



HAL
open science

Etude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica

Mauricio Mora Fernandez

► **To cite this version:**

Mauricio Mora Fernandez. Etude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica. Volcanologie. Université de Savoie, 2003. Français. NNT: . tel-00766832

HAL Id: tel-00766832

<https://theses.hal.science/tel-00766832>

Submitted on 19 Dec 2012

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

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



UNIVERSITE DE SAVOIE
UFR SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE



THESE

présentée pour obtenir le titre de **Docteur de l'Université de Savoie**
spécialité: Géophysique

Etude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica

par Mauricio MORA FERNANDEZ



soutenue publiquement le mardi 11 février 2003 devant le jury composé par:

Georges BOUDON
Philippe LESAGE
Bernard VALETTE
Pierre-Yves BARD
Jean-François LENAT
Sylvie VERGNOLLE
Guillermo ALVARADO

Président du jury
Directeur de thèse
Directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Invité



A mes parents et mon frère...

Remerciements

Je pense qu'il n'a pas de mots qui puissent décrire la gratitude que je dois à Guillermo Alvarado et Philippe Lesage. Ils m'ont permis de découvrir la géologie et la géophysique des volcans dans une ambiance conviviale où j'ai beaucoup appris sur le plan scientifique et humain. Depuis que j'ai montré de l'intérêt pour les volcans, Guillermo m'a tout de suite encouragé à continuer sur ce chemin. Grâce à lui j'ai eu le plaisir de faire la connaissance de Philippe qui m'a offert de tenter l'expérience de recycler un géologue en géophysicien (tâche difficile !) et a pu rendre possible mes études en France. Le long de ces années Philippe a fait beaucoup d'efforts pour reprogrammer ma cervelle afin que je puisse assimiler des langages de programmation (plus le Français...), les bases de traitement du signal, un peu de statistique, la Sismologie, des formules, modèles, etc... (il reste beaucoup de boulot!). Je remercie Philippe ainsi que sa famille: Edelmira, Milena et Alicia de m'avoir "adopté" et avec qui j'ai partagé des moments inoubliables. Merci de votre confiance et amitié.

Je tiens à remercier Jacques Dorel (OPCG, Clermont Ferrand), qui m'a soutenu pendant mon DEA à Clermont Ferrand et pendant ma thèse. Merci également pour l'accueil chaleureux.

Je dois une importante étape de mon recyclage à Bernard Valette (LGIT-Chambéry, JRD) qui m'a introduit, avec beaucoup de patience, dans le sujet des problèmes inverses. Merci aussi pour son soutien et pour les nombreuses fois où il m'a demandé: "ça avance?"

Aux membres du LGIT de Chambéry: Jean Vandemeulebrouck, Jean-Philippe Métaixian (JRD), Riad Hassani, David Marsan ("pas très bon en fléchettes !"), Jean-Luc Got, Cécile Errouet, Fernanda Riscado et le thésard Vadim Monteiller ("Mandrake"). Je vous remercie énormément pour votre amitié et la patience de m'avoir supporté pendant presque 4 années. Jacques Grangeon ("à la cave"), les mots sont insuffisants pour exprimer ma gratitude envers toi et ta famille pour le soutien, l'accueil et tous les bons moments ensemble. A la troupe du bâtiment "Le Chablais" merci pour votre chaleureux accueil...

Je remercie Pierre-Yves Bard (LGIT-Grenoble) pour avoir partagé son expérience sur l'étude des effets de site et pour l'intérêt qu'il a montré pour mon travail en réalisant l'un des rapports. Je remercie Jean-François Lénat (LMV-Clermont Ferrand), rapporteur de cette thèse pour son soutien et l'intérêt pour mon travail. J'apprécie la rapidité avec laquelle ils ont lu le manuscrit. Je remercie les autres membres du jury: Sylvie Vergniolle et Georges Boudon d'avoir accepté d'examiner ce travail.

José Luis García ("Matracón"), de toi j'ai appris de grandes valeurs humaines et de toujours croire qu'on peut avoir un monde meilleur (il faut continuer!). Merci pour tous les incroyables moments que nous avons partagés: les cafés, les chansons (Silvio, Sabina, José Alfredo, Aute y tantos otros...), la guitare, le rhum, les nombreuses discussions politiques, géologiques... Merci pour ton soutien et tes conseils. Eva Luz, ("te pasas !"), merci pour ton amitié et pour m'avoir toujours fait sentir partie de la famille. Dina, merci pour ton introduction aux piments mexicains. Rafael et Diego, soyez toujours sages !

Aux nouveaux "copains d'abord...", Sebastian Araujo (colocataire de "La Cave" du LGIT) et Eduardo et Crelia Carrillo merci pour les discussions rationnelles et le soutien inconditionnel, le rhum et les chansons. Sylvie et Miguel Tomasena merci pour tous les bons moments et votre soutien.

Léa, Nathalie, Christophe, Gaël, Katia, Jessica, Félix, Sébastien, Abdul, Juris, Nuria, Pilar, Baldo, Marcel, Jérôme ("Le cabron du LGCA"), Andrés, Marie-Aude, Adolfo... Je vous aurais toujours dans mon cœur. Je dois particulièrement à Félix des leçons de programmation qui m'ont aidé à m'en sortir durant la thèse.

Je garde toujours les beaux souvenirs de mes amis du DEA et du personnel du Laboratoire des Magmas et Volcans de l'Université Blaise Pascal de Clermont Ferrand. Un merci très spécial à Benjamin "Mincho" Van Wyke de Vries ("Va pues!") pour les nombreuses discussions sur l'Arenal et son soutien. Merci à lui et sa famille pour m'avoir toujours accueilli si chaleureusement.

Mes pensées vont à Mr. Jean Claude Rossignol, responsable du Programme de Prévention des Risques Volcaniques en Amérique Centrale pendant la réalisation des expériences sismologiques sur l'Arenal en 1997 et qui nous a quitté en janvier 1999. Sans ses efforts le financement de mes études doctorales n'aurait pas été obtenu.

Cette thèse a été réalisée grâce à une bourse d'étude octroyée par le Ministère des Affaires Etrangères dans le cadre du Programme Régional pour la Prévention du Risque Volcanique en Amérique Centrale (PREVO-MAE). L'expérience de 1997 a été financée par divers organismes: PREVO-MAE, le Programme National de Recherche sur la Prévision et la Prévention des Risques Naturels (PNRN-JNSU), le Centre de Recherches Volcanologiques (CRV-CNRS), l'Université de Savoie, l'Institut de Recherche pour le Développement et l'Institut Costaricien d'Electricité.

Au Costa Rica...

Je remercie tout spécialement à Gerardo J. Soto ("Sensei! ") qui m'a aidé à faire mes premiers pas sur les volcans du Costa Rica et m'a toujours guidé dans ma formation de "vulcanero". Je remercie aussi de façon très spéciale Ivonne Arroyo ("carpe diem...") et Wendy Pérez ("qué cosa!") pour m'avoir toujours encouragé à ne jamais faire "ni un paso atrás".

