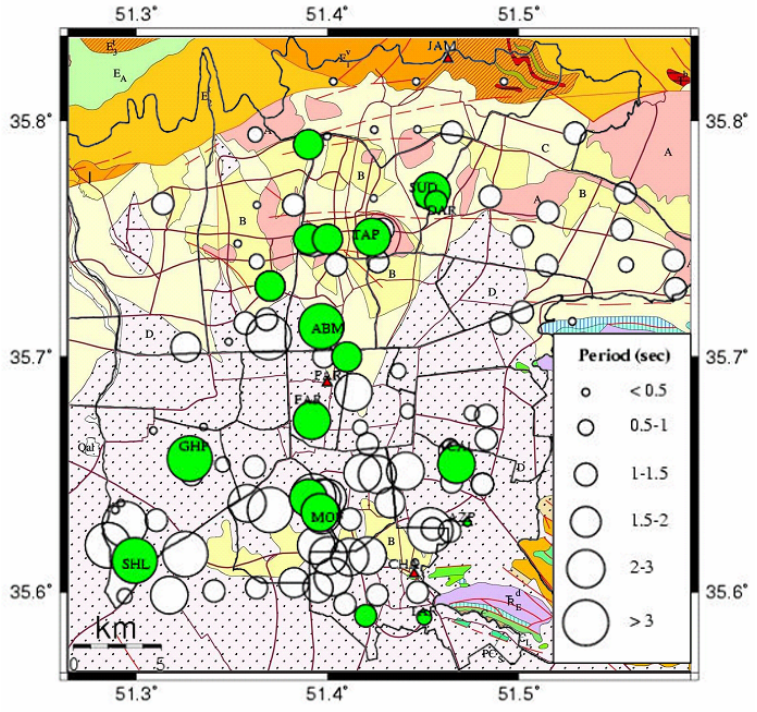


Figure C1 Variation spatiale de la période fondamentale de résonance obtenue par le rapport spectral classique (cercles verts) et de la période de pic H/V (cercles blancs)

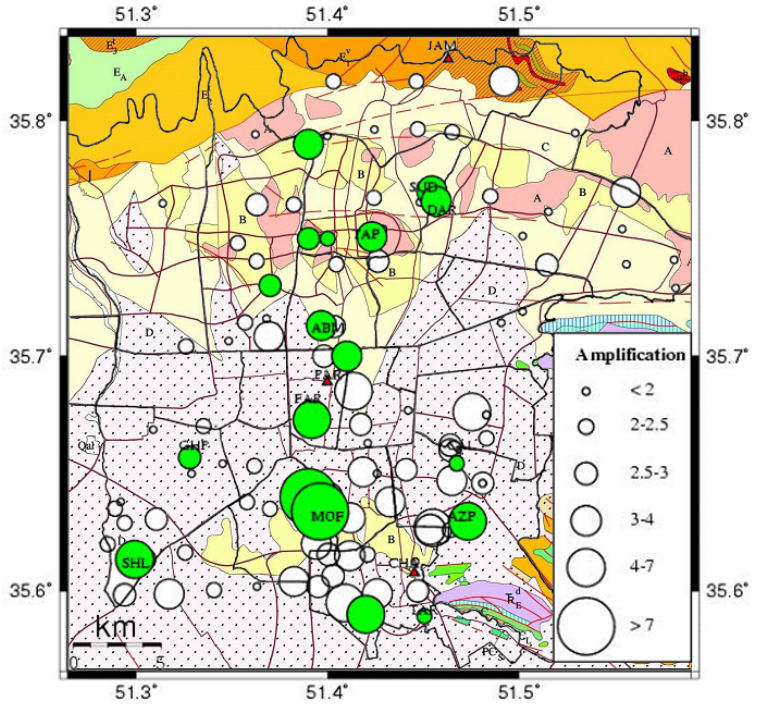


Figure C.2 Variations spatiales du facteur d'amplification obtenu par le rapport spectral classique (cercles verts) et de l'amplitude du pic H/V (cercles blancs) sur un fond géologique de la région de Téhéran.

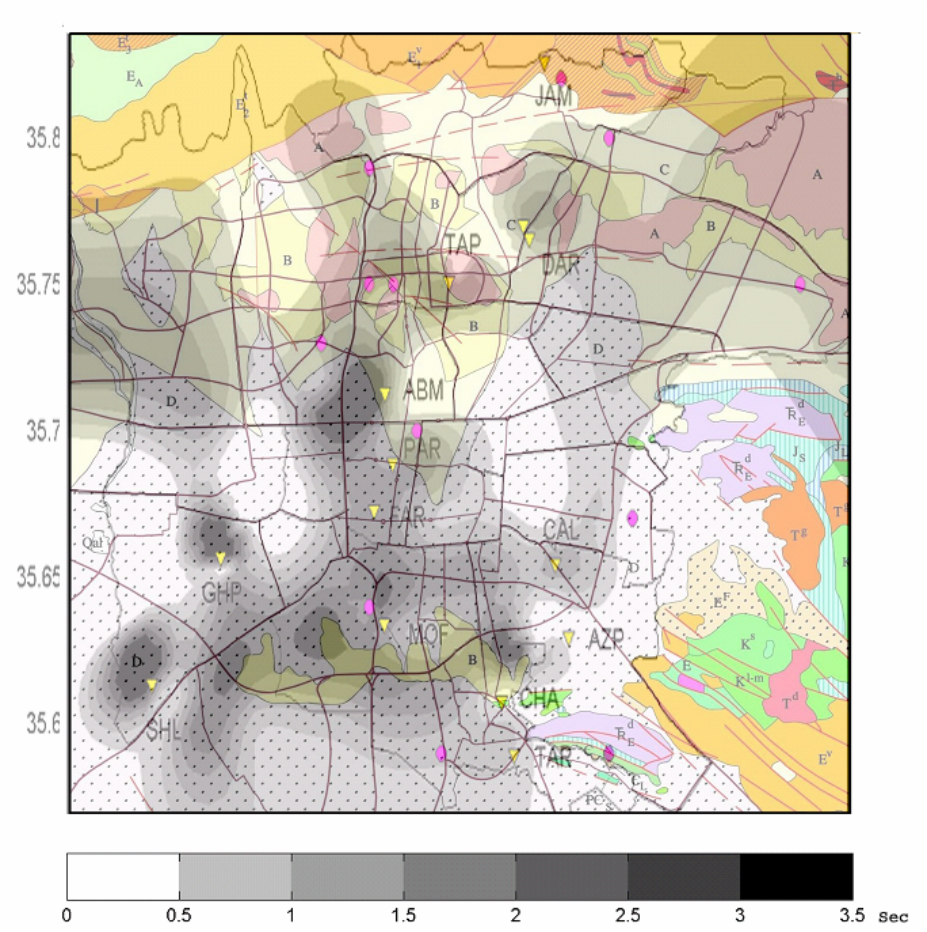


Figure C.3 Carte iso-période de résonance fondamentale obtenue par interpolations des résultats ponctuels obtenus par les méthodes du rapport spectral classique et du rapport H/V (Figure C2).

discontinuités latérales pourrait alors, comme lors du séisme de Hyogo-ken Nambu (Kobe), conduire à une augmentation des dégâts dans une zone étroite parallèle à la faille sismique mais décalée vers l'intérieur du basin (voir Kawase 1996).

Dans un deuxième temps, pour préciser quantitativement l'aléa sismique à Téhéran, la technique des fonctions de Green empirique a été utilisée pour prédire les mouvements d'un séisme fort sur certaines des failles proches à partir de petits séismes enregistrés sur notre réseau temporaire. Pour cela nous avons considéré trois scénarios différents, correspondant à l'occurrence d'un séisme de magnitude 7.1 sur les failles Nord Alborz, Garmsar et Mosha, ainsi qu'un scénario correspondant à l'occurrence d'un séisme de magnitude 7.6 sur la faille de Garmsar.

Les résultats de ces quatre scénarios, présentés dans les domaines temporel et fréquentiel, indiquent d'abord des valeurs assez significatives (susceptibles de causer des dommages) en termes d'accélérations maximales attendues, et ce bien que les distances épicentrales soient assez grandes (e.g. la valeur de 0.34g pour la station AZP en cas d'un séisme de Mw = 7.1 sur la faille de Mosha à une distance de 40 Km).

Dans le domaine fréquentiel, la comparaison des spectres de réponse simulés avec le spectre réglementaire proposé par la norme parasismique iranienne, est plutôt rassurante pour les scénarios Garmsar et Nord Alborz (relativement distants), mais montre aussi que le scénario Mosha est plus dangereux. Ces constatations, auxquelles s'ajoutent d'une part le fait que les magnitudes maximales potentielles des failles de la région sont supérieures à 7.1 (7.6 pour Garmsar, et 7.8 pour Taleghan par exemple), et d'autre part l'existence de failles actives à très courte distance (Nord-Téhéran, sous Téhéran) conduisent à penser que certains séismes peuvent produire des mouvements dépassant significativement les normes iraniennes actuelles, surtout en raison des effets de site importants à Téhéran.

Il faut cependant garder en mémoire que l'effet (généralement bénéfique) des non–linéarités du sol n'est pas pris en compte dans cette méthode, et que d'autre part les résultats obtenus ici ne sont valables que dans des bandes de fréquence restreintes, particulières à chaque station et chaque scénario, en raison du filtrage des fge utilisées rendu nécessaire par un rapport signal sur bruit insatisfaisant (et indiqué dans les tableaux correspondants du chapitre 5).

Fiabilité de la méthode H/V

La fiabilité de la méthode H/V appliquée au bruit de fond (méthode dite "de Nakamura") a été étudiée expérimentalement en comparant ses résultats avec ceux obtenus par les méthodes du rapport spectral classique et de la fonction récepteur sur des enregistrements sismiques pour plus de 150 sites différents recouvrant une vaste gamme de configurations géologiques et géotechniques. Cette étude montre que:

- Il y a un bon accord sur la fréquence fondamentale pour la plupart des sites (81%). Les cas de désaccord correspondent essentiellement à des sites à basse fréquence ($f < 1$ Hz) et/ou à une amplification modérée (inférieure à 4). La technique "H/V bruit de fond" peut donc être très fortement recommandée, comme donnant une indication très fiable de la fréquence de résonance fondamentale, pour les sites à fort contraste (sols très peu consolidés en surface) et/ou peu épais. Ses résultats doivent être interprétés

avec plus de circonspection pour les sols plus raides et très épais. Dans tous les cas, l'extraction de l'information "fréquence fondamentale" nécessite de respecter un certain nombre de précautions instrumentales

- Par contre, nous avons montré que l'amplitude du pic H/V n'est pas du tout un bon indicateur de la valeur de l'amplification en un site donné. En l'absence de toute autre mesure ou indication, la seule information quantitative de cette amplitude semble être que cette amplitude puisse être considérée comme une estimation par défaut (borne inférieure) de l'amplification réelle (effets non-linéaires exclus). Pour les sites à basse fréquence, cette amplitude s'avère aussi dépendre des conditions météorologiques régionales, et suggère donc, pour de tels sites situés en zone continentale, de réaliser les mesures de bruit de fond en période de dépressions météorologiques sur les mers ou océans les plus proches – en respectant évidemment toutes les précautions de mesure par mauvais temps !-.
- Une autre information intéressante semble cependant pouvoir être extraite du rapport H/V bruit de fond, dans la mesure où l'écart entre l'amplification réelle et l'amplitude du pic H/V apparaît clairement lié à la géométrie du site: il pourrait alors être utilisé comme un indice révélant la présence et l'importance d'effets 2D ou 3D. Dans cette perspective, il semblerait alors que Téhéran soit le lieu d'importants effets 2D ou 3D.

Perspectives

L'ensemble du travail effectué sur Téhéran dans cette étude révèle l'importance des effets des conditions géotechniques locales sur l'aléa sismique dans cette ville, malgré les a priori initiaux résultant d'études antérieures. Notre étude ne nous permet cependant pas de conclure sur la cause de ces effets et de leur variation spatiale. Cette étude a aussi mis en lumière les limitations importantes quant à l'utilisation de la méthode H/V à Téhéran, ce qui rend difficile l'interpolation des résultats obtenus à partir d'enregistrements de séismes. Il nous semble donc nécessaire de proposer des études complémentaires dans le but de mieux comprendre l'origine de l'effet de site à Téhéran, et être ainsi en mesure de le prédire pour les événements futurs. Ces propositions sont basées sur les deux hypothèses déjà mentionnées plus haut comme explication des amplifications observées.

- En premier lieu, pour qu'on puisse évaluer chacune de ces hypothèses, le plus important est la connaissance de la structure profonde du sous-sol, la profondeur

exacte du substratum rocheux, la valeur du contraste d'impédance et la géométrie des discontinuités latérales. Compte tenu des enjeux humains et économiques (voire politiques, Téhéran étant la capitale), il nous semble absolument impératif de réaliser une prospection géophysique profonde (sismique et éventuellement gravimétrique), complétée par quelques forages suffisamment profonds pour atteindre le substratum. Le résultat pourra ensuite être utilisé pour des simulations numériques plus réaliste que ce qui a déjà été effectué sur la base des informations géotechniques de surface.

- par ailleurs, nous proposons aussi des analyses en réseau dense sur des séismes afin de pouvoir identifier les caractéristiques des différents trains d'onde (azimut, vitesse, composition) composant le champ d'onde et ainsi de vérifier ou non l'hypothèse d'effets 2D/3D.

Parallèlement à ces deux propositions essentielles il nous semble utile de:

- Compléter l'étude présente par une autre étude expérimentale utilisant d'une part des stations sismologiques plus nombreuses, vu la grande superficie de la région, et d'autre part des mesures de bruit de fond plus denses dans les zones identifiées comme susceptibles de subir une forte amplification avec des capteurs longue période. Nous proposons aussi de faire des mesures de bruit en réseau de faible ouverture dans ces zones afin d'estimer les profils de vitesse dans le remplissage alluvionnaire, ce qui est actuellement mal connu. Ces mesures permettraient par ailleurs de compléter celles obtenues par des méthodes géophysique profonde.
- Malgré l'enregistrement d'un nombre notable d'événement au cours de cette étude, nous avons vu que cette quantité de données n'était pas assez suffisante pour qu'on puisse étudier la dépendance ou non des rapport spectraux aux caractéristique des séismes enregistrés (azimut par exemple) et pour qu'on puisse exploiter pleinement la méthodes de fge. Vu de la grande vulnérabilité de Téhéran, il nous semble donc, raisonnable d'avoir un réseau permanent sismologique (vélocimétrique ou accélérometrique) avec les capteurs de bonne sensibilités dans la ville afin de permettre une estimation plus précise de mouvement sismique (fge, effet de site, l'effet de non linéarité, simulation numérique).

Références bibliographiques

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. geophys. Res.,* **Vol. 72**, 1217-1231

Abbasi M.R., 2003, the state of contemporary stress in the southern flank of central Alborz. *IIEES Spec. Publication.* (In Persian).

Abbasi M.R., and E. Shabanian, 1999. Evolution of the stress field in Tehran region during the quaternary. *Proceeding of Third Internatinal Conference on Sismology and Earthquake Engineering (SEE-3) ,* pp 67-84, Tehran, Iran.

Alavi M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *J. Geodynamics,* **21**, 1-33

Allen M.B., Ghassemi M.R., Sharabi, M. and M. Qoraishi, 2003. Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, northern Iran. *J.Struct. Geol.,* **25**, 659-672.

Ambraseys, N.N. 1974. Historical seismicity of North-Central Iran (In Material for study of seismotectonics of Iran: North-central Iran). *Geological Survey of Iran.* Report No. 29

Ambraseys, N.N., and C.P. Melville (1982). A history of Persian earthquakes. *Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press,* London, 212pp.

Ammon, C.J. (1991) The isolation of receivers effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **81**, 2504 – 2510.

Ansary M. A., F. Yamazaki, M. Fuse and T. Katayama, 1995. Use of microtremors for the estimation of ground vibration characteristics. *Third international conferences on recent advances in geotechnical earthquake engineering and soil dynamics.* St. Louis, Missouri.

Ashatari M., Hatzfeld D. and N. Kamalian, 2004 Microseismicity in the region of Tehran. *Tectonophysics* **395** (2005) 193– 208.

Atakan K., P.-Y. Bard, F. Kind, B. Moreno, P. Roquette, A. Tento and SESAME-Team, 2004.J-SESAME: a standardized software solution for the H/V spectral ratio technique. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering.* Vancouver, Canada. Paper 2270.

Atakan K., R. Azzara, P.-Y. Bard, S. Bonnefoy-Claudet, A. Borges, M. Bottger Sorensen, F.Cara, J.-L. Chatelain, G. Cultrera, G. Di Giulio, F. Dunand, A.-M. Duval, D. Fäh, P.Guéguen, B. Guillier, J. Ripperger, P. Teves-Costa, J.-F. Vassiliades, S. Vidal and J. Wassner, 2003. Measurement guidelines: experimental conditions. *SESAME report D08.02, 96pp* (http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr).

Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M. & Stockli, D.F., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology,* **29**, 559–562.

Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G. Hessami Kh.T. , Kozhurin, A.I. Ivanova, T.P. Rogozhin, E.A. Hademi, M.C. and F.H. Jamali, 2004. Active faults in the Zagros and central Iran. *Tectonophysics,* **380**, 221-241.

Bard P.-Y., 1998. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation ? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion.* Yokohama, Japan. **3** 1251-1279.

Beauval, C. and P-Y. Bard (2001). Quantification of the frequency dependent lengthening of the duration of seismic ground motion, in relation with local geology: Application to the Euroseistest. *EGS XXVI General Assembly ,* Nice, France, March 2001.

Beauval C., Bard P-Y., Mosco, P., and J. Kristek (2003). Quantification of the frequency-dependent lengthening of the seismic ground motion duration due to local geology: site effect in the Euroseistest data. *Bull. Seism. Soc. Am*., **Vol.93, No. 1,** 371-385.

Berberian M., 1983. The southern Caspian:A compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.,* **20**, 163-183

Berberian M., Ghoraishi M., Arjangravesh B. and A. Mohajer-Ashjai, 1985. Seismotectonic and earthquake- Fault hazard investigation in the Tehran Region, Contribution to the seismotectonics of Iran (Part V). *Geol. Survey of Iran,* Report No. 56.

Berberian, M. & Yeats, R.S., 2001. Contributions of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *J. Struct. Geol.,* **23**, 563–584.

Berberian, M., 1994. Natural hazard and the first earthquake catalogue of Iran, vol. 1: Historical hazards in Iran prior 1900. *IIEES pub, Tehran, Iran.*

Boatwright J. (1982). A dynamic model for far-field acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **Vol.72. No.4**. 1049 – 1068.

Boatwright J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting; *Bull. Seism. Soc. Am.* **Vol. 78, No. 2**, 489 – 508.

Bonnefoy-Claudet 2004. Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier,* Grenoble-France

Borcherdt, R.D., et J.F. Gibbs, 1970. Effect of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **66**, 467-500.

Bour M. (1993). Simulation de forts mouvement du sol à partir de petits séismes utilises comme fonctions de Green empiriques. *Thèses de doctorat, Université Louis Pasteur,* Strasbourg, France.