Je remercie la troupe de l'Observatorio Sismológico y Vulcanológico d'Arenal y Miravalles (OSIVAM-JCE): Waldo Taylor, Marco Tulio Naranjo, Alvaro Climent ("a lo que vinimos..."), Ileana Boschini, Rafael Barquero ("siempre sonriente..."), José Miguel Barrantes, Guido Calvo. Je remercie particulièrement José Francisco "Chico - Pechera" Arias qui, comme d'habitude, a montré une disposition et une attitude de service inconditionnelles. Je remercie aussi Luis Madrigal (JCE) et Manuel Vargas Villalobos (JCE) ainsi que Guaría Cardenas (UCR) et "Raspá" (UCR) pour son aide durant la compilation et constitution de la base de données de l'Arenal.

Certainement les données utilisées dans le premier chapitre de cette étude sont le fruit de plusieurs années de travail d'équipe de la part du personnel de l'JCE. Le support logistique a été aussi fondamental pour la réalisation des expériences sismologiques en 1997. Je remercie particulièrement l'équipe de géophysique de l'JCE, particulièrement Carlos Leandro, pour l'effort de diriger les profils de réfraction et les sondages géoélectriques qui ont été indispensables pour

cette étude. Les données pluviométriques et géodésiques ont été fournies par le département de Estudios Básicos en Ingeniería (JCE).

Je tiens à remercier particulièrement Teresita Aguilar (Directrice de l'École de Géologie de l'Université du Costa Rica), Walter Montero (Coordinateur du Laboratoire de Sismologie et Volcanologie de l'UCR) et Sergio Paniagua (volcanologue, UCR) pour m'avoir soutenu durant la réalisation de ce travail. Un spécial merci à Carlos Redondo, Heydi Villalobos, Magda Taylor, Luis Fernando Brenes, Héctor Flores et Wilfredo Roja (mes camarades du labo à l'UCR) et tous mes collègues de l'École de Géologie pour son soutien et amitié.

Je remercie très vivement le personnel de l'Oficina de Asuntos Internacionales y Cooperación Externa (Bureau des Affaires Étrangères et Coopération Externe) de l'Université du Costa Rica pour m'avoir toujours soutenu économiquement d'une façon très efficace.

La collaboration du personnel de l'Area de Conservación de l'Arenal du service de parcs nationaux du Costa Rica a été toujours fondamentale pour la réalisation de la surveillance quotidienne du volcan ainsi que des expériences du terrain spécifiques comme celle de 1997.

Résumé

Le volcan Arenal présente une activité explosive continue de type strombolien caractérisée par l'effusion permanente de coulées de lave, la formation d'écoulements pyroclastiques et une sismicité intense. Cette activité est suivie depuis 1974 par l'Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) rattaché à l'Institut Costaricien d'Electricité (ICE). Dans la première partie de ce travail, nous avons étudié l'activité volcanique de l'Arenal entre 1986 et 2000 à partir des données obtenues par l'OSIVAM que nous avons regroupées en une base de données unique. Nous avons analysé ces informations en nous focalisant sur le comportement du volcan à l'échelle de plusieurs années. Il est actuellement difficile d'établir si les évolutions des paramètres observés reflètent de réelles modifications de l'activité éruptive de l'Arenal. Nous avons mis en évidence les limites du système de surveillance et nous proposons des améliorations.

La suite de ce mémoire est une étude de la structure et de l'activité sismique réalisée à l'aide de plusieurs réseaux denses de capteurs (triangles, demi-cercles, profils, réseaux en L). A partir des données de deux profils sismiques déployés à l'Est et l'Ouest du volcan, nous avons analysé les effets de la structure sur les signaux sismo-volcaniques. De fortes variations de l'amplitude des pics spectraux sont observées localement le long des profils. Nous avons étudié ces anomalies en utilisant la méthode des rapports spectraux H/V et avons montré que la forme de ces rapports est indépendante du type de signal utilisé. Les résultats mettent en évidence dans certains sites des effets de résonance à des fréquences qui correspondent à celles des amplifications observées. Des fonctions de transfert théoriques des ondes S ont été calculées en chaque site en utilisant des modèles de vitesse obtenus par sismique réfraction. Lorsqu'il existe un contraste d'impédance suffisant entre les couches peu consolidées et les couches plus profondes, les rapports spectraux et les fonctions de transfert présentent des pics de même fréquence. Cela montre le lien entre les amplifications observées et la structure géologique.

Nous avons également sondé la structure superficielle de l'Arenal en utilisant la méthode d'auto-corrélation spatiale basée sur le calcul de coefficients de corrélation entre stations de réseaux semi-circulaires. Nous avons amélioré l'inversion de ces coefficients pour mieux estimer les vitesses de phase des ondes de surface. A l'Ouest du volcan, les vitesses des ondes de Rayleigh varient de 765 m s^{-1} à 1 Hz à 300 m s^{-1} à 12 Hz et pour les ondes Love entre 780 et 295 m s^{-1} dans la même bande de fréquence. A l'Est, les vitesses des ondes Rayleigh sont comprises entre 1386 et 300 m s^{-1} et celles de Love entre 1983 et 315 m s^{-1} . Ces courbes de dispersion ont ensuite été inversées pour obtenir des modèles de structure, en tenant compte des connaissances géologiques disponibles. Les modèles de vitesse obtenus sont cohérents avec les résultats de sismique réfraction et les calculs de rapports spectraux.

L'analyse d'enregistrements continus large bande montre une grande variété de comportement du trémor et des explosions volcaniques. Les résultats révèlent notamment l'existence de deux processus de résonance non stationnaires pouvant se produire simultanément mais ayant des caractéristiques spectrales différentes. Cela suggère qu'à certains moments, deux sources de trémor peuvent être actives. Les méthodes auto-régressives utilisées fournissent des mesures robustes et de haute résolution fréquentielle et temporelle de la fréquence des pics spectraux. Elles montrent également que les fréquences et les facteurs de qualité de ces pics varient rapidement au cours du temps, reflétant des évolutions des propriétés physiques des sources sismo-volcaniques.

Resumen

Estudio de la estructura superficial y de la actividad sísmica del volcán Arenal, Costa Rica

El volcán Arenal presenta una actividad explosiva estromboliana acompañada por la efusión permanente de coladas de lava, la formación esporádica de flujos piroclásticos y de una actividad sísmica intensa. Esta actividad es monitoreada desde 1974 por el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) el cual forma parte del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). En la primera parte de este trabajo se estudia la actividad volcánica del Arenal entre 1986 y 2000 a partir de los datos obtenidos por el OSIVAM. Este análisis se focalizó en el comportamiento del volcán a la escala de varios años. Actualmente es difícil de establecer claramente si la evolución de los diferentes parámetros reflejan cambios reales en la actividad eruptiva. Asimismo, se especifican las limitaciones del sistema de vigilancia y se proponen mejoras.

La siguiente etapa del trabajo consiste en el estudio de la estructura y de la actividad sísmica realizados con los datos obtenidos por medio de redes sísmica densas (triángulos, semicírculos, perfiles, red en forma de L). A partir de los datos de dos perfiles sísmicos instalados uno al Oeste y otro al Este del volcán se analizaron los efectos de la estructura en las señales sísmo-volcánicas. A lo largo de ambos perfiles se observaron fuertes variaciones locales de amplitud de los picos espectrales. Estas anomalías fueron estudiadas utilizando el método de los cocientes espectrales (H/V). Se mostró que la forma de dichos cocientes es independiente del tipo de señal utilizada. Los resultados obtenidos indican asimismo que, en ciertos sitios, existen efectos de resonancia en las bandas de frecuencia correspondientes a aquellas donde ocurren las amplificaciones. Se calcularon las funciones de transferencia teóricas de ondas S a partir de los modelos de velocidades obtenidos por el método de sísmica de refracción. Si el contraste de impedancia entre la estructura superficial y el basamento es suficientemente elevado, los cocientes espectrales y las funciones de transferencia teóricas presentan un pico a la misma frecuencia. Esto demuestra la relación entre las amplificaciones observadas y la estructura geológica.

Se realizó un sondeo de la estructura superficial del Arenal utilizando el método de autocorrelación espacial. Este se fundamenta en el cálculo de los coeficientes de correlación entre estaciones de redes semicirculares. El método de inversión fue mejorado con el fin de determinar la velocidad de fase de las ondas de superficie de forma más precisa. En el sitio de sondeo situado al Oeste del Arenal las velocidades de ondas de Rayleigh varían de 765 m s^{-1} a 1 Hz a 300 m s^{-1} a 12 Hz y las de Love entre 780 y 295 m s^{-1} en la misma banda de frecuencia. En el sitio de sondeo situado al Este del volcán, las velocidades de ondas Rayleigh varían entre 1386 y 300 m s^{-1} y las de Love entre 1983 y 315 m s^{-1} . Las curvas de dispersión fueron luego utilizadas para determinar un modelo de velocidades teniendo en cuenta además la información geológica disponible. Los modelos de velocidades obtenidos son coherentes con los resultados de obtenidos por la sísmica de refracción y los cocientes espectrales H/V.

El análisis de los registros continuos de banda ancha muestran una gran variedad de comportamientos del tremor y explosiones volcánicas. Los resultados revelan particularmente la existencia de dos procesos de oscilación, no estacionarios, que pueden producirse simultáneamente pero teniendo características espectrales distintas. Esto sugiere que en ciertos momentos dos fuentes de tremor pueden estar activas. Los métodos autorregresivos proveen, en el espacio tiempo-frecuencia, medidas robustas y de alta resolución de la frecuencia de los picos espectrales. Estos muestran asimismo que las frecuencias y factores de calidad de esos picos varían rápidamente con el tiempo, lo que refleja una evolución de las propiedades físicas de las fuentes de las señales sísmo-volcánicas.

Abstract

Shallow structure and seismic activity study of Arenal volcano, Costa Rica

Arenal volcano presents a continuous strombolian explosive activity characterized by permanent lava flows, sporadic pyroclastic flows and intense seismic activity. This activity is monitored since 1974 by the Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) that is part of the Instituto Costarricense de Electricidad. In the first part of this work we study the volcanic activity between 1984 to 2000 using data obtained by OSIVAM that we grouped in a unique database. Data were analyzed focusing on the volcano's behavior at the time scale of several years. So far it is difficult to establish whether the observed variations of different parameters represent real changes in the volcanic activity or not. We highlight limitations of volcanic monitoring system and proposed improvements.

The next part of this work consists in a study of the volcanic structure and seismic activity using different dense array data (triangles, semi-circles, profiles, L-array). We first analyzed local structure effects on seismic signals by using data of two profiles deployed at E and W of the volcano. Strong amplitude variations of spectral peaks were observed locally and were studied using the H/V spectral ratio method. We found that the spectral ratios form is independent of the seismic signal used. At certain sites, resonance effects are observed at frequencies that correspond to those of the observed amplifications. S-waves theoretical transfer functions were calculated at each site using seismic refraction velocity models. Both H/V spectral ratios and theoretical transfer functions show a peak at the same frequency if the impedance contrast between the shallow structure and the deep layers is high enough. This shows that the observed amplifications are closely related to site effects.

The shallow structure was determined using a spatial correlation method that is based on correlation coefficient estimation between stations of semi-circular arrays. The correlation coefficient inversion method was improved in order to have a better estimate of the surface wave phase velocities. At a site of the W flank of the volcano Rayleigh wave phase velocities vary from 765 m s^{-1} at 1 Hz to 300 m s^{-1} at 12 Hz and for Love waves between 780 and 295 m s^{-1} in the same frequency band. At site at the NE flank, Rayleigh wave velocities range from 1386 to 300 m s^{-1} and those of Love from 1983 to 315 m s^{-1} . Dispersion curves were inverted in order to obtain velocity models that take available geological data into account. Velocity models are coherent with seismic refraction data and spectral ratios observations.

The analysis of continuous broadband records shows a wide range of tremor and explosive event behaviors. Results show the existence of two non-steady oscillating processes having different spectral characteristics that can be activated simultaneously. This suggests that two tremor sources can be active at certain moments. Autoregressive methods bring robust and high-resolution frequency and temporal measures of the spectral peaks. They show that frequencies and quality factors change rapidly with time, reflecting variations of physical properties of the seismic sources.

Table de matières

1. Introduction générale	1
<hr/>	
1.1. Présentation du volcan Arenal	1
1.1.1. Contexte tectonique	1
1.1.2. Cadre géologique	1
1.1.3. Histoire éruptive	4
1.1.4. Le réveil du volcan Arenal le 29 juillet 1968...	6
1.1.5. Activité volcanique à partir de 1974	6
1.1.6. Les sources de magma de l'Arenal à partir de 1968	9
1.2. Les études sismologiques à l'Arenal: état de l'art et perspectives	9
1.2.1. Travaux antérieurs	9
1.2.2. Discussion	11
1.3. Données disponibles	13
1.4. Objectifs et plan de la thèse	14
2. Suivi de l'activité éruptive du volcan Arenal de 1986 à 2000	16
<hr/>	
	16
2.1. Introduction	
2.2. Le système de surveillance	16
2.2.1. Le réseau sismologique	17
2.2.2. Réseau d'inclinomètres	19
2.2.3. Echantillonnage de cendre	20
2.2.4. Mesures géochimiques	21
2.2.5. Observations de terrain	22
2.3. Constitution de la base de données	23
2.3.1. Les sources d'information	23
2.3.2. Mise en forme de base de données	23
2.3.3. Présentation des données	23
2.4. Manifestations externes: les écoulements pyroclastiques et les coulées de lave	24
2.4.1. Ecoulements pyroclastiques	24
2.4.2. Coulées de lave	24
2.5. Activité sismique	25
2.5.1. Données	25
• Sismicité enregistrée par la station de référence • Sismicité enregistrée par le	25
réseau digital	
2.5.2. Observations	27
2.5.3. Conclusions	29
2.6. Déformations	29
2.6.1. Travaux antérieurs	29
2.6.2. Description des sites de mesures et sources de perturbations	30
2.6.3. Données	31