Bour, M., and M. Cara, 1997. Test of a simple empirical Green's function method on moderate-sized earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **87**, No 3, 668-683.

Brune, J., 1970. Tectonic stress on the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.,* **75**, 4997-5009.

C.G.G (Companie General de Géophysique), 1965. Etude Géophysique par prospection electerique dans la region de Tehran.

Campbell, K.W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical component of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seismological Research Letters,* **Vol. 68**, No.1.

Cara F., G. Di Giulio and A. Rovelli, 2003. A study on seismic noise variations at Colfiorito, central Italy: implications for the use of H/V spectral ratios. *Geophysical Research Letters,* **30-18**, 1972.

Causse M., 2004. Evaluation du mouvement sismique dans la cuvette grenobloise par la méthode des fonctions de Green empiriques. *Rapport de stage d'ingénieur, université Joseph Fourier, Grenoble.*

Chávez-García, F. J., Pedoti G., Hatzfeld D., and Bard P-Y., (1990). An experimental study near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.* **80, no. 4,** 784–800.

Cornou C., P. Guéguen, P.-Y. Bard and E. Haghshenas, 2004. Ambient noise energy bursts observation and modelling: trapping of harmonic structure-soil induced-waves in a topmost sedimentary layer. *Journal of Seismology,* **Vol. 8, no.4**, 507-524.

Courboulex, F., Singh, S. K., Pacheco, J. F., and Ammon, C. J., 1997. The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): a study of the rupture process. *Geoph. Res. Lett.,* **24**, 1019-1022.

De Martini P.M., Hessami Kh., Pantosti, D.,D'Addezio, G., Alinaghi, H., and M. Ghafoori Ashtiany, 1998. A geologic contribution of the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics,* **287**, 187-199.

Dellenbach's J. 1964. Contribution à l'étude géologique de la region située à l'est de Téhéran (Iran). *Fac. Sci., Univ. Strasbourg (France),* 117p.

Dunand F., Bard P.-Y., Chatelain J.-.L., Guéguen Ph., Vassail T. and Farsi M.N., 2002. Damping and frequency from randomdec method applied to in situ measurements of ambient vibrations: evidence for effective soil structure interaction. *Proceedings of the 12th European Conference on Earthquake Engineering,* London, 9-13 september 2002.

Duval A.-M., P.-Y. Bard, B. Lebrun, C. Lacave-Lachet, J. Riepl et D. Hatzfeld, 2001. H/V technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys. *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata,* **42-(3-4)**, 267-280.

Duval, A.M. (1994). Determination de la reponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale. *Thèse de Doctorat, Université P. et M. Curie, Paris*

Engalenc M. 1968. Contribution à la Géologie, Géomorphologie, Hydrogéologie de la Région de Tehran (Iran), *Thèse de doctorat, Centre d'Etude et de Recherche Hydrogéologiques, Montpellier, France*

Field, E., (1996), Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86-4,** 991–1005.

Field, E., and K. Jacob 1995. A comparison of Various Site-Response Estimation Techniques, Including three that are not Reference-Site Dependent. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1127–1143.

Field, E., Clement, A.C., Jacob, K.H., Aharonian, V., Hough, S.E., Friberg, P.A., Babaian, T.O., Karapetian, S.S., Hovanessian, S.M. and H.A. Abramian, 1995. Earthquake site-response study in Giumri, Armenia, using ambient noise observation. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85-1**, 349-353.

Frankel, A., Fletcher, J., Vernon, F., Haar, L., Berger, J., Hanks, T., and Brune, J., 1986. Rupture characteristic and tomographic source imaging of *ML* ~ 3 earthquakes near Anza, Southern California. *J. Geophys. Res.,* **91**, 12633-12650.

Friedrich A., F. Krüger and K. Klinge, 1998. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array. *Journal of Seismology,* **2-1**, 47-64.

Gagnepain-Beyneix J., Lepine J.C., Nercessian A., and A. Hirn (1995). Experimental study of site effect in the Fort-de-France area (Martinique Island). *Bull. Seism. Soc. AM., Vol 85, No.* **2**, 478 – 495.

Gansser A. and H. Huber, 1962. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **Vol. 42, No. 2**, pp. 593-630.

Gariel J.C. and B. Mohammadioun (1991). Simulation des mouvements forts par la technique des fonction de Green empiriques. *Note technique SERGD/91/41, IPSN, SERGD, Fontenay-aux-Roses, France.*

Gheitanchi M.R., (2004) Analysis of the 28th May 2004 Baladed-Kojur Earthquake in Mazandaran Province. *(http://seismo.um.ac.ir/conference/abstract_eng.pdf)*

Hadley D.M. and D.V. Helmberger (1980). Simulation of strong ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am*., **Vol. 70**, 617 – 630.

Hartzell S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.,* **Vol. 5, No. 1**, 1-4.

Hedayati, A., Brander, J.L. and M. Berberian, 1976. Microearthquake survey of Tehran region, Iran. *Bull. Seism. Soc. Of Am.,* **66**, 1713-1725.

Heuze F.E., Ueng T.-S., Hutchingd L.J., Japre S.P. and P.W. Kasmeyer (1997). A coupled seismic-geotechnical approach to site-specific strong motion. *Soil Dyn. And Earthq. Eng.* **16**, 259- 272.

Huber, H., 1960. Geology of the Farahzad new town area (district of Tehran). *N.I.O.C., GR. 229, Tehran*

Hutchings L.J. (1994). Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green's Functions. *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, No. 4, 1028-1050.

Hutchingd L.J., Japre S.P., Kasmeyer P.W. and W. Foxall (1996). Synthetic strong ground motion for engineering design utilising empirical Green's Functions. *Proceeding 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulo.*

Idriss I. M. (1985). Evaluating seismic risk in engineering practice, *Proc., 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, Balkema, Rotterdam,* 265-320, 1985.

Irikura K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.* **33, Part 2, No. 298**, 63-104.

Irikura K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions. *Proc. 7th Jap. Earthq. Eng. Symp., 151 – 156.*

Irikura K. and K. Kamae (1994). Estimation of strong ground motions in broad-frequency band based on seismic source scaling model and empirical Green's functions technique. *Annali di Geofisica, Vol. XXXVII,* **No.6**, 1721 – 1743.

Iwata T., Hatayama, K., Kawase, H. and Irikura K. (1996). Site amplification of ground motion during aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake in severely damaged zone: array observation of ground motion at Higashinada Ward, Kobe city, Japan. *J. Phys. Earth. Special issue on the 1995 Hyogoken-nambu earthquake.*

Jafari ,M.K., Razmkhah, A., Keshavarz-Bakhshayesh, M., Sohrabi, A., and Kh. Pourazin, 2001, Etude Complementaire de Microzonage Sismique au Sud de Téhéran. *IIEES, Spec. Pub. (In persan)*

Jafari ,M.K., Razmkhah, A., Pourazin, Kh., Keshavarz-Bakhshayesh, M., et A. Sohrabi, 2001, Microzonage d'Effet de site au Nord Téhéran. *IIEES, Spec. Pub. (In Persian)*

Jafari M.K., Kamalian M., Razmkhah A., and A. Sohrabi, 2004, North of Tehran site effect microzonation. *13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada.*

Jakson J., Priestley K., Allen M. and M. Berberian, 2002. Active Tectonics of the south Caspian basin. *Geophys. J. Int.,* **148**, 214-245.

Javan Doloei Gh., and R. Roland, 2003. Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions. *Tectonophysics* **364**, 115-133.

JICA (Japan International Cooperation Agency) & CEST (Centre for Earthquake & Environmental Studies of Tehran, Tehran Municipality), 2000. *The Study on Seismic Microzoning of the Greater Tehran Area in The Islamic Republic of Iran, Final report.*

Joyner W. and D.M. boore (1986). On simulating large earthquake by Green's function addition of smaller earthquake. *Earthquake source mechanics, Geophysical Monograph 37, Am. Geophys. Union,* **Vol. 6**, 269-274.

Kanai K. (1957). The requisite conditions for predominant vibration of ground. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University,* **Vol. 31**, 457.

Kanai K. and T. Tanaka. (1954). Measurements of microtremor. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.,* **Vol. 30**, 199-209.

Kanai K., Tanaka T. and S. Yoshizawa (1965). On microtremors –IX (Multiple reflection problem). *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.,* Vol. 43, 577-588.

Kanamori, H., D. L. Anderson, 1975. Theatrical basis for some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am. ,* **65**, No 5, 1073-1095.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. geophys. Res.,* **Vol. 82**, 2981- 2987.

Kanamori, H., Jennings, P. C., Singh, S. K., and Astiz, L., 1993. Estimation of strong ground motions in Mexico City expected for large earthquakes in the Guerrero seismic gap. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **83**, 811-829.

Kato K. Aki K. and M. Takemura (1995). Site amplification from coda waves: validation and application to S-wave site response. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **Vol. 85, No. 2**, 467– 477.

Kaviani, A. and M.R. Ghayamghamian. Soil Stratification Studies in Tehran using the SASW Method. *Nordic Petroleum Technology V*

Kawase H., (1996). The cause of damage belt in Kobe: The basin-edge effect, Constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted/ Raleigh waves. *Seismological Res. Let.* **Vol. 67, No. 5** (25-34).

Keshavarz Bakhshayesh, M. The effect of southern Tehran faults on alluvial deposits. *Proceeding 4th International Conference on Sismology and Earthquake Engineering (S.E.E 4), Tehran 12-14 May 2003.*

Khadem, N., 1992. Review of the Alluvial Deposits in the Tehran Region. *Geosciences Journal (Geol. Surv. Iran pub.)* **7**, 6-21 (in Persian)

Kinemetrics SA, 1999. The Study on Seismic Microzoning of the Greater Tehran Area in The Islamic Republic of Iran, Microtremor measurements report. *A report prepared for JICA & CEST.*

King J.L. and B.E. Tuker (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment filled valley. *Bull. Seism. Soc. Am*., **Vol. 74, No. 1,** 137– 151.

Knill, J.L., and K.S. Jones, 1968. Ground water Conditions in Greater Tehran. *Quat. J. Eng. Geol*., **1,** 181-194.

Kono K., Ohmachi T., Endon T., and T. Toshinawa (1994). Refinement and application of an estimation procedure for site natural periods using microtremors. *27th Gen. Assem. Int. Assoc. of Seism. And Physics of the Earth's Int. Wellington. New Zealand.*

Koller M., J.-L. Chatelain, B. Guillier, A.-M. Duval, K. Atakan, C. Lacave, P.-Y. Bard et SESAME-Team, 2004. Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering. Vancouver, Canada. Paper 3132.*

Konno K. et T. Ohmachi, 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **88-1**, 228-241.

KUDO, K. & Z. WANG (1992): A preliminary analysis of strong motion in Ashigara valley test site; and errata. In: *Int. Symp. Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion*, ESG 1992, Odawara/Japan, **3**, pp. 15-18.

Kudo K., 1995. Practical estimates of site response. State-of-art report. *Proceedings of the fifth Internationnal Conference on Seismic Zonation.* Nice, France.

Lachet C. (1996). Observation des séismes en milieux urbains: Méthodes simple d'étude des effets de site et de simulation des mouvement forts. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier,* Grenoble, France.

Lachet C. et P.-Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth,* **42-4**, 377-397.

Lachet C, Hatzfeld D, Bard P-Y, Theodoulidis N, Papaioannou Ch, Savvaidis A. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): comparison of different approaches. *Bull Seismol Soc Am* 1996;86:1692–703.

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic P and S waves. J. geophys. Res., 84, 4749 – 4762.

Laude B. 1995. Méthode des Fonctions de Green Empirique. *Rapport de stage d'ingénieur, EOPGS, Universuté Louis Pasteur*, Strasbourg.

Lebrun B., D. Hatzfeld et P.-Y. Bard, 2001. Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France). *Pure and Applied Geophysics,* **158-12**, 2543-2557.

Lebrun B., D. Hatzfeld et P.-Y. Bard, 2001. Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France). *Pure and Applied Geophysics,* **158-12**, 2543-2557.

Lebrun, B. (1997). Les effet de site: Etude expérimentale et simulation de trois configurations. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Lermo J. et F. J. Chavez-Garcia, 1994. Site effect evaluation at Mexico city: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering,* **13-6**, 413-423.

Lermo J., Rodriguez, M. And S.K. Singh (1988). Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. *Earthq. Spectra,* ***Vol.*** **44**, 805 – 814.

McKay, M.-D., 1988. Sensitivity and uncertainty analysis using a statistical sample of input values, *Uncertainty Analysis,* ed. Yigal Ronen, CRC Press, Florida, U.S.A.

Malischewsky P. et F. Scherbaum, 2004. Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion,* **40-1**, 57-67.

Mangino, S., Priestley, K., 1998. The crustal structure of the southern Caspian region. Geophysical Journal International 133, 630–648.

McNamamara D.E., et Buland R.P. (2004). Ambient noise levels in the Continental United States. *Bull. Sesim. Soc. Am.,* **Vol 94, No. 4** (1517-1527).

Mori, J., and Frankel, A., 1990. Source parameters for earthquakes associated with the 1986 North Palm Springs, California, earthquake determined using empirical Green functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 278-295.

Mueller, C. S., 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geoph. Res. Lett.*, **12**, 33-36.

Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.,* **30-1**, 25-30.

Nakamura Y., 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering.* Acapulco, Mexico.

Nazari H., Ritz J.F., Ghorashi M., Abbasi M.R., Saidi A., Shahidi A.R. and J. Omrani Analyzing Neotectonic in Central Alborz: Preliminary results. *S.E.E 4 Int. Conf*., Tehran 12-14 May 2003.

Nechtschien, S., Bard, P.-Y., Gariel, J.C., Ménéroud, J.P., Dervin, P., Cushing, M., Gaubert, C., Vidal, S., and A.M. Duval (1995). A topographic effect study in the Nice region, *Proceeding of the fifth international conference on seismic zonation,* Nice, October 1995. vol. 2, 1067 – 1074.

Nogoshi M. et T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2) *(in Japanese with English abstract)*. *Journal of Seismological Society of Japan,* **24**, 26-40.

Papageorgiou A.S and K. Aki. (1983). A specific model for the quantative description of inhomogeneous faulting and prediction of strong ground motion – I. Description of model. *Bull Seism. Soc. Am*. **Vol 73, No. 3** 693–722.

Parolai S. and P-Y. Bard (2003). Evaluation of site effect by means of joint analysis of sonogram and standard spectral ratio (JASSSR). *J. Seismology* **7**: 479-492.

Parolai S. and S.M. Richwalski (2004). The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site response. *Bull. Seism. Soc. Am.* ***Vol. 94 No. 1****, 304-313.*

Pavic, R., 1997. Méthode des fonctions de Green empiriques, étude de sensibilité en vue d'une application en ingénierie. *Diplôme d'ingénieur de L'Ecole de Physique du Globe de l'Université de Strasbourg I.*

Pavic, R., Koller M.G., Bard P-Y. and C. Lacave-Lachet (2000). Ground motion prediction with Green's function technique: an assessment of uncertainties and confidence level. *J. of seismology* **4**, 59-77

Pedrami M. A review of Quaternary deposits around the Tehran. *Geological survey of Iran internal report* (in Persian).

Phillips,W.S. et K. Aki (1986). Site amplification of coda waves from local earthquake in central California, *Bull. Seism. Soc. Am*., **76**, 627-648

Plicka V. and J. Zahrandik (2002). The EGf method for dissimilar focal mechanisms: the Athens 1999 earthquake. *Tectonophysics*, **359**, 81-95.

Rahmani I. (1996). South-west Tehran seismic microzonation. *Thèse de master, Université de technique de Sharif,* Téhéran, Iran (en persan).

Rapatakis D., Chavez-Garcia, F.J., Makra, K. and K. pitilakis (2000). Site effect at Euroseistest –I. Determination of the valley structure and confrontation of observation with 1D analysis. *Soil Dyn. Earthq. Eng*., **19 No. 1**, 1-22.

Rieben E.H., 1953. Note préliminaire sur les terrains alluviaux de Téhéran et particulièrement du territoire de Shemran. *Bull. Lab. Geol. Min. Geophy. et Mus. Geo*. (Univ. Lausanne), **105**, 1-12.

Rieben E.H., 1955. The geology of the Tehran Plain. *Am. J. Ssi.* **253**, 617-639

Rieben E.H., 1960. Les terrains alluviaux de la région de Tehran. *Arid Zone Res. Center*, Univ. Tehran, pub.

Rieben E.H., 1966. Geological observations on alluvial deposits in northern Iran. *Geol. Surv. Iran*. **9**, 39p.

Riepl J., Bard P-Y., Hatzfeld D., Papaioannou C., and S. Nechtschien (1988). Detailed evaluation of site response estimation methods across and long the sedimentary valley of Volvi (Euroseistest). *Bull. Seism. Soc. Am.,**88 No. 2***, 488-502.

Riepl J., (1997). Effet de site: Evaluation expérimentale et modélisation multidimensionnelles: Application au site test Euroseistest (Grèce). *Thèse de doctora, univ. Joeph Fourier, Grenoble.*

Ritz J.F., Balescu S., Soleymani Sh., Abbasi M.R., Nazari, H., Feghhi, Kh., Shabanian E., Tabassi, H., Farbod Y., Lamonthe M., Michelet, J.L., Massault, M., Chéry ,J. and Ph. Vernat 2003. Determining the long term slip rate along the Mosha fault, Central Alborz, Iran; Implication in terms of seismic activity. *S.E.E 4 Int. Conf.*, Tehran 12-14 May 2003.

Riviére A. 1934. Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse). *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, Paris, **7(1-2),** 194p.

S.A.G.P. (Sir Alexander Gibb and Partners, London), 1958. Water resources surveys in Tehran region.

Sadeghi H., Suzuki S., Hosseini S.K., Fujii Y., and S.M. Fatemi Aghda (2003). Estimation of earthquake source parameters of the June 22, 2002 Changureh-Avaj event, NW Iran, using aftershocks distribution and far-field data. *Geophys. Res. Abs.* Vol. 5, 07098.

Satoh T., H. Kawase et M. Shin'Ichi, 2001. Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using arrays records of microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **91-2**, 206-218

Sawada S. (1998). Phase characteristics on site amplification of layered ground with irregular interface. In Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds); *The effect of surface geology on seismic motion,* Balkema, Roterdam.

Seo K., Haile, M., Kurita K., Yamazaki K., and A. Nakamura (1996). Study of site effects in Kobe area using microtremors. *Xth World Conf. Earthq. Eng., Acapulo,* Elsevier Science ltd.

Seo K., (1998). A joint microtremors measurements in the Fukui basin to discuss the effects of surface geology on seismic motion during the 1948 Fukui, Japan Earthquake, *Proc. Of XIth European Conf. On Earthq. Eng. Paris, September 6-11*. Bich, labbé & Pecker (eds), Balkema Roterdam.

Shabanian E., Abbassi, M.R., and Y. Farbod, 2001. Des roles des failles Quaternaire sur la création d'anticlinal de Abbass- Abad, Tehran. (En persan www.iiees.ic.ir).

Singh S.K., Quass R., Ordaz M., Mooser F., Almora D., Torres M., and R. Vasquez (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico*? Geophys. Res. Lett.,* **Vol. 22, No; 4**, 481- 484.

Soleymani Sh., Feghhi kh., Shabanian E., Abbassi M.R., and J.F. Ritz, 2003. Preliminary paleoseismological study along the Mosha fault at Mosha Valley. *IIEES Spec. Publication* (In Persian with a English abstract).

Soleymani Sh., Feghhi kh. (2003). Report of Surface Faulting and Morphotectonics of "Avaj Region" Earthquake on 22 June 2002. (www.iiees.ac.ir).

Steidl J.H., Bonilla F. ans A.G. Tumakrin (1995). Seismic hazard in the San Fernando Basin, Los Angeles, CA: A site effect study using weak-motion and strong motion data. *In Proc. of fifth Inter. Conf. On Seismic Zonation,* Nice, 1149- 1156.

Steidl J.H., Tumakrin A.G. and R.J. Archuleta (1996). What is a reference site? *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1733- 1748.

Stocklin J., 1974. Northern Iran: Alborz mountains, in Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Data for Orogenic Studies. In Spencer A. (ed), *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **vol. 4**. pp. 213-234.

Stocklin J., Ruttner A., Nabavai M;, 1964. new datat of the lower Paleozoic and Precambrian of the north Iran. *Geol. Survey of Iran*. 30 P.

Su F. and K. Aki (1995). Site amplification factors in central and Southern California determined from coda waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **Vol. 85, No.2**, 452-466.

Takahashi, K., Ohno S., Takemura M., Ohta T., Sugawara Y., Hatori T. and S. Omote (1992). Observation of earthquake strong motion with deep borehole: generation of vertical motion propagating in surface layers after S-wave arrival, in *Proc.of 10th World Conf. On Earthq*. Eng. ,3, 1245-1250.

Tatar, M., 2001. Etude seismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros central et l'Alborz (Iran). *PhD thesis University of Joseph Fourier*, Grenoble (France).

Tchalenko J.S., Ambraseys N.N., Berberian M., Mohajer-Ashjai A., Baily M. and M. Arsovsky, 1974. Material for study of seismotectonics of Iran : North-central Iran. *Geological Survey of Iran*. Report No. 29

Theodulidis N. P. et P.-Y. Bard, 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: An analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering,* **14-3**, 177-197.

Theodulidis N.P., Bard P-Y., Archuleta R., and M. Bouchon (1996). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: The case study of Garner Valley downhole array on southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **Vol 86**, 306 -319.

Toksöz M. N. et R. T. Lacoss, 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science,* **159**, 872-873.

Trifonov V.G., Hessami K.T., Jamali F., 1996. West-Trending oblique sinistral-reverse fault system in northern Iran. *IIEES spec. pub*. 75, 41pp, Tehran, Iran

Tumakrin A.G. and R.J. Archuleta (1994). Empirical ground motion prediction. *Annali di geofisica*, Vol. XXXVII, No. 6, 1691-1720.

Velasco, A. A., Ammon, C. J., and Lay, T., 1994. Empirical Green function deconvolution of broad-band surface waves: rupture directivity of the 1992 Landers, California (M_w = 7.3). *Bull. Seism., Soc. Am.*, **84**, 735-750.

Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C. Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., and J. Chéry, 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int,* **157**, 381-398

Vita-Finzi, C., 1969. Late Quaternary alluvial chronology of Iran. *Geol. Resch,* **58**, 951-973.

Volant P., F. Cotton et J.-C. Gariel, 1998. Estimation of site response using the H/V method. Applicability and limits of this technique on Garner Valley downhole array dataset (California). *Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering.* Paris.

Walker R., Bergman E., Jackson J., Ghorashi M., and M. Talebian (2005). The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology. *Gheophys. J. Int*., **160** (707 - 720).

Wathelet M., (2005) Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. *Thèse de Doctorat, Université de Liège*, Belgique (Faculté des Sciences Appliquées)

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 974– 1002.

Wennerberg L. (1990). Stochastic summation of empirical Green's Function. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **Vol 80 No. 6** 1418-1432.

Yamanaka H., M. Dravinski et H. Kagami, 1993. Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **83-5**, 1595-1609.

Yamanaka H., M. Takemura, H. Ishida et M. Niwa, 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **84-6**, 1831-1841.

Zaré M. 1999. Contribution à l'étude des mouvement forts en Iran; du catalogue aux lois d'atténuation. *Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier*, Grenoble, France

Zaré, M., 2003. Risque Sismique et Zonage Spectral de la Région de Téhéran, Iran. *6éme Colloque National AFPS*, Paris, France.

Zeng Y., Anderson J.G., and G.Yu (1994). A composite source model for computing realistic strong ground motions. Geophys. Res. Lett., **Vol. 21, No. 8**, 725 – 728.

Annexe 1: Liste d'événements sismiques

Liste d'événements sismique étudiées au cours d'étude présente; le temps d'origine est aa-mm-jj_hh:mm:ss; Dist. (distance par rapport de centre du ville, station PAR); IGTU (Institue de Géophysique de l'université de Téhéran); NEIC (National Earthquake Information Centre)

No.	Origin_Time	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Dist.	References
1	2002-02-26_00:30:58.0	35.496	49.887	6.0	3.3	138	IGTU
2	2002-03-02_22:12:58.0	33.060	48.228	17.4	4.5	412	IGTU
3	2002-03-03_12:09:01.0	31.893	63.746	18.0	5.9	1214	IGTU
4	2002-03-05_06:54:21.0	38.507	45.374	6.0	3.5	619	IGTU
5	2002-03-05_21:16:09.13	6.03	124.25	31	7.5	9064	NEIC
6	2002-03-09_18:28:36.0	35.933	52.900	13.5	3.6	138	IGTU
7	2002-03-20_20:55:49.0	35.340	52.334	20.4	2.9	93	IGTU
8	2002-03-21_10:14:48.0	35.519	52.143	13.1	3.0	70	IGTU
9	2002-03-22_04:45:27.0	35.734	51.899	16.3	2.7	45	NEIC
10	2002-03-25_09:59:05.0	36.341	49.726	12.6	3.4	167	NEIC
11	2002-03-26_21:05:16.0	34.460	51.255	20.1	3.6	137	IGTU
12	2002-03-26_22:56:09.0	34.612	51.288	20.4	2.3	120	IGTU
13	2002-03-26_03:45:48.70	23.35	124.09	6.6	33	7007	IGTU
14	2002-03-27_08:52:52.27	36.02	69.34	10	5.9	1613	IGTU
15	2002-03-31_06:52:50.49	24.28	122.18	32	7.4	6787	IGTU
16	2002-04-01_19:59:32.48	-29.67	-71.38	71	6.4	14682	NEIC
17	2002-04-05_18:40:14.0	32.069	56.369	18.0	4.9	610	IGTU
18	2002-04-07_22:50:23.0	38.852	45.050	23.5	3.6	662	IGTU
19	2002-04-08_14:19:30.0	35.466	49.811	7.2	3.0	145	IGTU
20	2002-04-08_18:30:52.0	36.513	51.931	8.5	4.6	103	NEIC
21	2002-04-08_19:27:07.0	36.437	51.946	6.9	3.5	95	IGTU
22	2002-04-08_20:46:50.0	36.392	52.064	12.3	2.5	98	IGTU
23	2002-04-08_23:22:00.0	36.297	52.164	18.5	2.7	96	IGTU
24	2002-04-09_10:10:47.0	36.349	52.048	8.9	2.9	94	IGTU
25	2002-04-09_23:56:26.0	36.318	52.016	7.0	2.5	89	NEIC
26	2002-04-10_23:06:35.0	36.387	51.884	9.2	2.8	89	IGTU
27	2002-04-12_07:11:43.0	36.361	52.065	7.7	3.0	96	IGTU
28	2002-04-12_22:03:35.0	35.789	52.916	28.5	2.4	137	IGTU
29	2002-04-12_04:00:23.74	35.96	69.42	10	5.9	1621	IGTU
30	2002-04-13_11:51:56.0	36.366	52.086	7.6	3.3	97	IGTU
31	2002-04-13_23:30:11.0	36.456	52.054	8.5	2.9	103	IGTU
32	2002-04-14_01:02:47.0	36.422	52.078	8.9	2.8	101	IGTU
33	2002-04-14_09:04:19.0	36.266	52.076	9.5	3.0	88	NEIC
34	2002-04-14_02:04:21.14	38.53	73.40	117	5.5	1970	IGTU
35	2002-04-15_11:06:46.0	36.357	52.031	10.3	2.6	93	IGTU
36	2002-04-15_20:55:25.0	35.408	50.080	6.8	2.5	123	NEIC
37	2002-04-15_23:15:03.0	35.951	51.847	24.3	1.7	49	IGTU
38	2002-04-16_02:10:32.0	36.142	50.233	10.0	3.3	116	IGTU

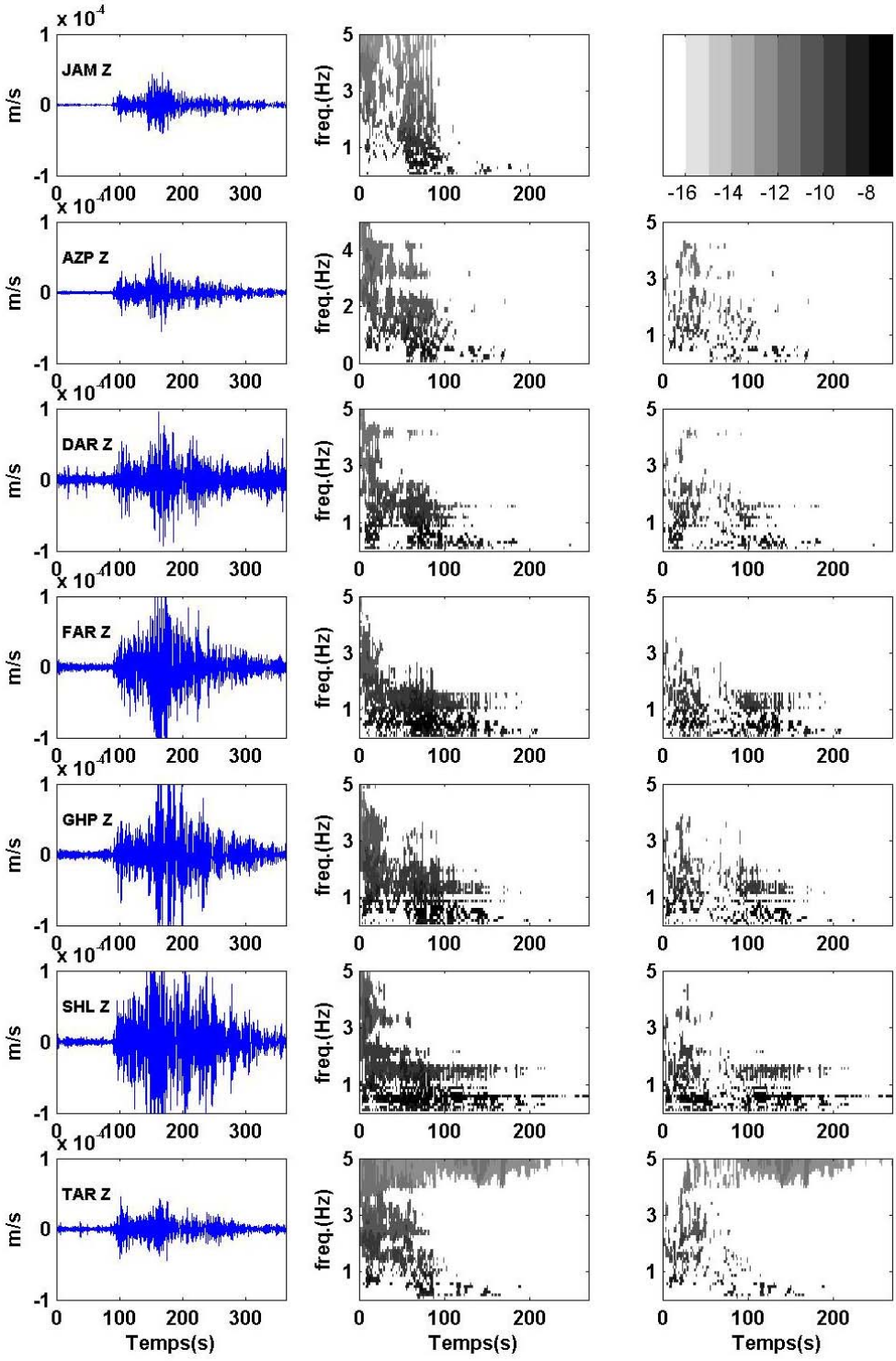
No.	Origin_Time	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Dist.	References
39	2002-04-16_03:49:24.0	39.052	53.072	22.2	3.5	401	IGTU
40	2002-04-19_13:46:48.0	36.415	49.910	0.9	4.9	156	NEIC
41	2002-04-19_16:52:17.0	36.381	49.906	19.7	2.9	155	NEIC
42	2002-04-19_20:59:12.0	36.277	49.851	10.1	2.9	153	IGTU
43	2002-04-19_23:45:52.0	36.264	49.965	9.0	2.3	143	IGTU
44	2002-04-20_21:02:34.0	36.821	49.105	17.6	3.1	241	IGTU
45	2002-04-24_15:37:54.0	32.584	48.405	18.0	3.8	441	IGTU
46	2002-04-24_10:51:50.93	42.44	21.47	10	5.7	2673	IGTU
47	2002-04-24_19:43:11.09	34.48	47.34	33	4.8	393	IGTU
48	2002-04-24_19:48:07.12	34.64	47.40	33	5.2	381	IGTU
49	2002-04-24_20:04:23.17	34.59	47.29	33	4.4	393	IGTU
50	2002-04-24_20:10:01.40	34.53	47.39	33	4.8	386	IGTU
51	2002-04-25_04:03:37.0	34.514	47.360	17.8	3.5	389	IGTU
52	2002-04-25_17:41:21.53	41.76	44.96	10	4.8	875	IGTU
53	2002-04-26_16:06:07.0	13.09	144.62	85	7.1	9441	NEIC
54	2002-04-30_07:10:56.0	34.383	47.899	23.7	3.9	360	IGTU
55	2002-05-01_19:23:29.0	36.022	54.225	6.0	3.6	257	IGTU
56	2002-05-03_02:18:26.0	33.906	44.461	18.0	3.8	663	IGTU
57	2002-05-05_17:55:13.0	35.415	51.570	21.4	2.0	34	IGTU
58	2002-05-06_20:58:52.0	37.782	47.554	18.0	3.5	413	IGTU
59	2002-05-08_01:07:04.0	27.387	53.059	18.0	3.6	935	IGTU
60	2002-05-08_16:55:16.0	36.317	51.713	15.2	3.5	75	IGTU
61	2002-05-08_18:59:06.0	36.620	50.831	20.5	2.7	115	IGTU
62	2002-05-13_20:49:19.0	35.385	53.117	12.2	4.4	159	NEIC
63	2002-05-13_08:32:46.96	14.66	54.25	10	5.0	2354	IGTU
64	2002-05-14_08:09:17.07	14.80	54.31	10	4.9	2339	IGTU
65	2002-05-14_16:56:10.42 -	36.52	78.93	10	6.3	2465	IGTU
66	2002-05-15_03:46:05.76	24.64	121.92	10	6.2	6744	IGTU
67	2002-05-17_15:52:14.0	29.199	52.412	25.2	4.2	727	IGTU
68	2002-05-21_07:18:32.0	36.289	52.171	20.2	2.5	96	IGTU
69	2002-05-21_10:14:38.0	36.065	51.895	10.8	2.5	61	IGTU
70	2002-05-21_10:21:11.0	36.279	51.658	22.6	3.0	69	IGTU
71	2002-05-21_10:48:36.0	36.316	51.672	18.2	4.1	73	IGTU
72	2002-05-21_20:53:29.70	36.63	24.27	97	5.6	2428	IGTU
73	2002-05-24_13:25:56.0	35.374	51.302	11.2	2.7	36	IGTU
74	2002-05-25_18:33:50.0	35.177	52.194	19.8	3.1	92	IGTU
75	2002-05-25_05:36:31.97	53.81	-161.12	33	6.5	9577	IGTU
76	2002-05-28_16:45:17.10	24.07	122.26	33	6.0	6905	IGTU