2.6.4. Observations	33
2.6.5. Interprétation	33
2.7. Echantillonnage de cendre	40
2.7.1. Données et interprétation	41
2.8. Mesures géochimiques	43
2.8.1. Données	43
2.8.2. Thermométrie	44
2.8.3. pH	46
2.8.4. Rapport Cl/SO ₄	47
2.8.5. Discussion	47
2.9. Conclusions	50
3. Analyse des effets de site dans des structures volcaniques	51
3.1. Introduction	51
3.2. Pourquoi étudier les effets de site sur l'Arenal?	53
3.3. Les effets de site : définition et cas typiques	56
3.4. Cadre méthodologique	57
3.4.1. Résumé des méthodes utilisées pour l'étude des effets de site	57
• Méthodes expérimentales • Méthodes numériques	
3.4.2. Méthodes appliquées pour l'étude des effets de site à l'Arenal	59
• La méthode des rapports spectraux H/V • Calcul des rapports spectraux H/V	
• Simulations numériques des effets site • Modèles de structure obtenus par sismique de réfraction	
3.5. Résultats	66
3.5.1. Forme et dispersion des rapports spectraux	66
3.5.2. Les rapports spectraux et la structure géologique	66
3.5.3. Les rapports spectraux et les anomalies sur les courbes $E(r)$	72
3.6. Analyse comparative des effets de site sur les volcans Masaya et Arenal	73
3.7. Discussion et conclusion	75
4. Etude de la structure superficielle du volcan par la méthode de autocorrélation spatiale	79
4.1. Introduction	79
4.2. Description de la méthode de autocorrélation spatiale	79
4.3. Applications antérieures de la méthode de corrélation spatiale	80
4.4. Traitement de données et calcul des coefficients de corrélation	82
4.4.1. Calcul des coefficients de corrélation	82
4.4.2. Résultats	85
4.4.3. Calcul des moyennes azimutales des coefficients de corrélation	85
4.5. Détermination des vitesses de phase des ondes de Rayleigh et de Love	90
4.5.1. Formulation de l'approche des moindres carrés	91
4.5.2. Noyau de covariance des fonctions $c(\omega)$; prise en compte des effets de bords	94
4.5.3. Données auxiliaires et robustesse de l'inversion	96
4.5.4. Equirépartition a priori du paramètre α	97

4.5.5. Calcul de la covariance a posteriori	98
4.6. Tests	99
4.7. Résultats	104
4.8. Détermination des modèles de vitesse	108
4.8.1. Méthode	108
4.8.2. Résultats	108
4.9. Conclusions	114

5. Analyse temps-fréquence de signaux sismo-volcaniques **115**

5.1. Introduction	115
5.2. Description de la méthode auto-régressive (AR)	116
5.3. Applications antérieures de la méthode auto-régressive (AR)	117
5.4. Traitement numérique	118
5.4.1. Analyse sur le diagramme $f-g$	118
5.4.2. Analyse AR temps-fréquence avec ordre de filtre fixe	120
5.4.3. Robustesse de la modélisation AR	120
• Choix de l'ordre du filtre • Fiabilité du calcul du facteur de qualité	
5.5. Analyse des signaux sismo-volcaniques	126
5.5.1. Les signaux explosifs	126
• Les comportements avant et après un signal explosif • Les signaux type souffle	
5.5.2. Le trémor	129
• Trémor harmonique • Evidence de deux trémors simultanés • Trémor harmonique et trémor spasmodique	
5.6. Discussion	142

Conclusions générales **144**

Références **146**

Annexes **156**

Introduction générale

"L'activité de l'Arenal a été probablement mentionnée pour la première fois dans les journaux locaux en 1922 en raison de possibles éruptions ou de la visite pastorale de l'Evêque de la province d'Alajuela aux indigènes Guatusos (Malekos). La première fois qu'il a été dessiné sur une carte géologique, en 1925 par Karl Sapper, il a été nommé volcan Canaste. Cependant, ce n'est que le 24 février 1937 que le sommet a été photographié et mesuré. A l'époque, des fumerolles ont été observées. Les premières études géologiques, hydrologiques et topographiques détaillées, ont été réalisées par l'Institut Costaricien d'Electricité (ICE) à la suite de la réalisation du Projet Hydroélectrique Arenal à partir de 1965, quand quelques signes précurseurs d'une éventuelle éruption ont été observés. Malheureusement, ces signes n'ont pas été suffisants pour convaincre une population très attachée à sa terre, ainsi que la communauté scientifique de l'époque, ce qui a coûté la vie de 78 personnes durant l'éruption de juillet 1968..." (Extrait traduit de l'éditorial du bulletin de l'Observatoire Sismologique et Volcanologique de l'Arenal et Miravalles, 1998).

1.1. Présentation du volcan Arenal

1.1.1. Contexte tectonique

Le volcan Arenal fait partie de la chaîne volcanique du Costa Rica (Amérique Centrale) située dans la zone de subduction due à la convergence des plaques Cocos et Caraïbe, la première plongeant sous la deuxième (Figure 1.1). Cette chaîne de volcans n'est pas continue, et est divisée en deux, la *Cordillera de Guanacaste* (Chaîne de Guanacaste) et la *Cordillera Central* (Chaîne Centrale). Entre les deux chaînes, il y a un gap de 150 km interrompu par le système volcanique Arenal-Chato, qui est situé à la limite entre deux segments de la plaque Coco (Matumoto & Lathan, 1976; Carr & Stoiber, 1977; Burbach et al., 1984). Chacun des segments de la plaque présente des caractéristiques géométriques différentes et plonge indépendamment l'un de l'autre.

1.1.2. Cadre géologique

La stratigraphie régionale de l'Arenal est constituée par trois formations (Figure 1.2). La plus ancienne est la Formation Venado constituée des sédiments du Miocène Supérieur (Malavassi & Madrigal, 1970; Obando, 1986). Cette formation est recouverte par les roches volcaniques calco-alkalines Tertiaires de la Formation Aguacate (Dengo, 1962; Alvarado, 1984; Borgia et al., 1988) constituées par des coulées de lave andésitique, brèches, des agglomérats volcaniques et des dykes andésitiques et basaltiques. Cette formation a été recoupée par les intrusions de la Formation Granito-Gabro Guacimal (quartz-diorites, quartz-monzonites et granites) du Pliocène Inférieur.