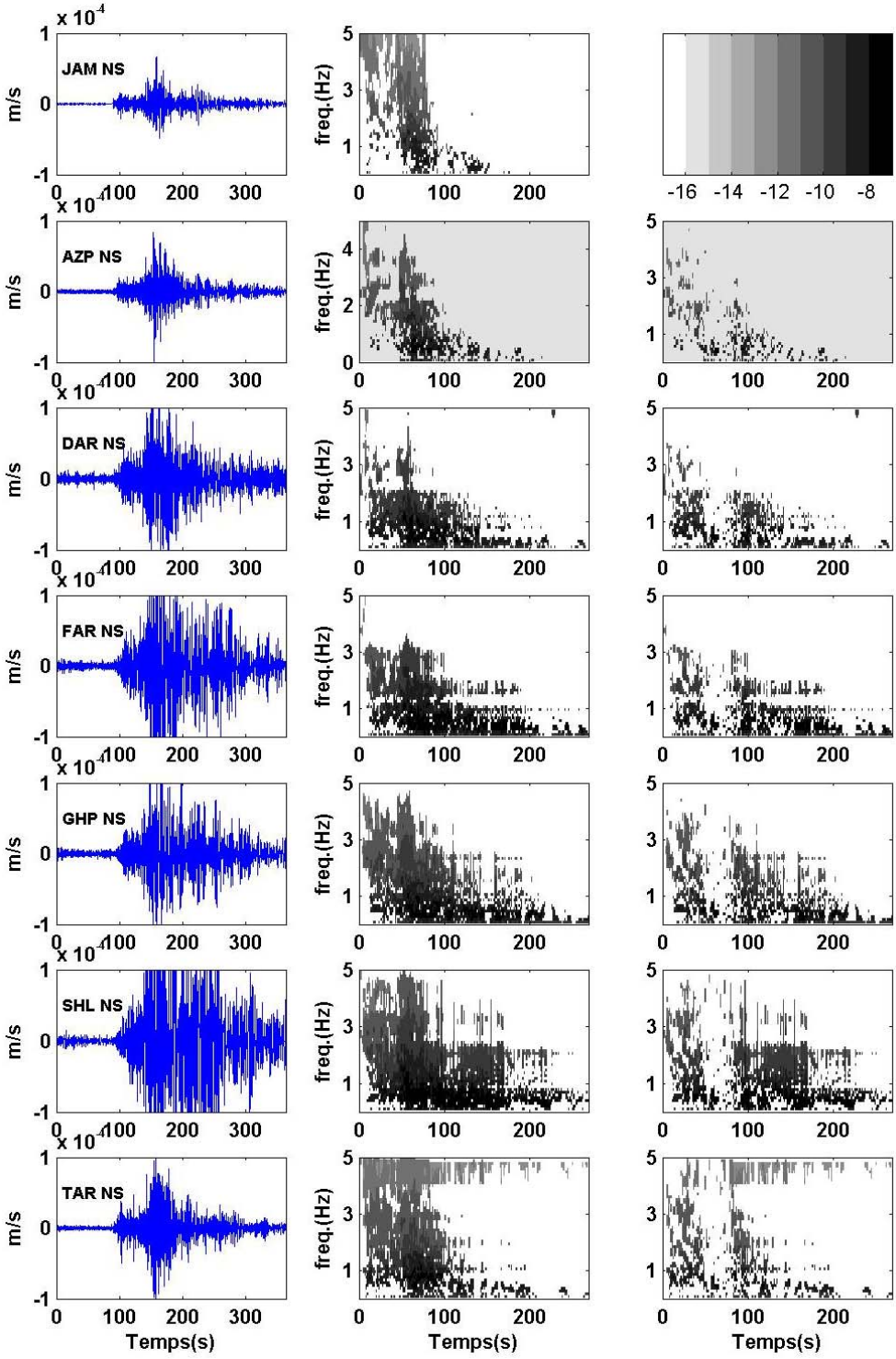
No.	Origin_Time	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Dist.	References
77	2002-06-01_16:12:36.93	29.57	51.23	33	4.9	680	IGTU
78	2002-06-02_03:27:15.0	38.557	49.450	6.0	3.9	362	IGTU
79	2002-06-02_20:08:24.0	27.829	57.420	18.0	3.7	1041	IGTU
80	2002-06-04_10:35:51.0	36.347	51.696	13.1	3.0	78	NEIC
81	2002-06-04_14:36:05.80	30.59	81.44	33	5.6	2840	IGTU
82	2002-06-07_14:18:47.0	30.209	53.262	18.0	3.6	633	IGTU
83	2002-06-10_23:12:17.0	34.687	47.000	14.2	3.6	415	IGTU
84	2002-06-10_22:48:36.21	10.98	140.69	33	6.1	9228	IGTU
85	2002-06-13_19:24:19.0	36.008	52.110	11.9	3.0	73	IGTU
86	2002-06-13_01:27:19.47	-47.80	99.75	10	6.6	10444	NEIC
87	2002-06-16_22:30:16.0	29.900	50.835	3.2	3.5	645	IGTU
88	2002-06-18_04:08:54.0	35.398	52.161	19.1	3.5	76	NEIC
89	2002-06-18_21:07:00.0	27.664	53.726	18.0	3.5	18	IGTU
90	2002-06-18_03:19:24.25	33.33	45.91	33	5.0	566	IGTU
91	2002-06-21_10:24:16.0	35.271	54.445	8.0	4.4	279	IGTU
92	2002-06-21_22:59:57.0	36.544	56.005	9.2	3.3	424	IGTU
93	2002-06-22_02:58:20.0	35.693	48.961	7.4	5.4	220	IGTU
94	2002-06-22_03:31:57.0	35.583	49.120	9.5	4.4	206	IGTU
95	2002-06-22_06:07:14.0	35.785	49.141	12.0	3.2	204	IGTU
96	2002-06-22_06:45:34.0	35.683	49.069	8.5	5.2	210	NEIC
97	2002-06-22_07:21:59.0	35.907	49.256	8.5	3.2	194	IGTU
98	2002-06-22_07:34:00.0	35.497	48.881	11.2	3.0	228	NEIC
99	2002-06-22_08:23:37.0	35.450	49.277	20.0	3.4	193	IGTU
100	2002-06-22_09:22:13.0	35.482	49.159	16.4	3.2	203	IGTU
101	2002-06-22_11:08:02.0	35.495	49.260	18.8	3.1	194	IGTU
102	2002-06-22_14:27:17.0	35.578	49.072	10.9	4.2	210	IGTU
103	2002-06-22_14:41:53.0	35.697	49.130	6.6	3.2	204	IGTU
104	2002-06-22_15:57:39.0	35.838	48.949	14.4	3.3	221	IGTU
105	2002-06-22_16:39:30.0	35.774	49.298	21.8	3.1	189	IGTU
106	2002-06-22_20:07:59.0	35.791	49.487	12.1	2.9	172	IGTU
107	2002-06-22_21:33:27.0	35.996	49.237	18.0	3.9	197	NEIC
108	2002-06-22_22:44:30.0	35.958	49.147	14.0	3.6	205	NEIC
109	2002-06-22_23:27:17.0	35.928	49.545	18.0	2.9	169	IGTU
110	2002-06-23_01:10:47.0	35.863	49.702	13.7	2.6	154	IGTU
111	2002-06-23_02:09:01.0	35.727	49.188	12.3	3.1	199	NEIC
112	2002-06-23_03:39:00.0	35.729	49.161	9.6	3.2	202	NEIC
113	2002-06-23_04:04:37.0	35.952	49.428	8.3	2.9	180	IGTU
114	2002-06-23_04:24:58.0	35.770	49.184	7.0	3.2	200	NEIC

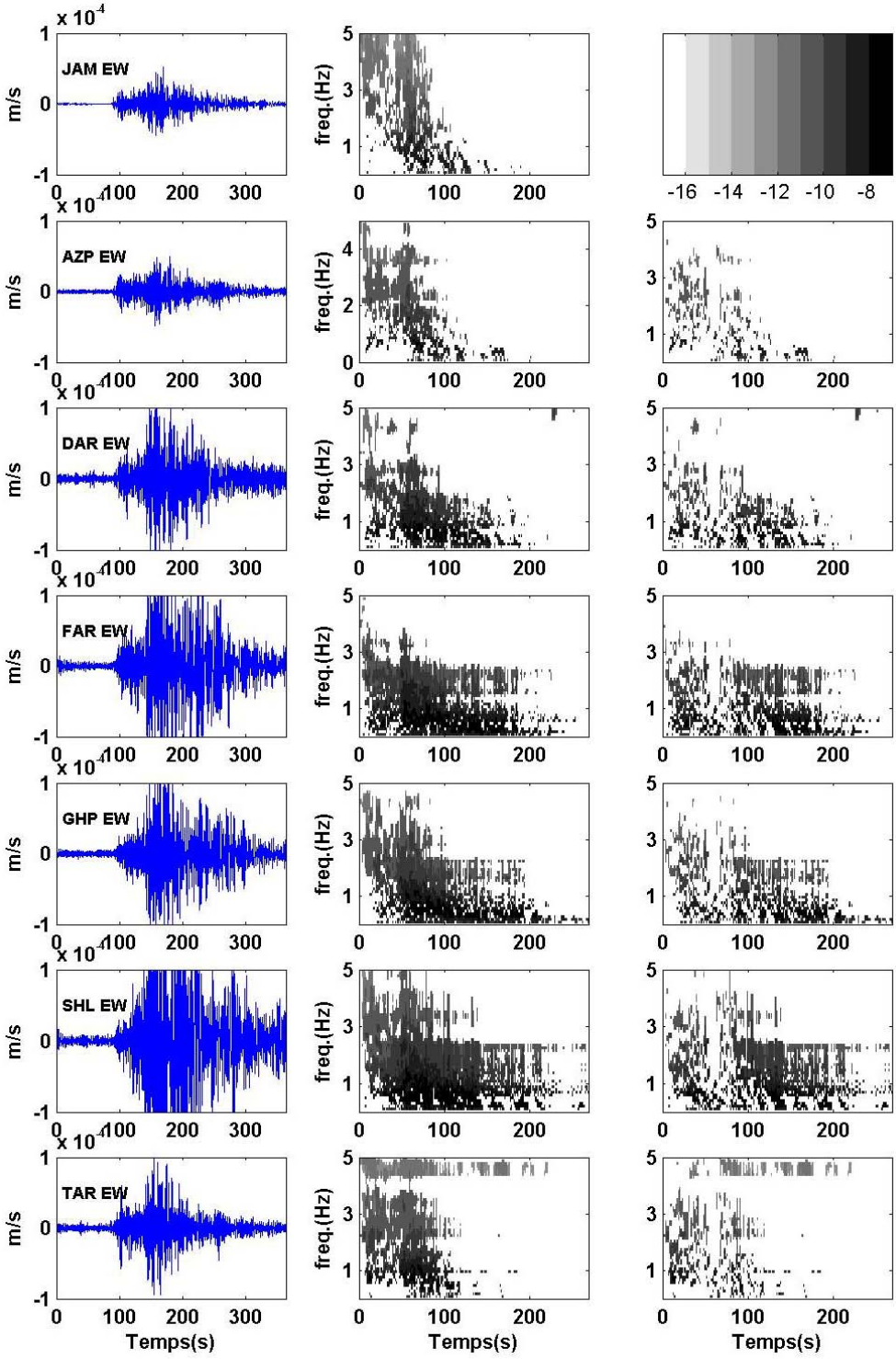
No.	Origin_Time	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Dist.	References
115	2002-06-23_10:50:54.0	35.385	49.452	18.5	3.3	179	IGTU
116	2002-06-23_11:01:12.0	35.402	49.517	19.8	3.6	173	IGTU
117	2002-06-23_13:55:02.0	35.720	49.072	10.5	3.4	210	IGTU
118	2002-06-23_18:51:51.0	35.671	49.297	7.5	3.5	190	IGTU
119	2002-06-23_22:19:18.0	35.517	49.620	9.4	3.1	162	NEIC
120	2002-06-24_05:21:09.0	35.762	51.876	11.5	2.3	43	IGTU
121	2002-06-24_13:21:22.0	35.673	49.156	7.9	4.0	202	IGTU
122	2002-06-24_21:30:46.0	35.639	49.556	14.7	3.8	166	IGTU
123	2002-06-24_23:02:22.0	35.648	49.766	14.6	3.1	147	IGTU
124	2002-06-25_01:15:44.0	35.470	49.910	18.5	3.2	136	IGTU
125	2002-06-25_06:51:52.0	35.699	49.422	8.3	3.7	178	IGTU
126	2002-06-25_11:24:07.0	35.837	49.023	12.3	3.4	215	NEIC
127	2002-06-25_11:42:15.0	35.516	49.105	12.9	3.4	208	NEIC
128	2002-06-26_18:18:15.0	35.552	49.117	7.4	4.5	206	IGTU
129	2002-06-26_18:35:23.0	35.634	49.053	8.8	3.4	211	IGTU
130	2002-06-26_18:51:05.0	35.801	48.926	7.3	3.8	223	NEIC
131	2002-06-26_19:09:19.0	35.715	49.152	15.4	3.5	202	IGTU
132	2002-06-27_18:19:52.0	35.871	49.481	6.8	3.5	174	IGTU
133	2002-06-27_05:50:35.11	-6.96	104.18	11	6.9	7262	IGTU
134	2002-06-28_19:27:31.0	35.022	54.385	18.0	4.1	280	NEIC
135	2002-06-28_17:19:30.27	43.75	130.67	566	7.3	6573	IGTU
136	2002-06-29_18:01:20.0	35.734	49.100	9.9	3.4	207	NEIC
137	2002-06-29_06:54:43.49	34.13	94.50	33	5.5	3899	IGTU
138	2002-07-03_19:24:40.95	35.69	48.91	10	4.3	225	IGTU

Annexe 2:Résultats de l'étude de l'allongement de la durée obtenue par la méthode de "Sonogramme"

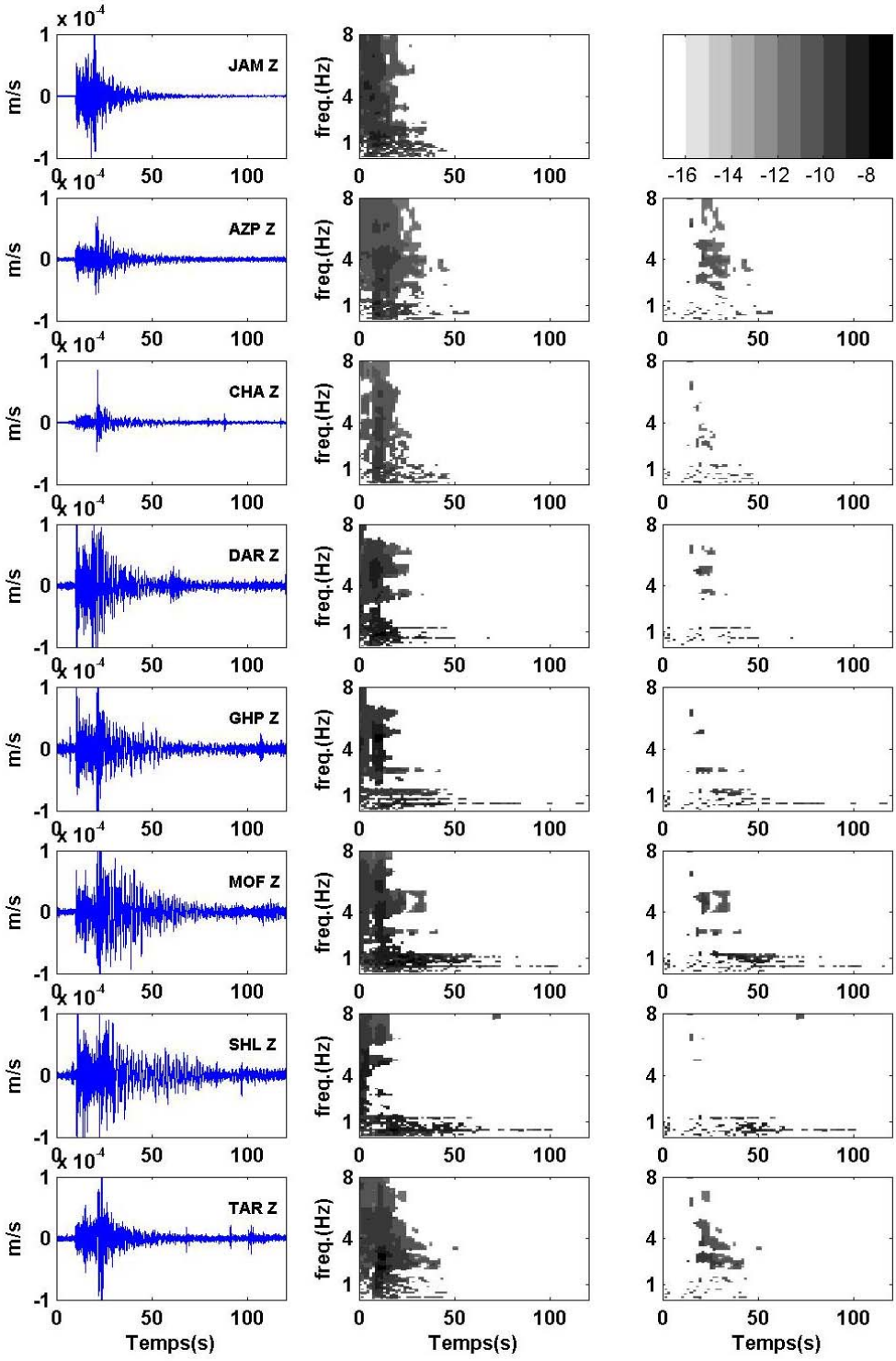
A2.1 Séisme de Kermanshah

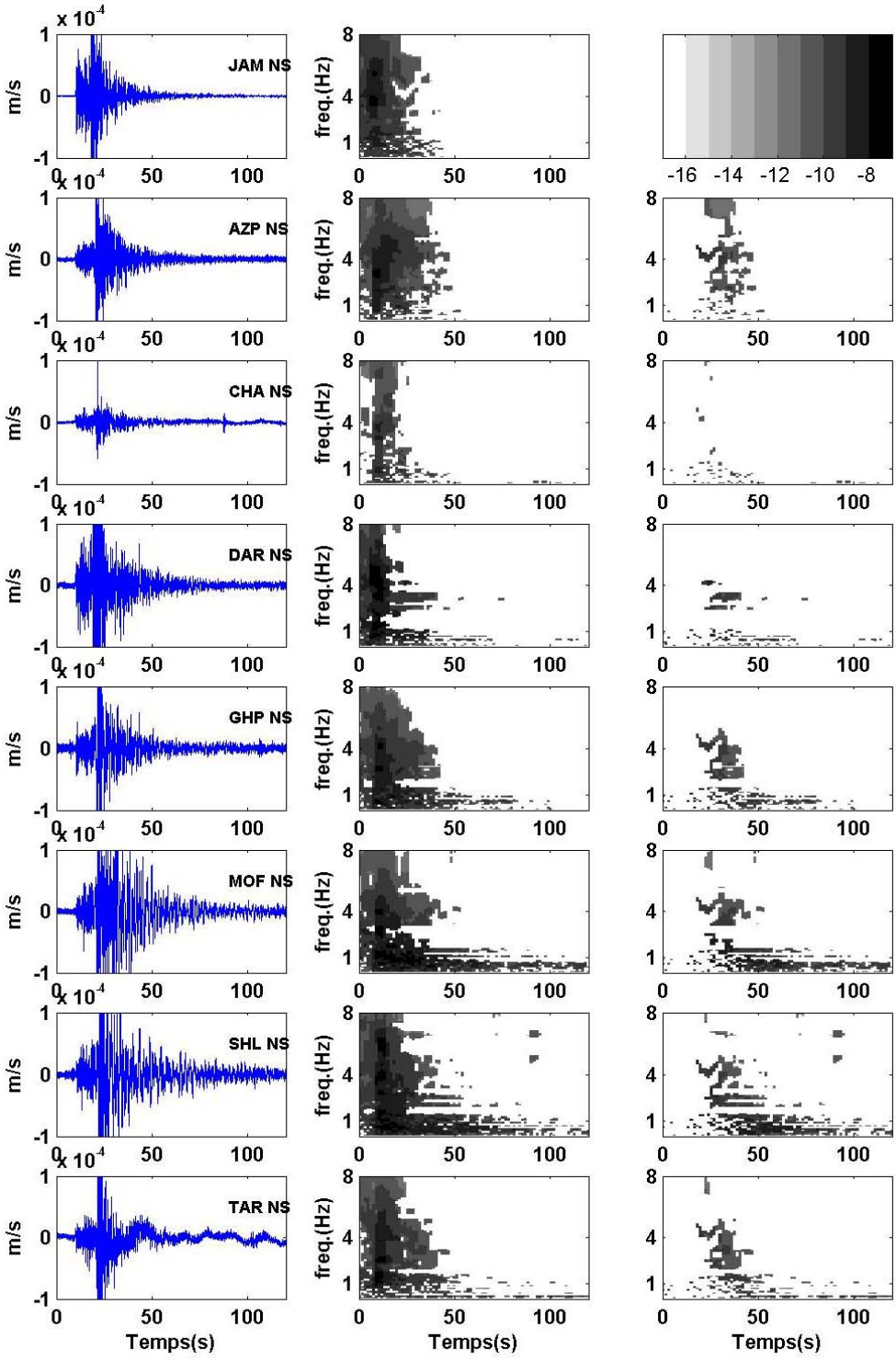


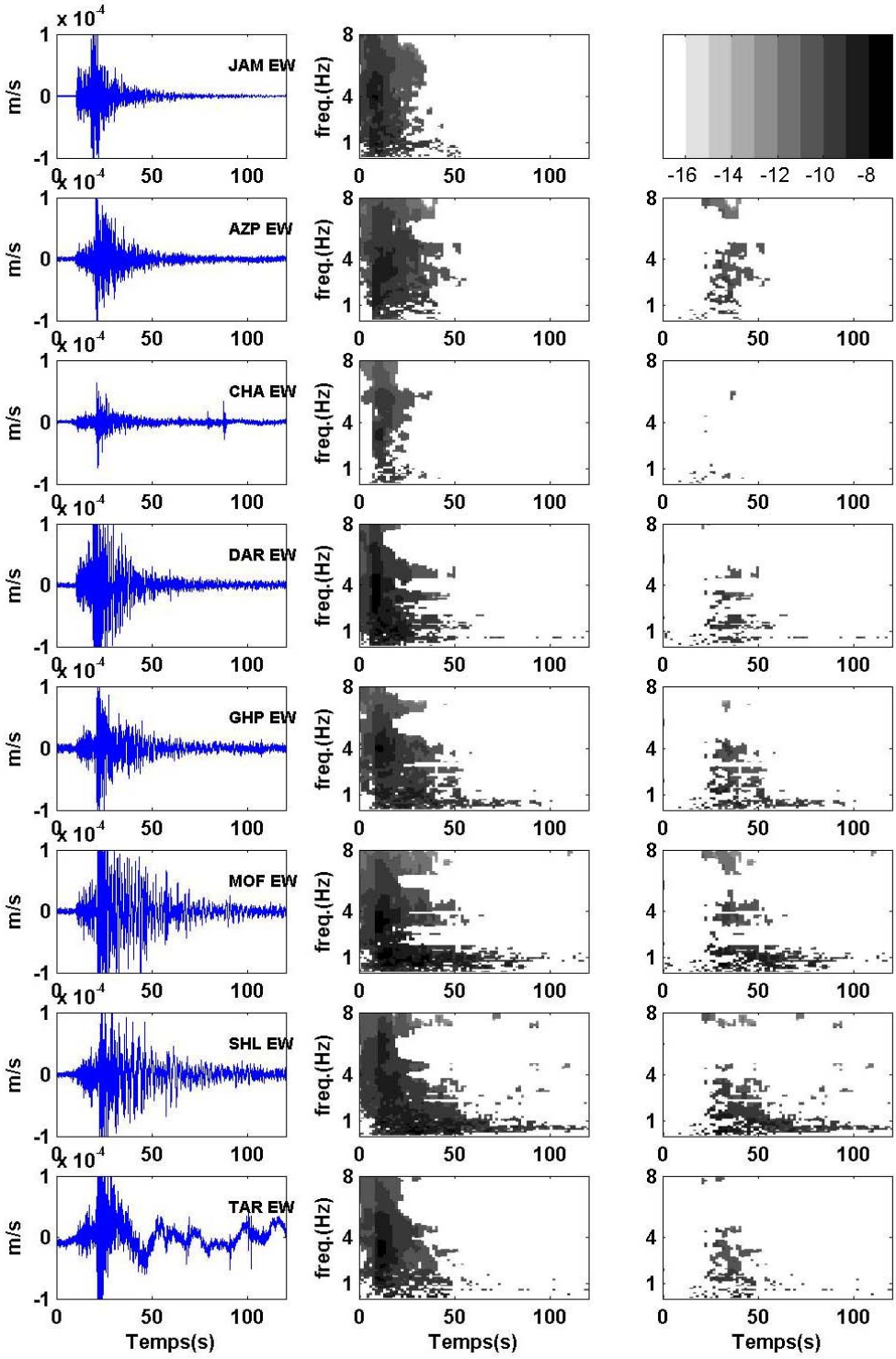

x 10^-4
JAM NS
AZP NS
DAR NS
FAR NS
GHP NS
SHL NS
TAR NS
m/s
freq.(Hz)
-16 -14 -12 -10 -8
Temps(s)


x 10^-4
JAM EW
AZP EW
DAR EW
FAR EW
GHP EW
SHL EW
TAR EW
m/s
freq.(Hz)
-16 -14 -12 -10 -8
Temps(s)
Temps(s)
Temps(s)

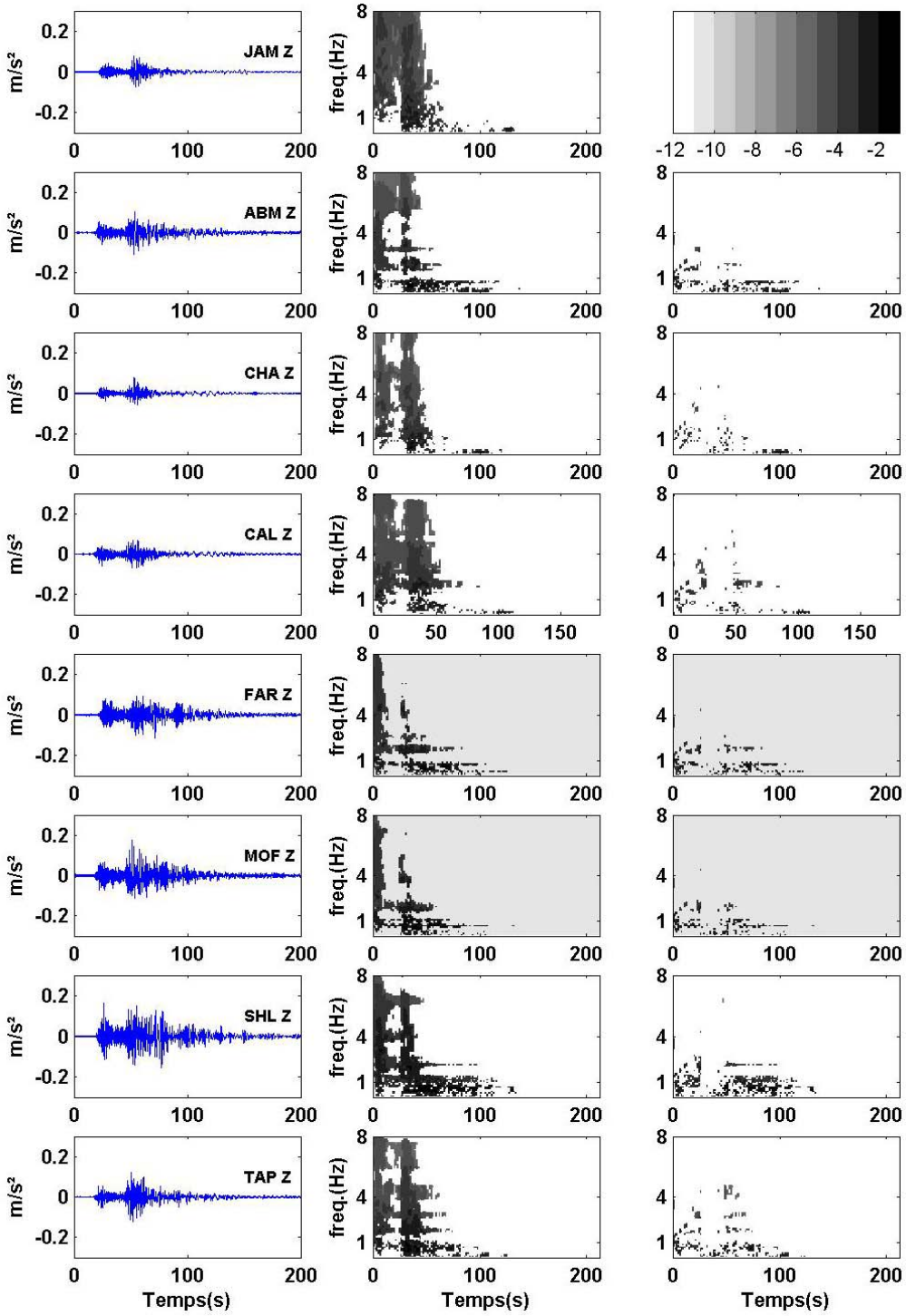
A2.2 Séisme de l'Alborz Centrale

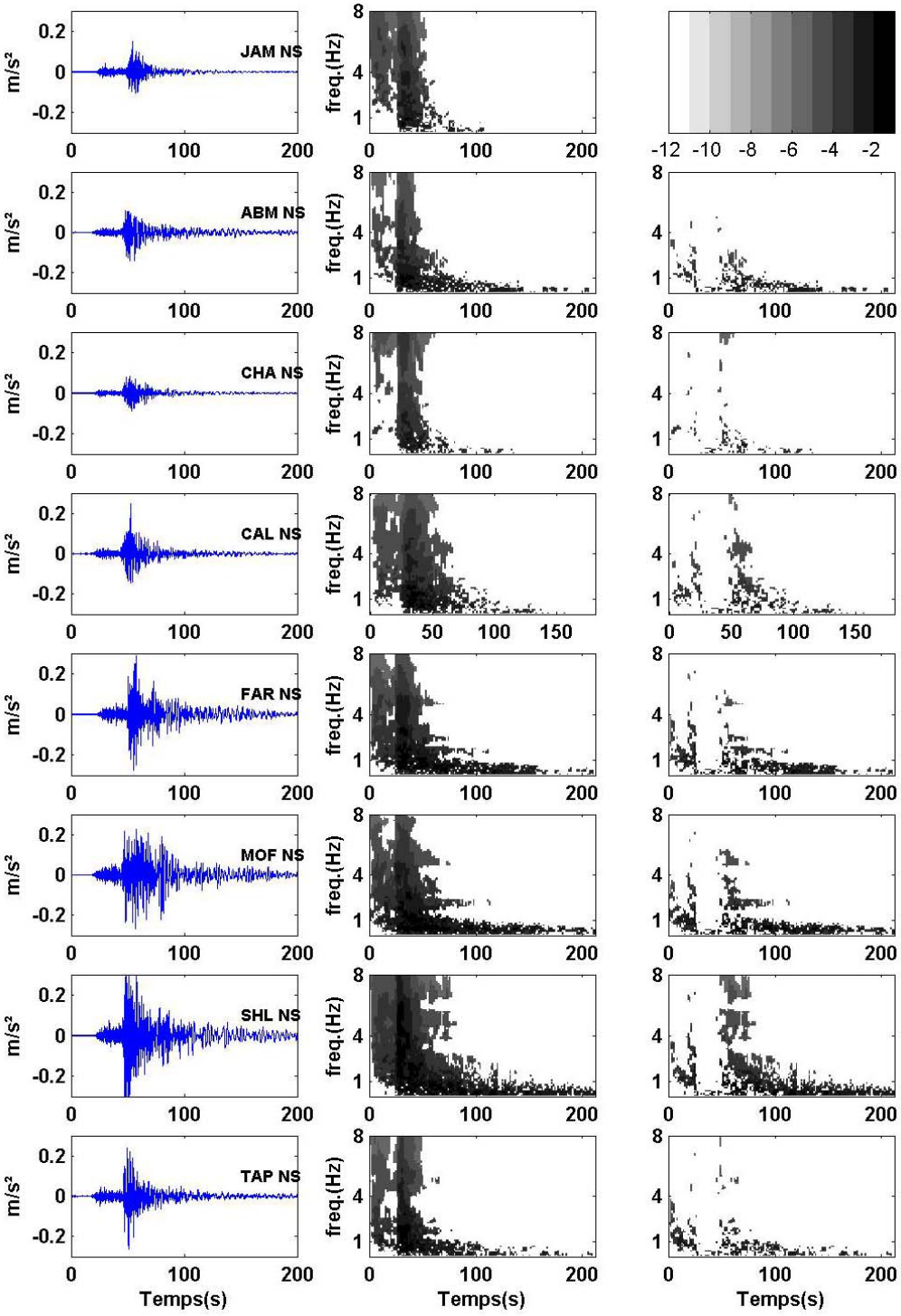


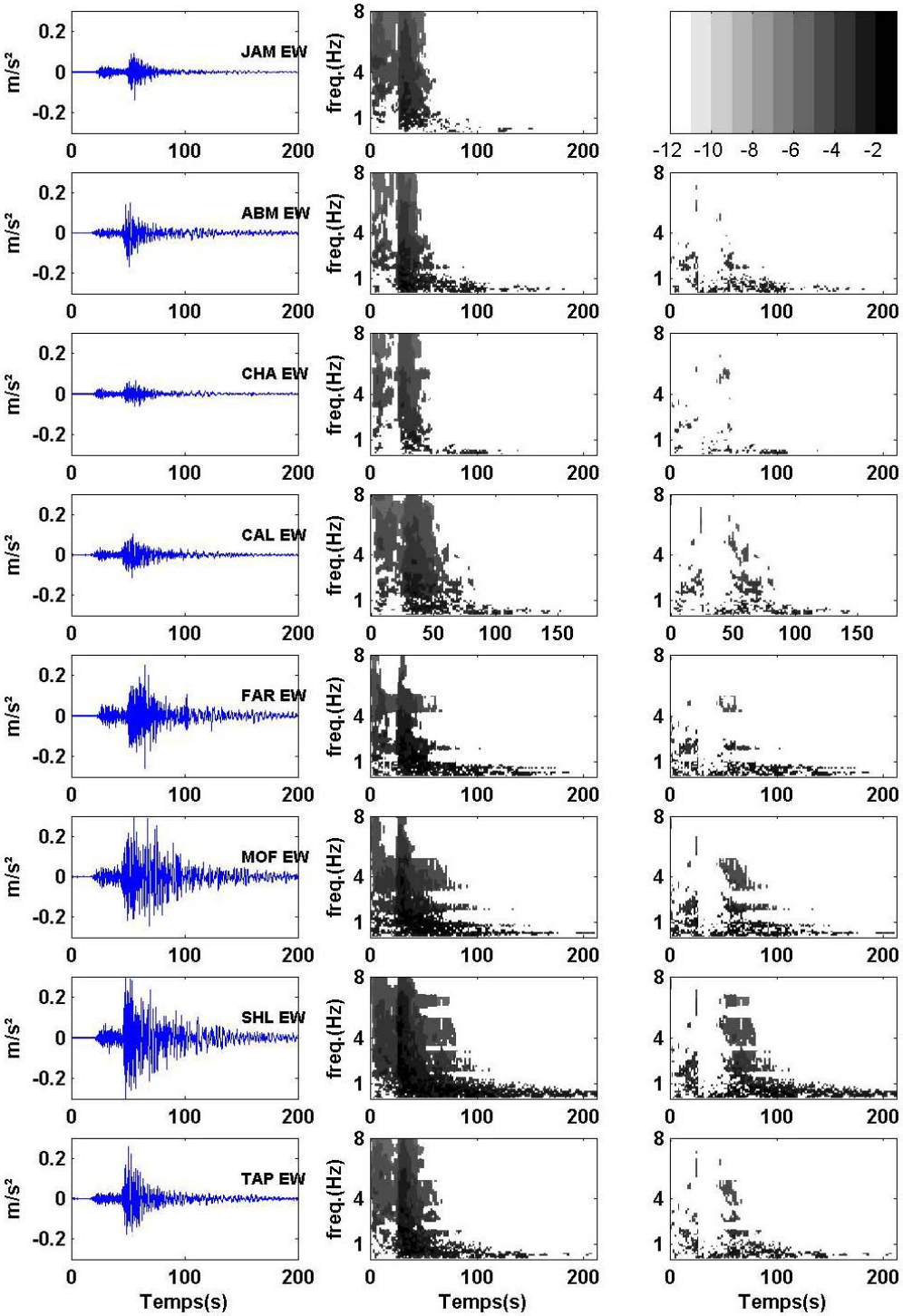

x 10^-4
JAM NS
AZP NS
CHA NS
DAR NS
GHP NS
MOF NS
SHL NS
TAR NS
m/s
freq.(Hz)
-16 -14 -12 -10 -8
Temps(s)
Temps(s)
Temps(s)


x 10^-4
JAM EW
AZP EW
CHA EW
DAR EW
GHP EW
MOF EW
SHL EW
TAR EW
m/s
freq.(Hz)
-16 -14 -12 -10 -8
Temps(s)