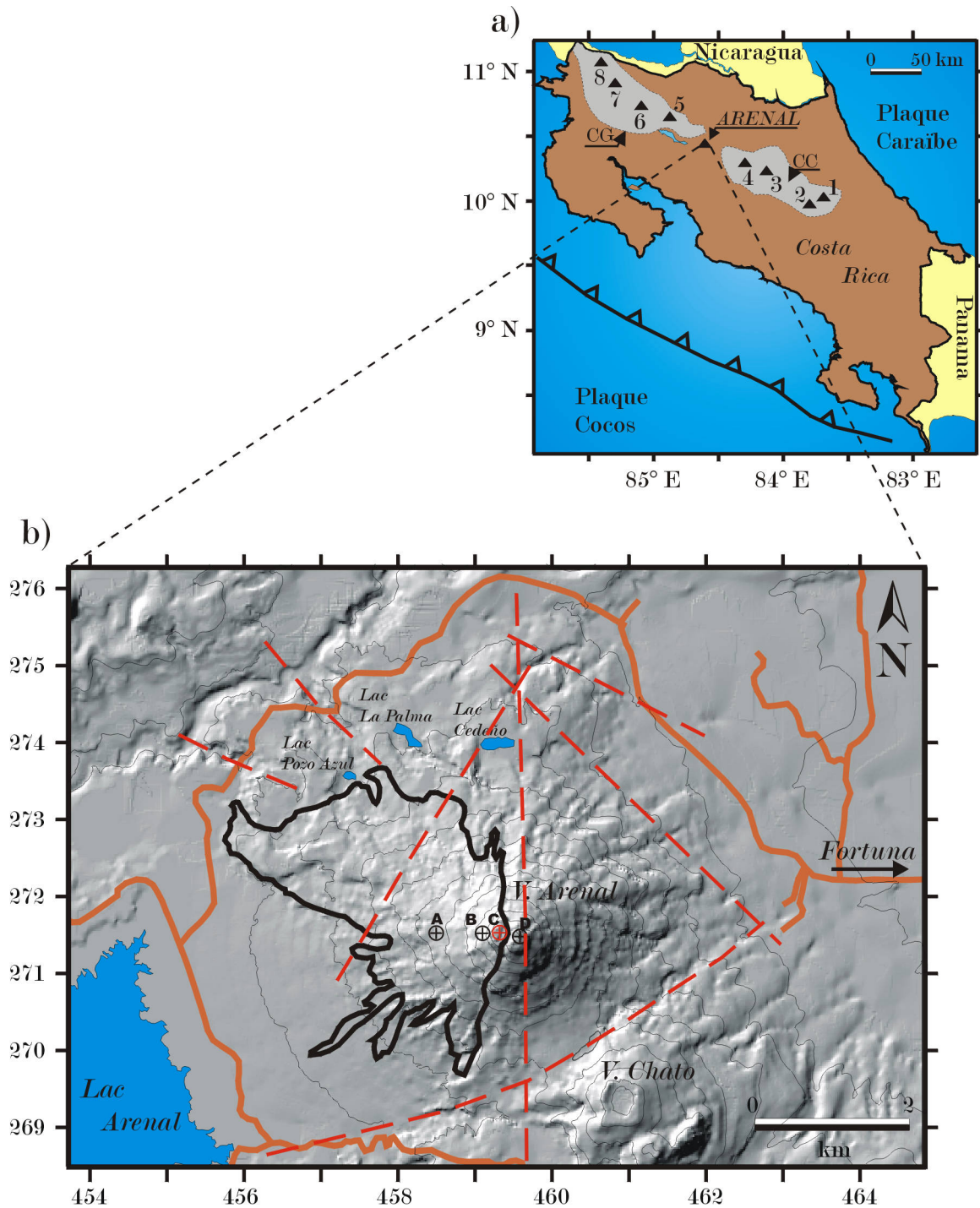


Figure 1.1. a) Localisation du volcan Arenal. CG et CC (régions en gris) indiquent les roches Quaternaires de la *Cordillera de Guanacaste* et la *Cordillera Central* respectivement. Les triangles représentent les volcans suivantes: (1) Turrialba, (2) Irazú, (3) Poás, (4) Platanar, (5) Tenorio, (6) Miravalles, (7) Rincón de la Vieja et (8) Orosi. b) Morphologie de l'Arenal. A, B, C et D sont les cratères formés lors de l'éruption de 1968. L'activité actuelle a lieu dans le cratère C marqué en rouge. La ligne noire épaisse indique le champ de coulées de lave de 1968-1996. Les lignes rouges pointillées représentent les failles (D'après Alvarado, 2003) et les lignes brunes, les routes. Les lignes noires minces sont les courbes de niveaux.

Toute la séquence est couverte de façon discordante par la Formation Andésites Monteverde (Pliocène Supérieur) constituée par des coulées de lave andésitique et des ignimbrites rhyodacitiques riches en K (Kusssmaul, 1987, Alvarado et al., 1988, Guillot et al., 1994). Les dépôts alluviaux et des lahars sont localement interstratifiés avec les coulées de lave et les dépôts récents de téphras.

Sur le plan structural, l'Arenal est situé sur un graben, délimité par des failles nord-ouest - sud-est, et en même temps sur un système de fractures nord-sud. Le long de ce dernier l'activité volcanique a migré depuis de structures situées au sud, au Chato et finalement jusqu'à l'Arenal (Alvarado et al., 1988).

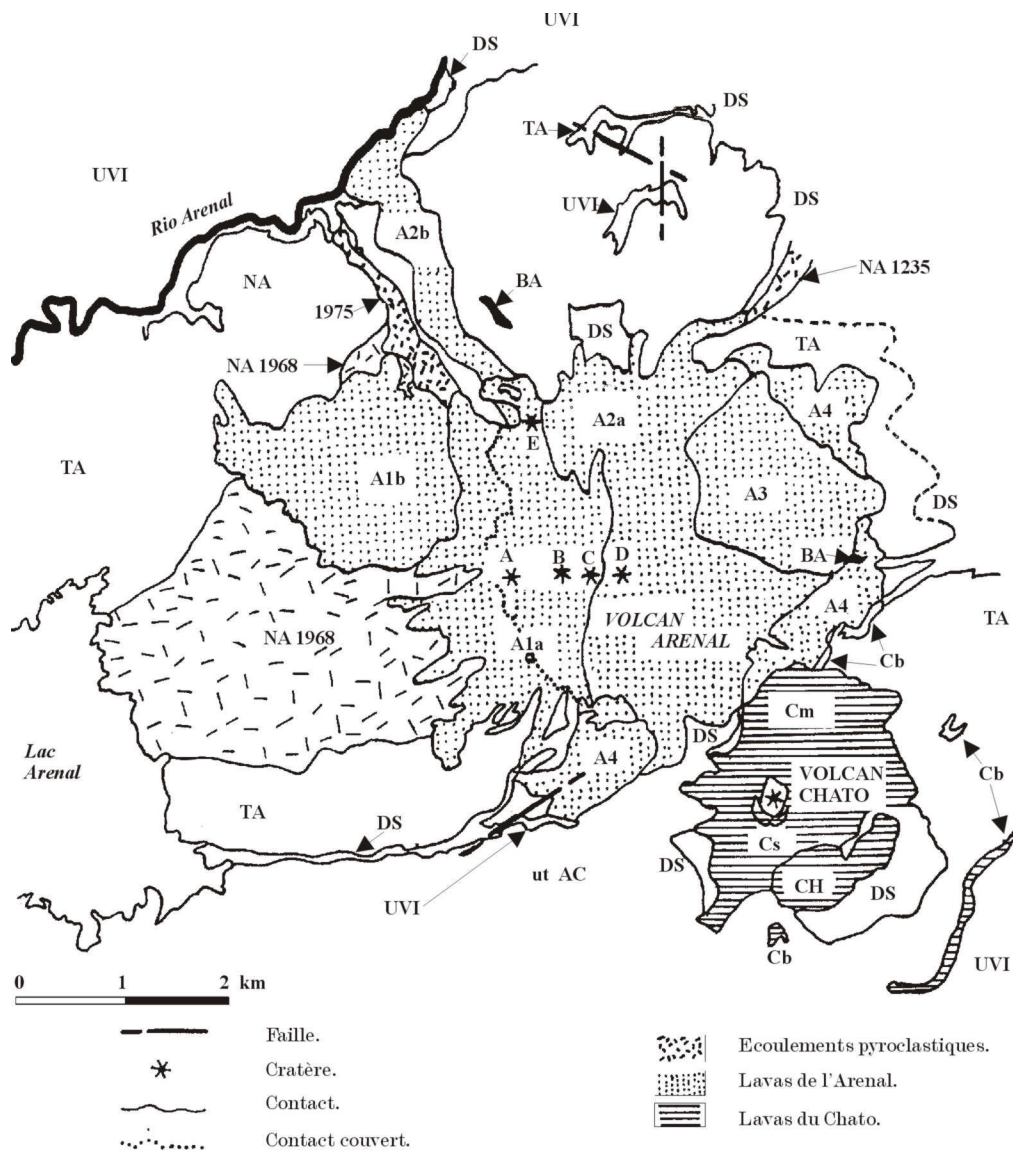


Figure 1.2. Carte géologique simplifiée de l'Arenal et du Chato (D'après Borgia et al., 1988). UVI: Roches du Plio-Pleistocène. Cl, Cm, Cs: Laves inférieures, intermédiaires et supérieures du Chato. BA, LA, A1, A2, A3, A4: Laves de l'Arenal. CH: Dômes Chatito et La Espina. utAC: Téphras de l'Arenal et du Chato. TA: Téphras de l'Arenal. DS: Dépôts épilastiques. NA 1968: Dépôts de 1968.