A2.3 Séisme d'Avaj

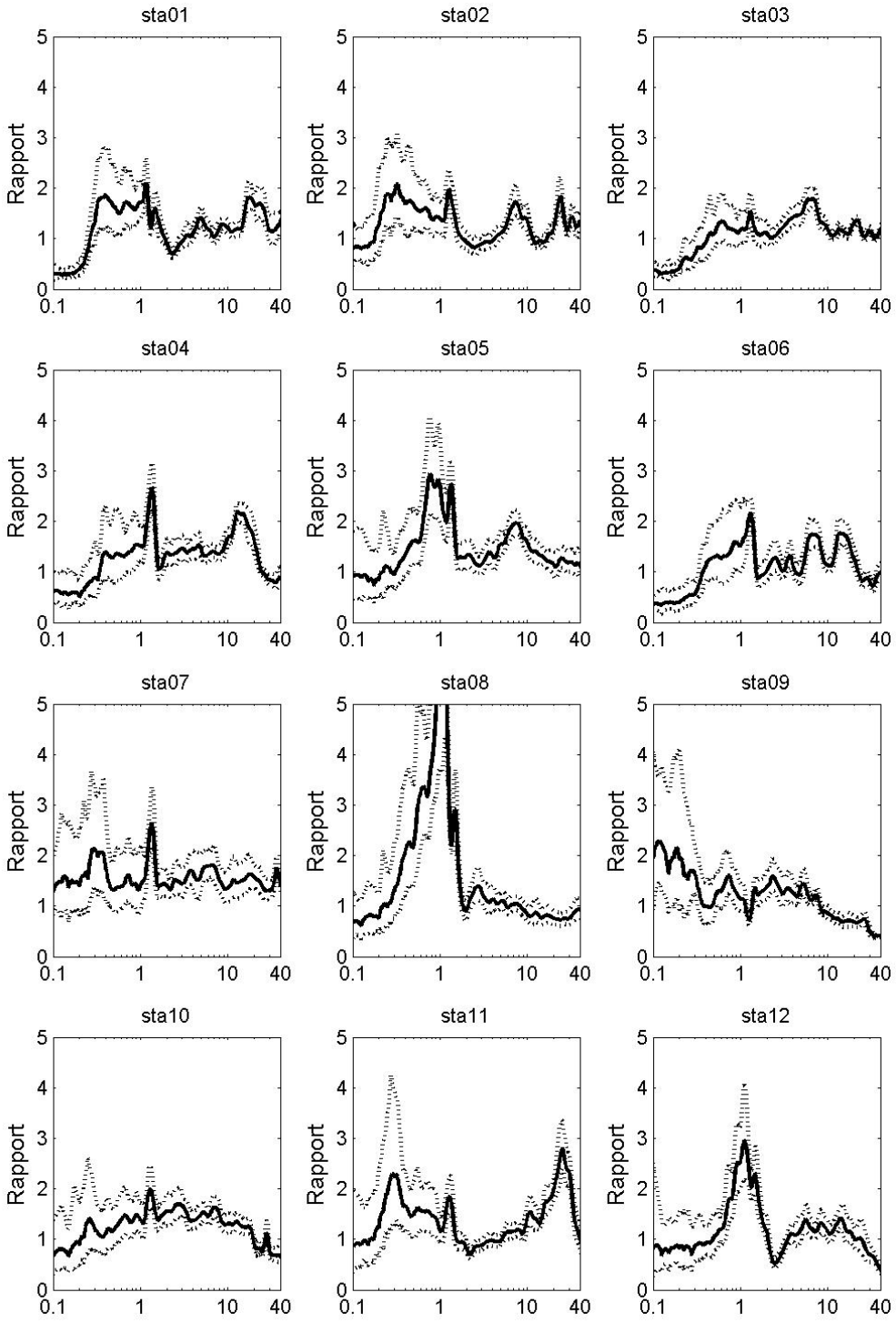


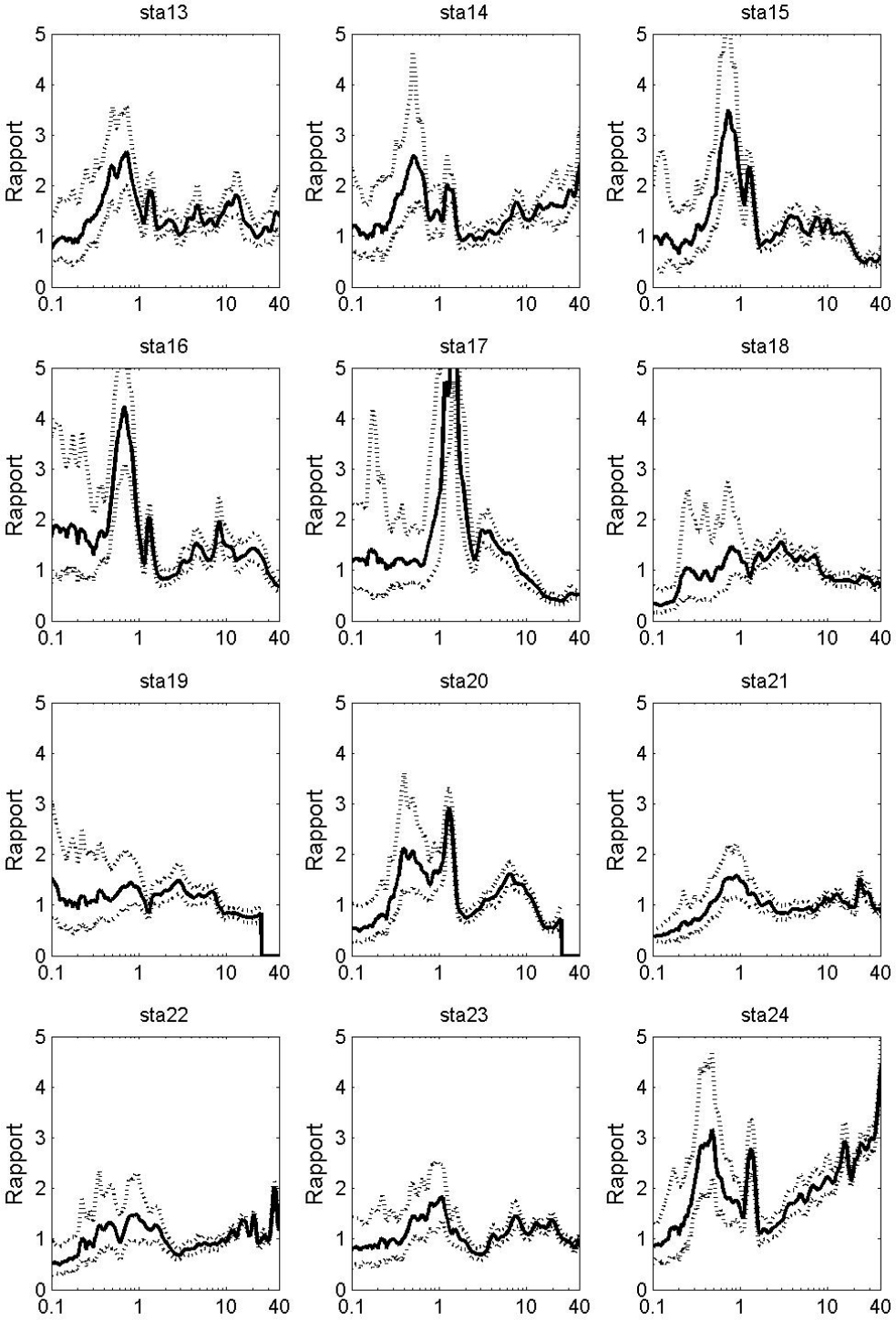

JAM NS
ABM NS
CHA NS
CAL NS
FAR NS
MOF NS
SHL NS
TAP NS
m/s²
freq.(Hz)
Temps(s)
-12 -10 -8 -6 -4 -2

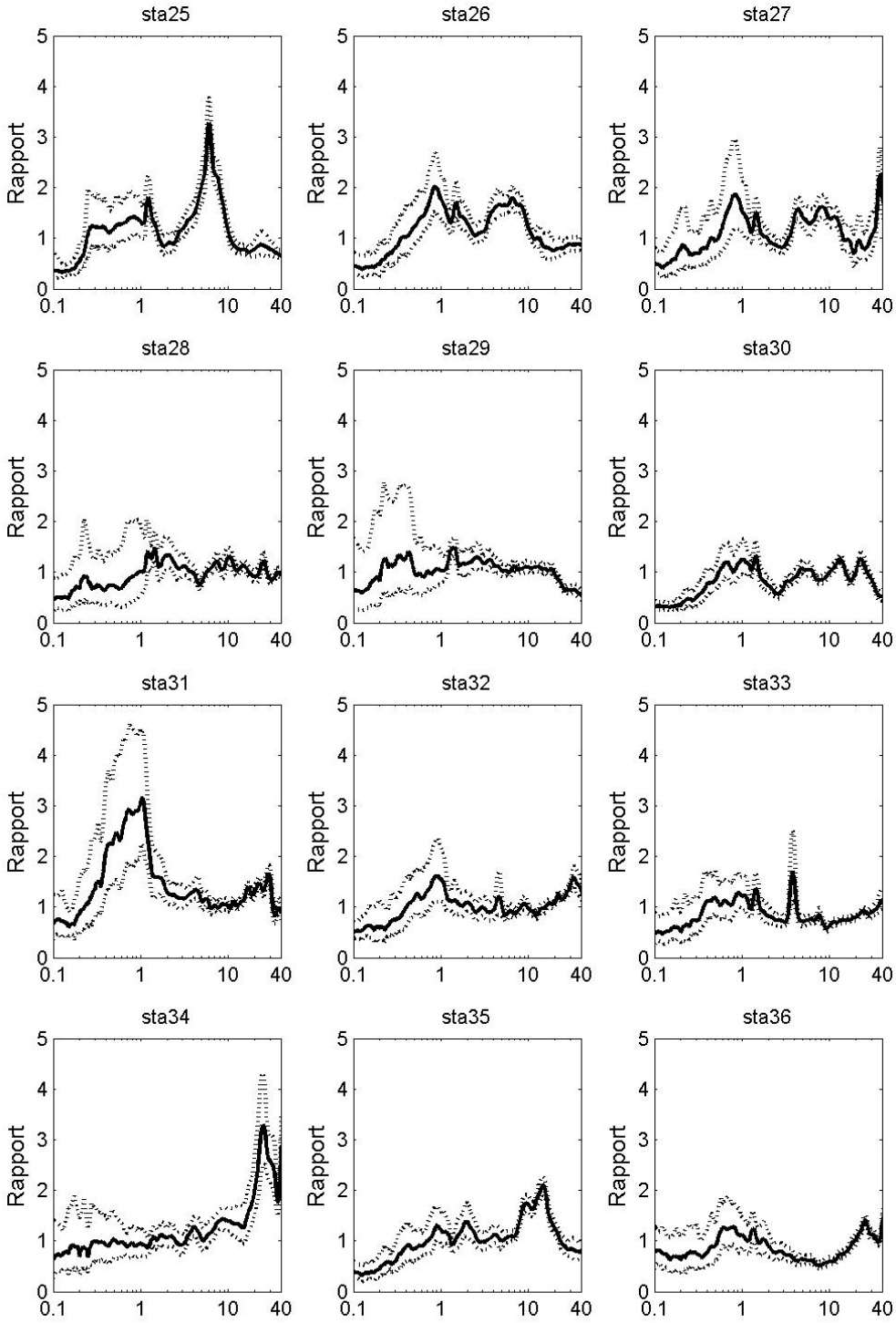

JAM EW
ABM EW
CHA EW
CAL EW
FAR EW
MOF EW
SHL EW
TAP EW
m/s²
freq.(Hz)
Temps(s)
-12 -10 -8 -6 -4 -2

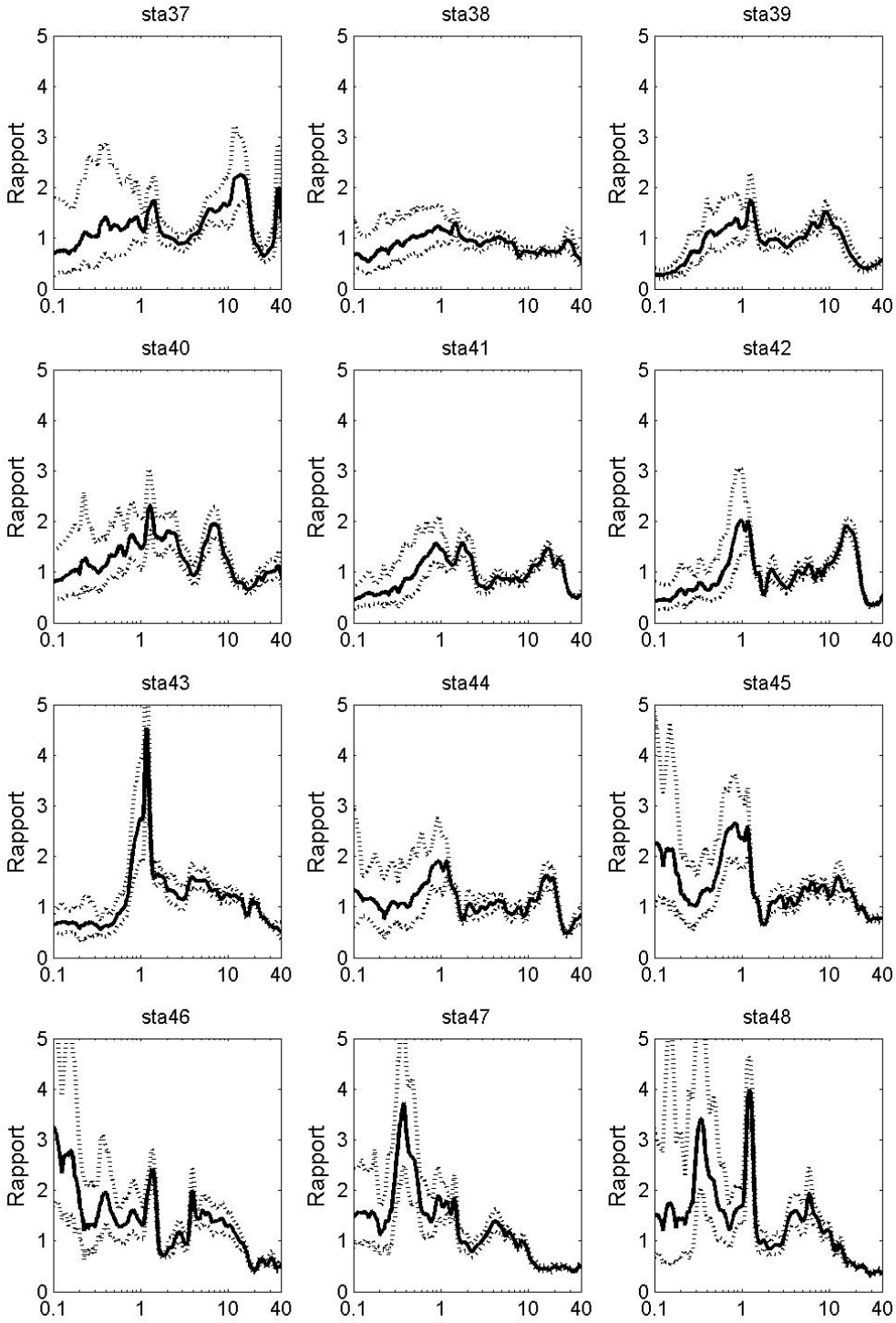
Annexe 3:Les courbes H/V obtenue à partir des différent mesures ponctuelles du bruit de fond.

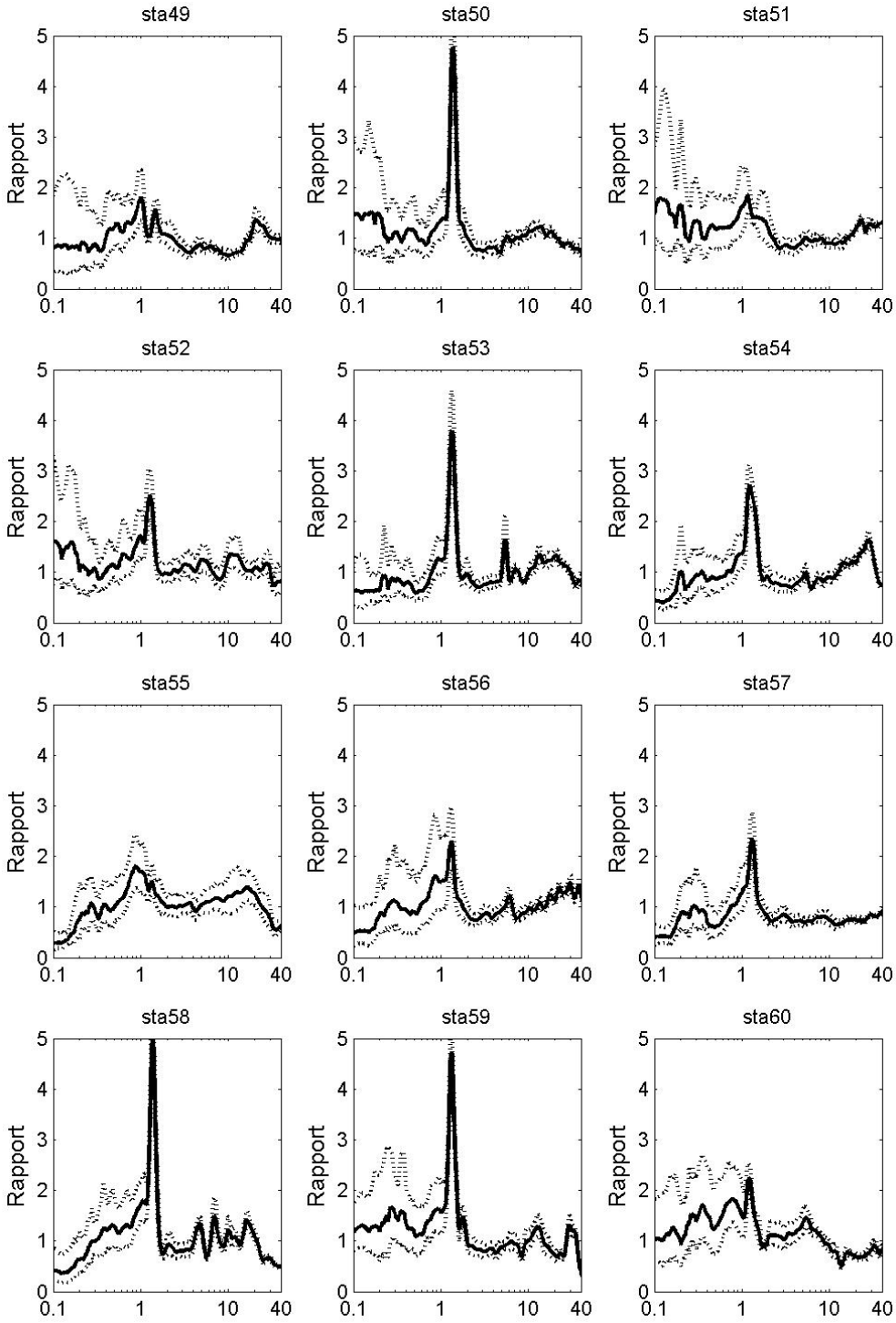
A3.1 Mesures effectué au cours de projet actuelle

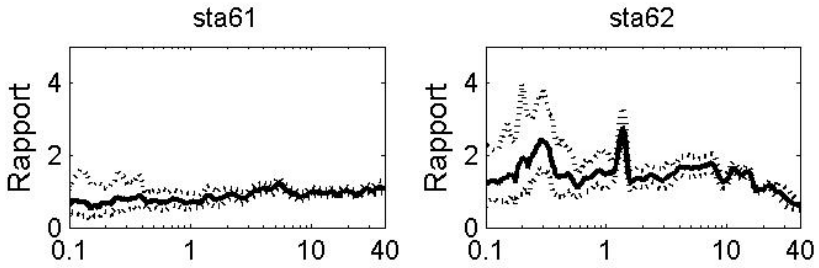



sta13
sta14
sta15
sta16
sta17
sta18
sta19
sta20
sta21
sta22
sta23
sta24
Rapport
0
1
2
3
4
5
0.1
1
10
40