1.1.3. Histoire éruptive

Les premiers pas vers une reconstitution chronologique de l'activité de l'Arenal ont été effectués par Malavassi (1979), Melson (1982, 1984), Chiesa (1987a et b) et Borgia et al. (1988). A partir de ces études, et en réalisant une cartographie et une datation exhaustive des produits éruptifs, Ghigliotti et al. (1992) et Soto et al. (1998a) ont établi une téphrostratigraphie détaillée de l'Arenal (tableau 1.1 et figure 1.3).

Tableau 1.1. Chronostratigraphie du volcan Arenal (Modifiée de Ghigliotti et al., 1992 et Soto et al., 1998a).

Années	Période		Age ^{14}C (a.P. *)	Age calibré (a.P.)	Age relatif approximatif (années)
	Eruptive	Effusive			
2002					
		A1			1968-présent 1968 A.D.
	ET-1	A2			Post-1525, pre-1800 A.D.
	UN-10		1525 \pm 20		1550 A.D.
	ET-2		1362 \pm 20		1400 A.D.
	ET-3		1080 \pm 50, 1200 \pm 500		1100 A.D.
	ET-4				~1100 A.D.
1000					
	ET-5				~ 800 A.D.
	ET-6				?
		A3			?
	ET-7		1400 \pm 110	1300 +110-90	650 A.D.
	ET-8M				?
	ET-8B		1620 \pm 110	1520 \pm 160	430 A.D.
0					
	ET-9N		2140 \pm 80, 2170	2120 +180-120	170 A.C.
	ET-9A				?
	ET-9B		2280 \pm 90	2330 +20-180	380 A.C.
		A4			> 380 A.C.
-1000					
	ET-9		2895 \pm 145 3025 \pm 150 3320 \pm 215	2990 +250-170 3210 +170-250 3490 +340-150	1200 A.C.
	ET10-ET11				?
	Dernière du Chato		3460 \pm 70 3500 \pm 50 3510 \pm 120	3700 +130-70 3730 +90-40 3730 +190-100	1700 A.C.
-2000					
	Infra ET-9		4030 \pm 150	4470 +350-180	2400 A.C.
	ET12-ET16				?
	SFB		6150 \pm 120	7010 +170-130	5000 A.C.

Note: a.P. = avant Présent (année de départ vers le passé est 1950); SPB = Secuencia Freatomagmatica Basal (Séquence Phréato-magmatique Inférieure).

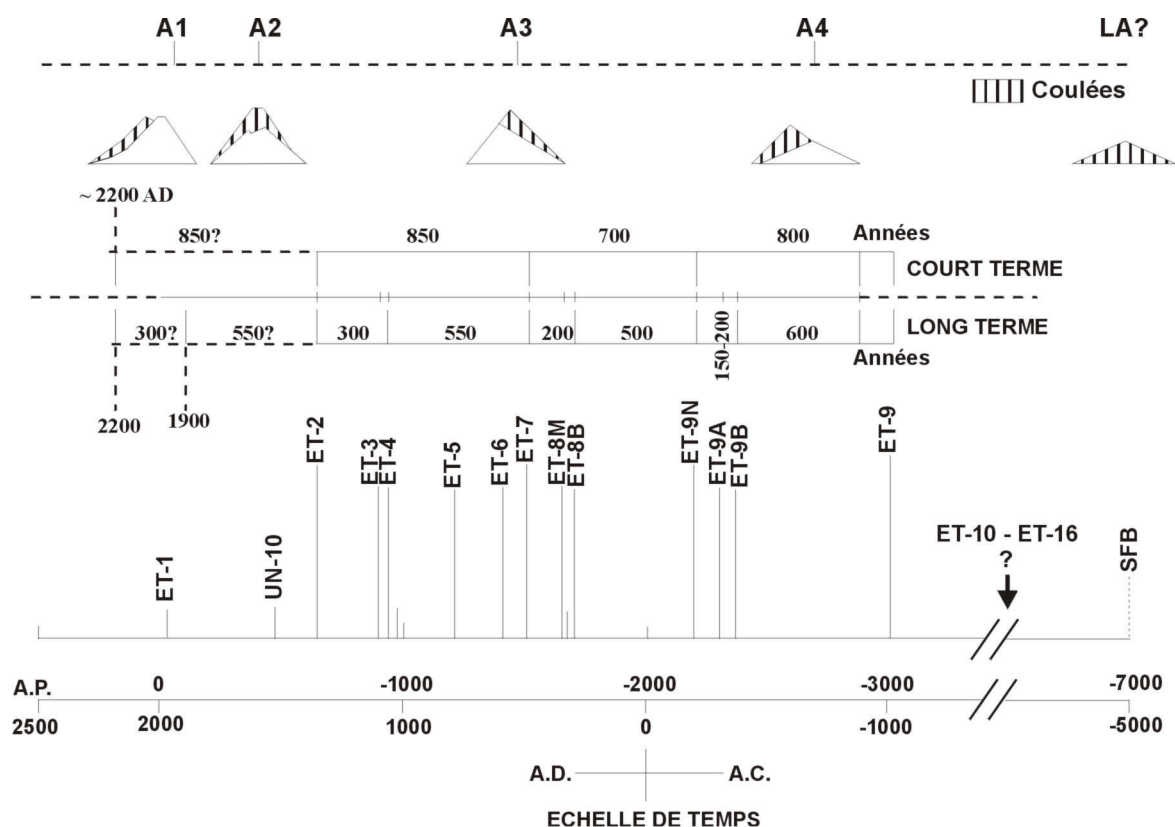


Figure 1.3. Cycles éruptifs de l'Arenal. Modifiée de Ghigliotti et al. (1992) et Soto et al., (1998). Les schémas (cônes) indiquent le flanc affecté par le cycle effusif (A1 - A4). (Voir tableau 1.1)

L'activité de l'Arenal est marquée par une alternance des périodes effusives et explosives. Selon Ghigliotti et al. (1992), l'Arenal a produit quatre éruptions dacitiques de type pliniennes et subpliniennes qui ont généré des écoulements pyroclastiques importants (ET-2, 7, 9N, 9). Elles sont séparées en moyenne de 800 années. Trois d'entre elles ont été précédées par des événements explosifs chimiquement plus basiques et qui ont lieu environ 300 années avant. Il y a eu aussi des éruptions stromboliennes violentes soutenues pendant une période considérable, comme c'est le cas de ET3, et des éruptions de type peléen comme l'éruption de 1968 (ET1). Les cycles effusifs succèdent généralement aux éruptions pliniennes et subpliniennes destructrices (A4 succède à ET-9, A3 à ET-7, A2 à ET-2 et A1 à ET-1). Du point de vue pétrologique, les coulées de lave sont des andésites-basaltiques pauvres en K et sont divisées en trois groupes selon la teneur en Al (riches, intermédiaires et pauvres) lesquels sont alternés durant le développement du cône.

Borgia et al. (1988) ont déterminé que, même si à l'Arenal les produits éruptifs ont été émis à partir d'un cratère central, sa distribution était asymétrique. Ils suggèrent qu'avant la formation du volcan, le gradient topographique régional était orienté vers le nord-est. Par conséquent, durant la première éruption la plupart des produits ont été déposés vers cette direction. Les coulées de lave ont été émises vers l'est en renforçant ce côté de l'édifice. Les éruptions pliniennes suivantes ont commencé sur le flanc ouest puisque celui-ci était plus faible. Durant la première phase des éruptions, les téphras et les coulées de lave se sont déposés vers l'ouest. Cependant, quand le nouveau cratère dépassait la hauteur du sommet, les coulées descendaient à nouveau vers le nord-est en suivant le gradient topographique local et en renforçant à chaque reprise ce flanc de l'édifice. Le cycle éruptif actuel a commencé sur le

flanc ouest du volcan et les téphras continuent à se déposer de ce côté ainsi que les coulées de lave, contrairement aux cycles précédents. Borgia et al. (1988) suggèrent que le volume et la pression du magma sont insuffisantes pour élever le centre d'émission au-dessus du cratère D.

Le volcan Chato présente une distribution asymétrique similaire à celle de l'Arenal. Cependant, sa dernière période éruptive a été marquée par des explosions phréato-magmatiques accompagnées par l'effondrement du sommet donnant comme résultat la forme actuelle de l'édifice (Borgia et al., 1988).

1.1.4. Le réveil du volcan Arenal le 29 juillet 1968...

Avant 1968, le volcan était considéré comme éteint puisqu'il n'y avait aucune trace d'activité historique. Cependant en 1937, des solfatares ont été découvertes au sommet du volcan. En 1962, un essaim de séismes été ressenti par la population. Cependant les épencentres étant inconnus, il est impossible de savoir s'il y a un rapport avec l'éruption qui aurait lieu quelques années plus tard. En 1967 une augmentation de la température dans les eaux de deux rivières, Río Tabacón et Fuente Doris a été remarquée (Alvarado et al., 1988).

En avril 1968, de nouveaux séismes ont eu lieu, puis 10 heures avant l'éruption, une intense activité sismique a été ressentie dans les villages proches du volcan. Avant le déclenchement de l'éruption, l'activité sismique cesse soudainement (Matumoto 1968, 1976). A 7:30 (13:30 UTM) le 29 juillet 1968, l'éruption commence et se poursuit jusqu'au 31 juillet à 13:10 p.m. A ce moment, il avait déjà dévasté environ 15 km² et tué 78 personnes (Melson & Sáenz, 1968, 1973; Fudali & Melson, 1972). Au total environ 250 km² ont été affectés. Pendant cette période, trois nouveaux cratères se sont formés sur le flanc ouest du volcan. L'éruption a commencé par le cratère A, le plus grand formé entre 1000 et 1100 m d'altitude. Puis elle a continué par le cratère B formé entre 1320 et 1460 m d'altitude et a fini par le cratère C à environ 1600 m. La plupart des produits de l'éruption venaient du cratère A, depuis lequel les blocs les plus gros (jusqu'à 10 m de diamètre) ont atteint 5.5 km de distance en créant des cratères d'impact de 25 m de diamètre et 4 m de profondeur (Melson & Sáenz, 1968; Sáenz, 1977). Entre le 31 juillet à 13:10 p.m. et le 14 septembre le volcan cesse son activité explosive produisant seulement du dégazage à partir de fumerolles et des émissions de cendre. Du 14 au 19 septembre, quelques petites éruptions ont lieu puis une coulée de lave épaisse a commencé à sortir du cratère A et a continué jusqu'en 1973.

1.1.5. Activité volcanique à partir de 1974

D'octobre 1973 au 1^{er} avril 1974, il n'y a aucune observation d'effusion de magma (Hantke, 1976). Après cette date, une coulée de lave a commencé à sortir vers l'ouest depuis le cratère C. Ce déplacement de l'activité du cratère A au cratère C est marqué par une diminution du taux d'effusion de magma. Entre 1968 et 1973 le taux d'effusion avait diminué de 2-3 m³ s⁻¹ à environ 1 m³ s⁻¹. Lors du transfert de l'activité vers le cratère C en 1974, le taux a diminué jusqu'à 0.3 m³ s⁻¹ restant presque constante jusqu'à présent (Wadge, 1983; Soto & Arias, 1998).

Au début de 1980, le cratère C présentait une forme circulaire et était rempli par un lac de lave andésitique-basaltique très visqueuse (ν de l'ordre de 10⁸ poises). La lave provenant de l'intérieur du conduit formait une sorte de dôme convexe qui s'écoulait par les flancs ouest et sud-ouest. L'effusion pouvait avoir lieu au sommet du conduit ou bien à un niveau inférieur quand la partie terminale du conduit s'est fracturée. Le dégazage avait lieu de façon rythmique le long du bord du cratère et en dessous de la surface du lac par la coalescence des bulles qui

explosaient ensuite. La lave est émise à une température d'environ 1100 - 1150 °C. A la sortie elle présente une structure type AA (surface épineuse et coupante) puis au fur et à mesure qu'elle s'éloigne du cratère, elle atteint des pentes raides où elle se fracture et se transforme en structure à blocs (Cigolini et al., 1984; photo 1.1).



Photo 1.1. Effondrement d'un front de coulée de lave vers le Nord du volcan (Cliché: Koki).

En 1984, l'Arenal débute une phase explosive de type strombolienne qui continue jusqu'à aujourd'hui. Les explosions forment des panaches de 0.5 - 2 km de hauteur en moyenne qui sont dispersés vers l'ouest par les vents dominants. Les cendres juvéniles sont des fragments très vésiculeux, quelques-uns avec des fractures de refroidissement, et des cristaux (plagioclases, pyroxènes, entre autres) plus ou moins idiomorphiques avec des traces d'oxydes métalliques et de verre volcanique. L'absence de fractures d'hydratation et la morphologie des cendres confirment que les explosions sont dues à l'expansion de gaz magmatique (typiquement strombolienne) et qu'il n'y a pas d'interaction de l'eau avec le magma (Dellino & Alvarado, 1992). Même si le volcan est passé à une phase explosive, le lac de lave existe encore ainsi que l'écoulement de lave depuis celui-ci (Alvarado & Soto, 2002).