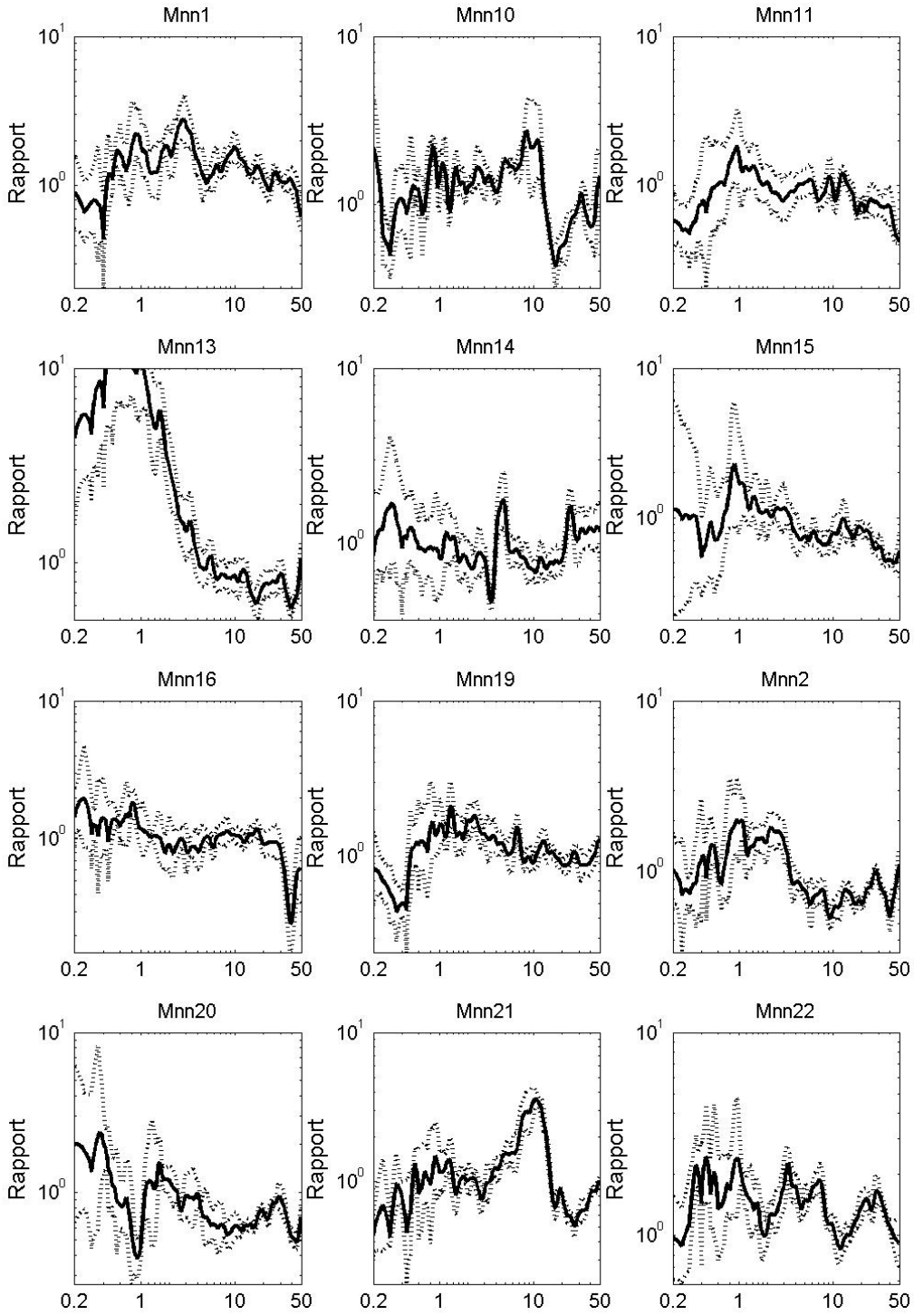

sta25
sta26
sta27
sta28
sta29
sta30
sta31
sta32
sta33
sta34
sta35
sta36
Rapport
0
1
2
3
4
5
0.1
1
10
40

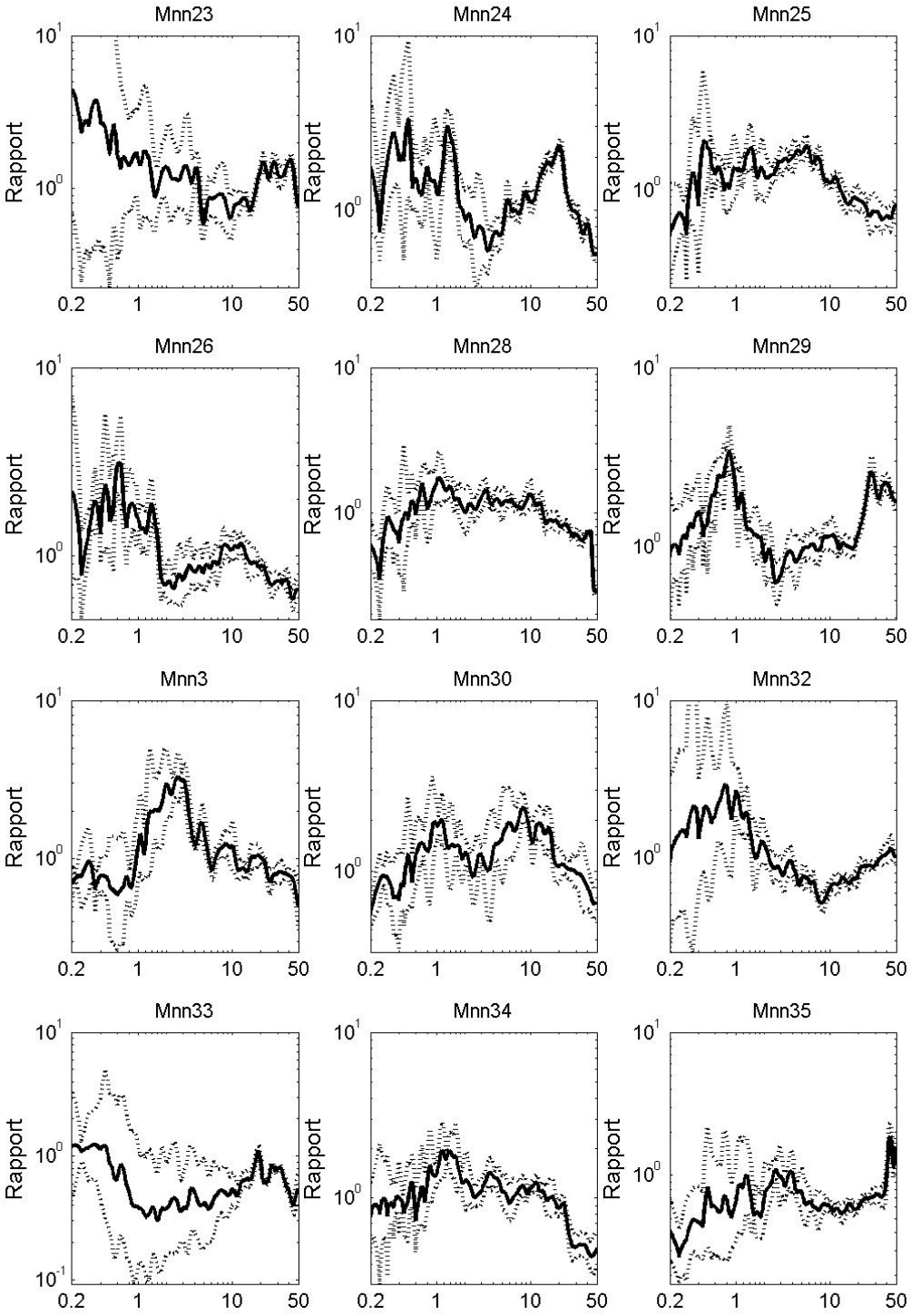

sta37
sta38
sta39
sta40
sta41
sta42
sta43
sta44
sta45
sta46
sta47
sta48
Rapport
0
1
2
3
4
5
0.1
1
10
40

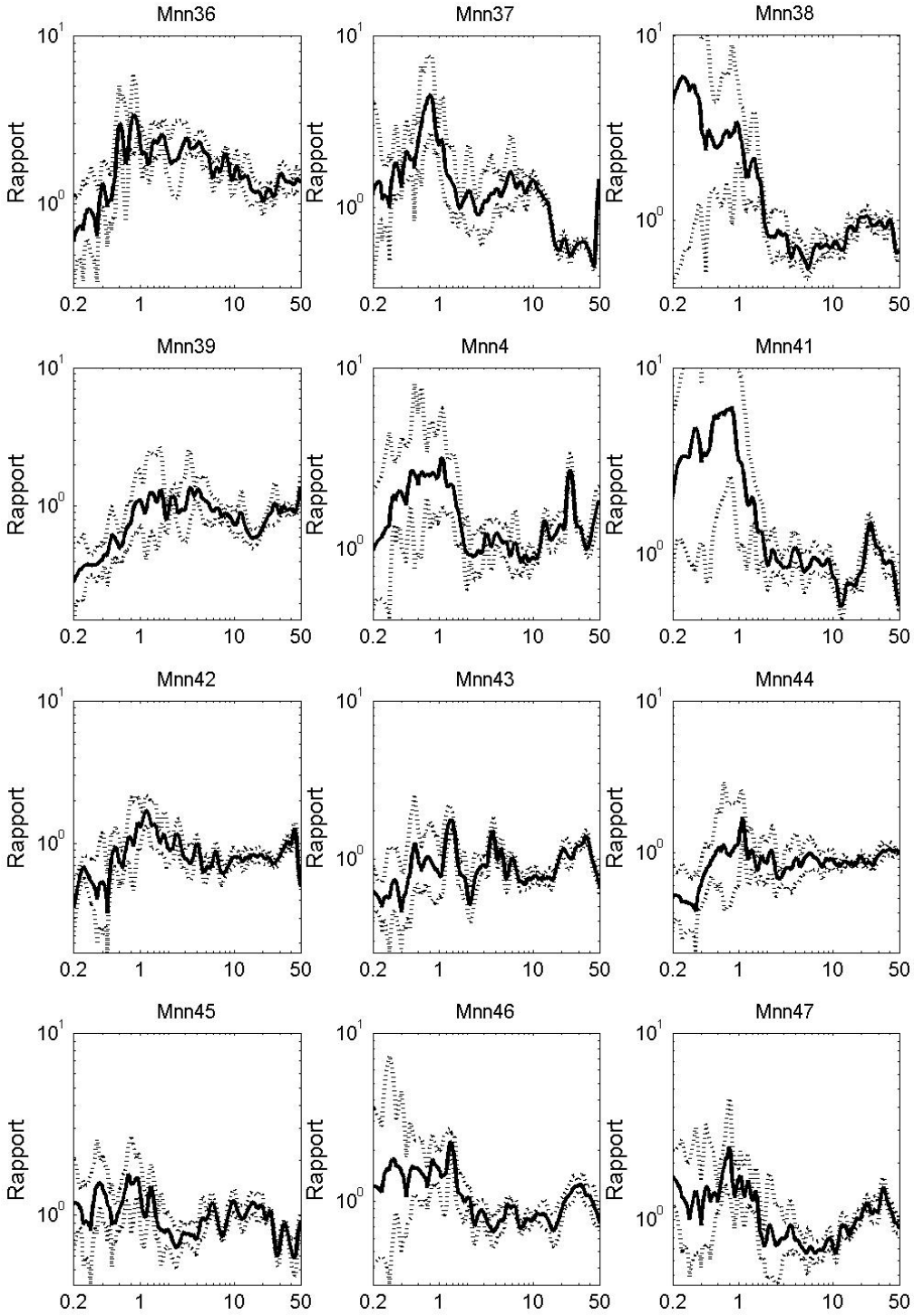

sta49
sta50
sta51
sta52
sta53
sta54
sta55
sta56
sta57
sta58
sta59
sta60
Rapport
0
1
2
3
4
5
0.1
1
10
40

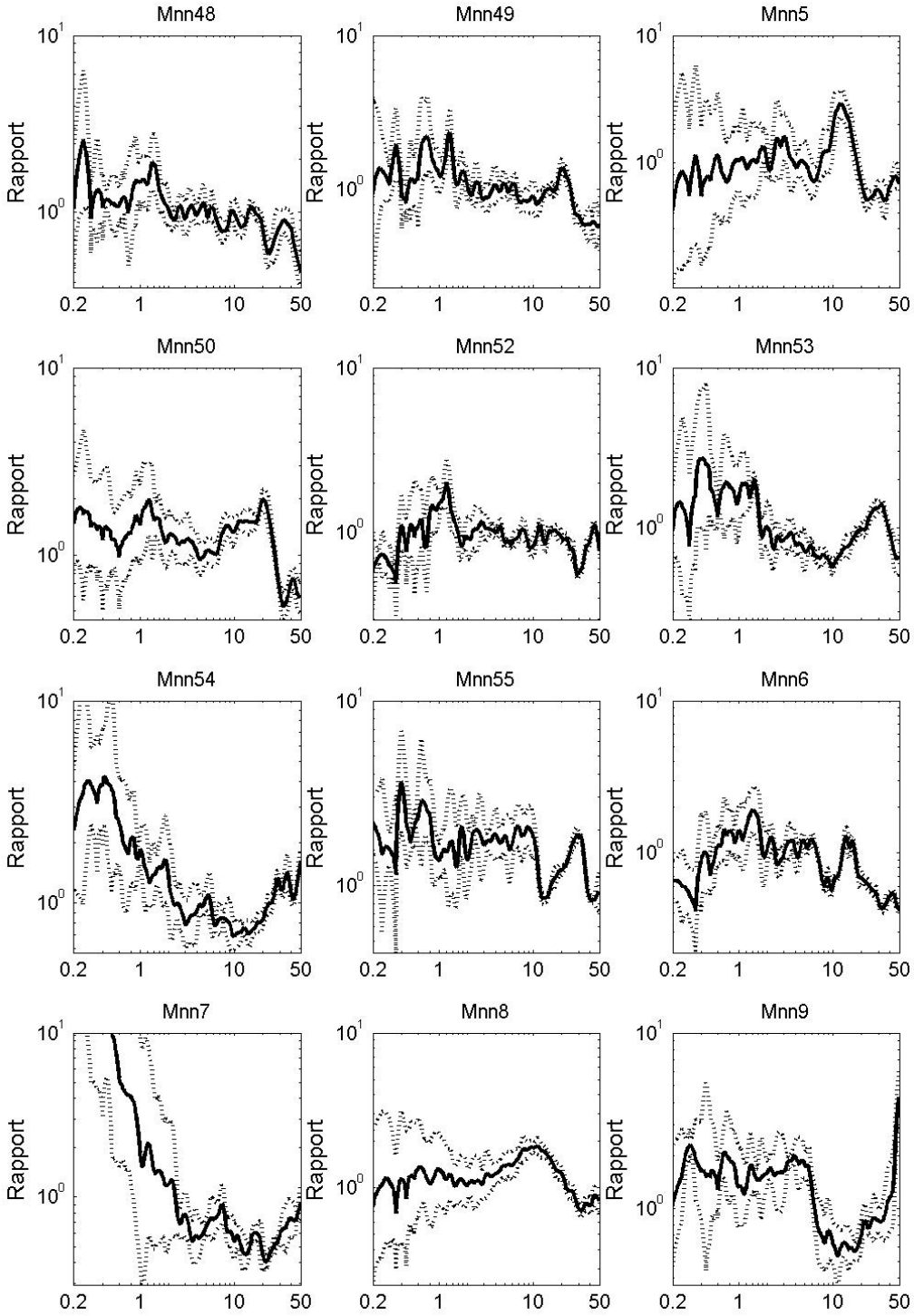

sta61
sta62
Rapport
Rapport
4
2
0
0.1
1
10
40

A3.2 Mesures effectués au projet de microzonage de Nord Téhéran par IIEES

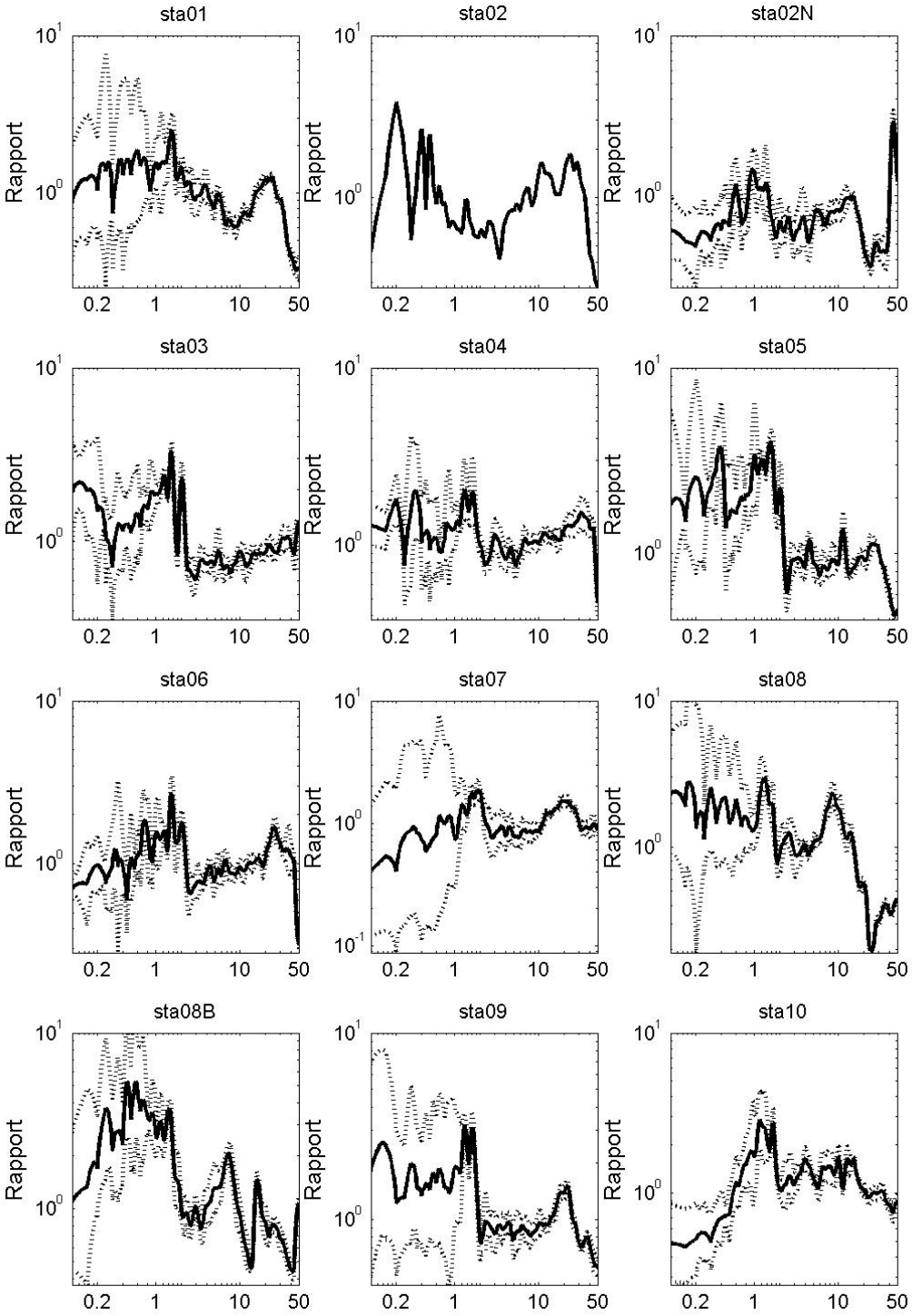


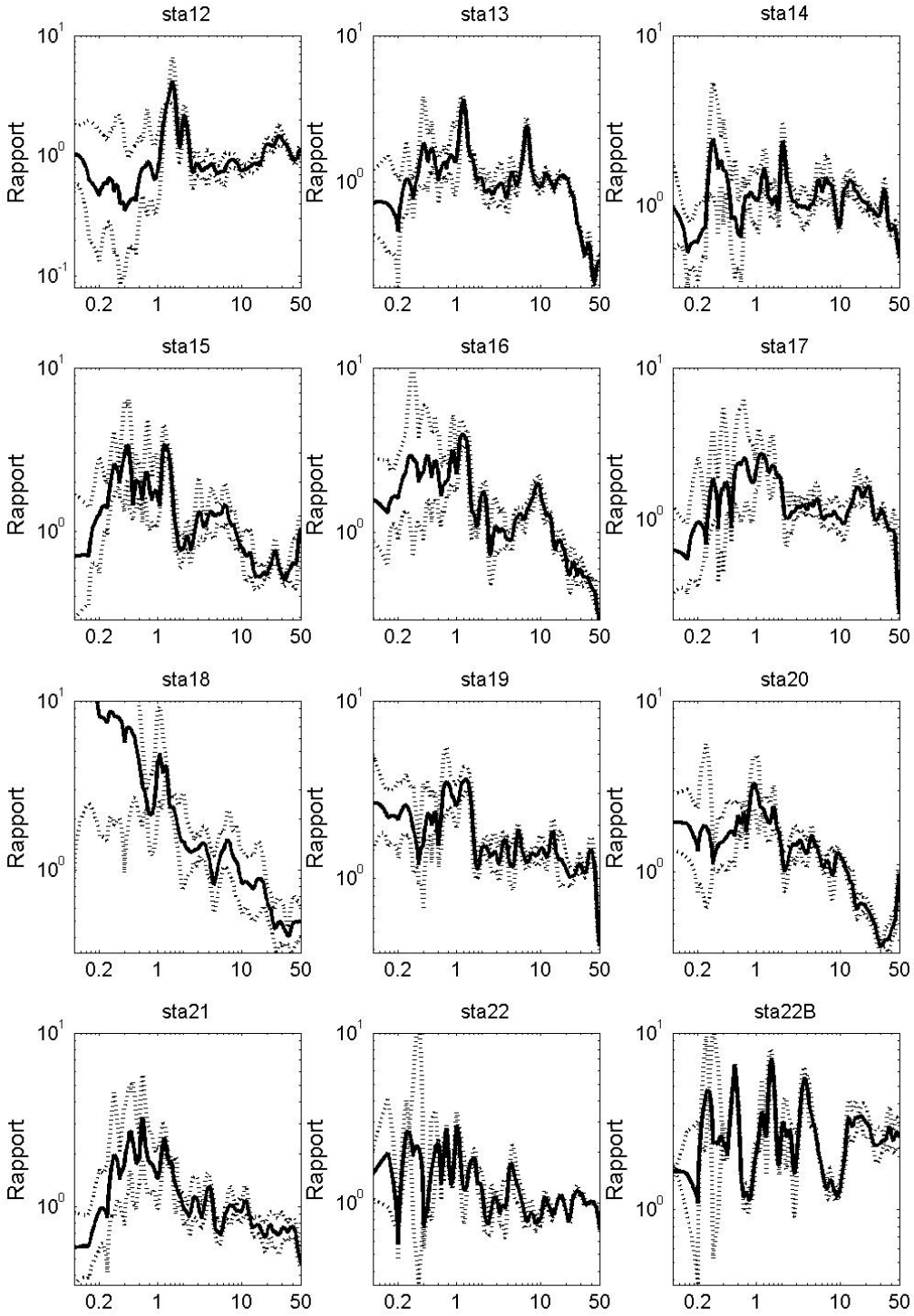

Mnn23
Mnn24
Mnn25
Mnn26
Mnn28
Mnn29
Mnn3
Mnn30
Mnn32
Mnn33
Mnn34
Mnn35
Rapport
0.2
1
10
50

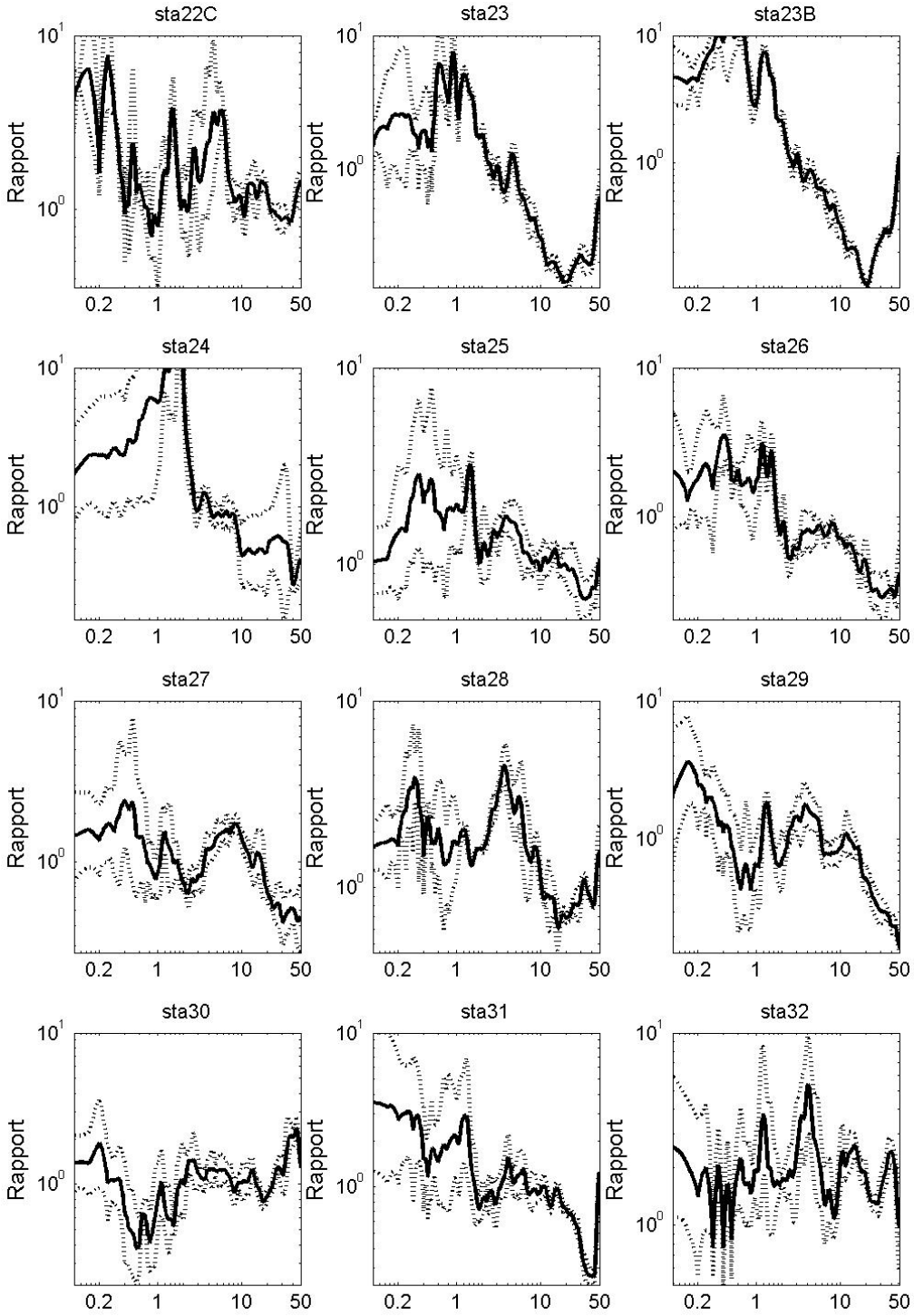

Mnn36
Mnn37
Mnn38
Mnn39
Mnn4
Mnn41
Mnn42
Mnn43
Mnn44
Mnn45
Mnn46
Mnn47
Rapport
10^1
10^0
0.2
1
10
50


Mnn48
Mnn49
Mnn5
Mnn50
Mnn52
Mnn53
Mnn54
Mnn55
Mnn6
Mnn7
Mnn8
Mnn9
Rapport
10^1
10^0
0.2
1
10
50

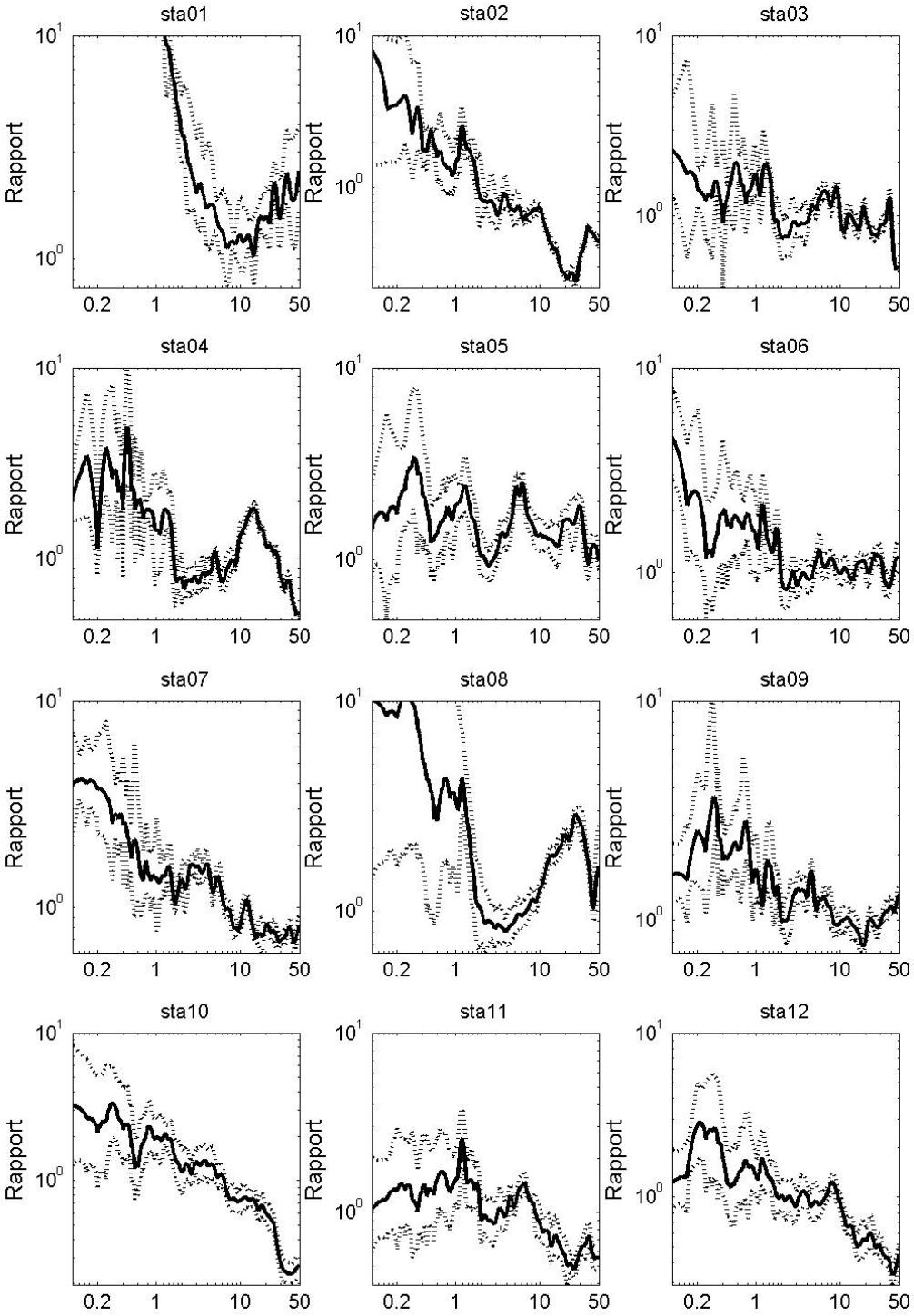
A3.3 Mesures effectué au cours de projet Sud-est Téhéran

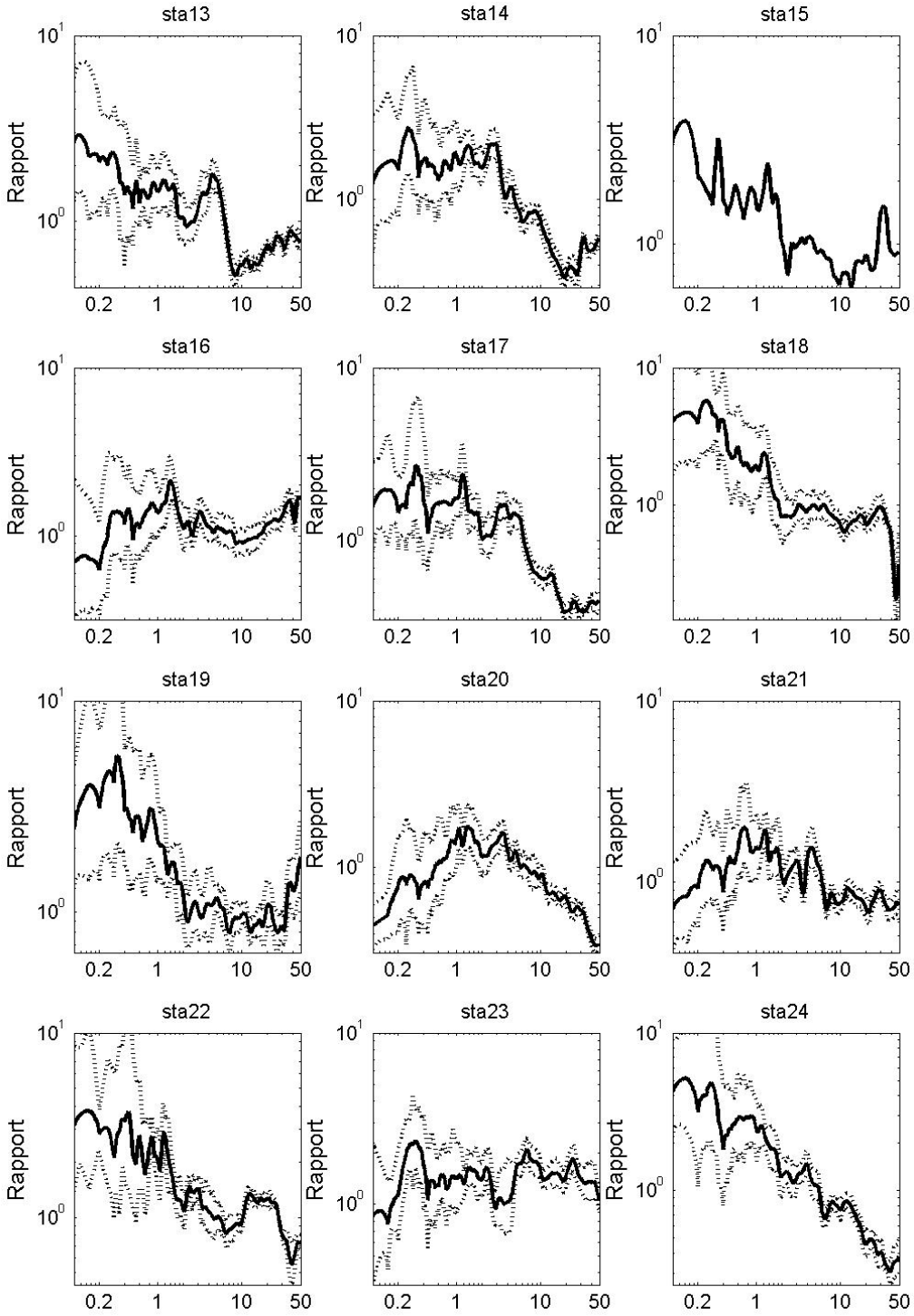


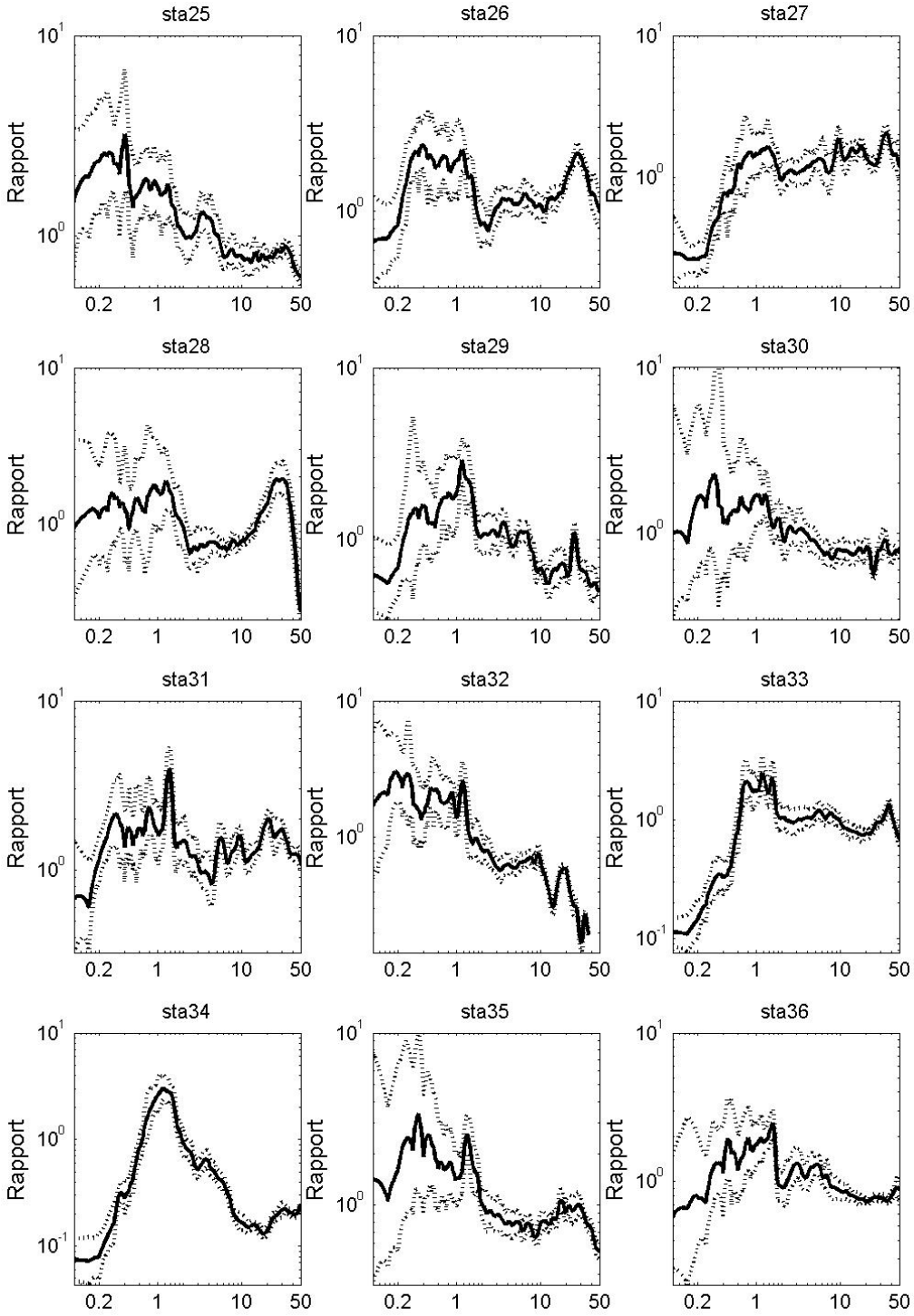

sta12
sta13
sta14
sta15
sta16
sta17
sta18
sta19
sta20
sta21
sta22
sta22B
Rapport
0.2
1
10
50


sta22C
sta23
sta23B
sta24
sta25
sta26
sta27
sta28
sta29
sta30
sta31
sta32
Rapport
10^1
10^0
0.2
1
10
50

A3.4 Mesures effectué au cours de projet Sud-ouest Téhéran




sta13
sta14
sta15
sta16
sta17
sta18
sta19
sta20
sta21
sta22
sta23
sta24
Rapport
10^1
10^0
0.2
1
10
50


sta25
sta26
sta27
sta28
sta29
sta30
sta31
sta32
sta33
sta34
sta35
sta36
Rapport
0.2
1
10
50