L'effondrement des panaches stromboliens ou des fronts de coulées de lave produit fréquemment des écoulements pyroclastiques qui ne dépassent généralement pas 1 km de longueur (Alvarado & Arroyo, 2000; photo 1.2). Toutefois, il y a eu des écoulements de plus de 2 km de longueur formés par l'effondrement gravitaire d'une partie du sommet suivi du vidage du lac de lave. Ce type d'écoulement a été défini comme le "type Arenal" par Alvarado & Soto (2002). Le plus important jusqu'à présent a eu lieu le 23 août 1993. Il a été précédé par la fracturation du nord-ouest du sommet et une activité fumerollienne intense, ainsi que par l'effondrement de certaines parties qui étaient déjà très fracturées. A 21:00 heures (TL) l'écoulement principal a commencé, accompagné d'un bruit de jet. Lors de l'effondrement une structure en fer à cheval d'environ 80 m de profondeur a été formée et la lave a commencé à s'écouler vers le nord-ouest. Le premier jour la coulée a atteint 1000 m de longueur puis début septembre la vitesse a diminué à 100 m/jour. Après celui d'août 1993, trois autres écoulements similaires ont eu lieu à l'Arenal. Leurs caractéristiques de chacun sont résumées dans le tableau 1.2.



Photo 1.2. Écoulement pyroclastique du 23 août 2000 (Cliché: Koki).

Tableau 1.2. Comparaison des écoulements pyroclastiques de "type Arenal" (modifié de Alvarado & Soto, 2002).

Paramètre	17-21 juin 1975	28 août 1993	5 mai 1998	23 août 2000	24-26 mars 2001
Composantes	Polytexturale: Bombes avec une surface de type croûte de pain et forme de chou-fleur	Polytexturale: Bombes avec une surface de type croûte de pain et forme de chou-fleur	Presque mono-texturale: blocs et cendres et rares bombes avec une surface de type croûte de pain et forme de chou-fleur	Presque mono-texturale: blocs et cendres et rares bombes avec une surface de type croûte de pain et forme de chou-fleur	Polytexturale: Bombes avec une surface de type croûte de pain et forme de chou-fleur
Longueur (m)	3600	3200	2000	2350	2000
Volume (m³)	>2 x 10 ⁶	2,2 ± 0,8 x 10 ⁶	5-1 x 10 ⁵	2 x 10 ⁶	0.24 x 10 ⁶
Nombre d'écoulements	>8	1	23	27	24
Vitesse maximale (m/s)	?	>11-18	>17	33	?
Température des fragments juvéniles (°C)	~1000	~1000	>800	>800	>800
Température du "ash cloud surge" (°C)	?	90-150	?	~100	~100
Coulée de laves après-écoulement	700 m le premier jour. 30 m/jour 8-9 jours après	1000 m le premier jour. 100 m/jour 4 jours après	200 m le premier jour. 100 m/jour 4 jours après	500 m en 4 jours. 125 m/jour	500 m en 2 jours. 100 m/jour
Sismicité (type-A)	4-5 mois avant	3-4 mois avant	Pas de séismes	2.5 mois avant	3 mois avant

1.1.6. Les sources de magma de l'Arenal à partir de 1968

Les analyses pétrologiques de Reagan et al. (1987) et Cigolini (1998) suggèrent qu'avant l'éruption de 1968 le magma était stocké dans une chambre localisée dans la croûte profonde (~ 23 km). Le magma était répartie en trois couches andésitiques, avec une couche supérieure plus riche en silice et une couche inférieure moins différenciée. Lors d'une intrusion de nouveau magma (type HAB ou basaltes avec un haut contenu d'aluminium) dans la chambre, l'éruption est déclenchée et le magma de la couche supérieure est évacué formant les coulées de lave de 1968. La température de cristallisation était d'environ 1000°C au moins jusqu'en 1970. Les laves émises après 1970 présentaient une température de cristallisation plus élevée (1050°-1100°C). L'émission de lave entre 1970 et 1980 comprennent des périodes de mélange entre les couches de magma préexistant dans la chambre et le nouveau magma. Les laves après 1982 correspondent à une phase finale de système ouvert dont le magma original fût complètement évacué et substitué par le nouveau.

Cigolini et Kudo (1987) ont décrit les inclusions trouvées dans les laves de l'Arenal et qui comprennent des grabbros d'olivine, des anorthosites, des pyroxénites et des tonalites. Ils ont observé que ceux-ci avaient subi des déformations en profondeur. Ils ont estimé que la température des enclaves était inférieure à celle des laves, ce qui indique qu'il s'agit de xénolites, c'est-à-dire des contaminants exotiques mobilisés en profondeur et assimilés par les laves probablement aux niveaux supérieurs. Ils en concluent l'existence d'une croûte inférieure au nord du Costa Rica formée à une pression entre 6 et 9.5 kbar, correspondant à des profondeurs entre 24 et 32 km en dessous du Moho.

Beard & Borgia (1989) ont travaillé sur les enclaves de gabbro. Ils concluent que les enclaves ont cristallisé à des profondeurs crustales intermédiaires à supérieures. Ceux-ci indiquent aussi que les magmas sont passé par une phase de cristallisation pré-éruptive et ont subi une évolution passant d'une composition basaltique hydratée aux andésites-basaltiques peu hydratées qui caractérisent l'éruption actuelle.

Sachs & Alvarado (1996) ont étudié les xénolites de granulites présentes dans les téphras de l'Arenal. Ceux-ci sont l'évidence qu'en dessous de l'Arenal il y a une croûte inférieure maphique et que, par conséquent, les magmas de l'Arenal proviendraient d'une profondeur d'environ 30 km.

1.2. Les études sismologiques à l'Arenal: état de l'art et perspectives

1.2.1. Travaux antérieurs

La première étude sismologique à l'Arenal a été réalisée par Matumoto (1968). Minamaki et al. (1969) ont déployé à partir du 27 août 1968 et pendant un mois un réseau tripartite de sismomètres verticaux à l'est du volcan dont le plus proche se trouvait à 3.3 km du sommet. En suivant la classification de Minamaki et al. (1960), ils ont déterminé trois types de signaux sismiques: (1) type A ou volcano-tectoniques avec des phases d'ondes P et S claires, (2) type B ou séismes volcaniques avec l'énergie concentrée dans les basses fréquences et l'absence de phase d'onde S et (3) trémor volcanique. Les séismes type A ont été localisées dans le flanc sud-est du volcan Chato mais vu que l'instrumentation était très limitée, la profondeur reste incertaine.

Matumoto (1976) a étudié la sismicité entre avril 1975 et juin 1975. Il a observé que le nombre de séismes volcaniques et des trémors ont augmenté avant l'explosion du 17 - 21 juin 1975. D'après lui, les trémors peuvent être de deux types selon le contenu fréquentiel: (1)

basses fréquences liés à l'oscillation de la colonne magmatique dans le conduit, (2) hautes fréquences dû à l'augmentation de l'émission de vapeur ou à l'extrusion de lave à blocs.

Alvarado & Barquero (1987) décrivent les séismes explosifs (E) et les divisent en deux groupes E_A et E_C , dont les premiers se distinguent par une onde acoustique qui arrive (T_a) en général ~ 8 s après l'arrivée de l'onde P (T_p). La différence $T_a - T_p$ a été utilisée par ces auteurs pour localiser les explosions. En partant d'une vitesse de remonté de magma du 44 m/s, ils ont estimé que la profondeur des explosions était entre 60-100 m en dessous du cratère actif. D'autre part, ils décrivent trois types de trémor en fonction du contenu fréquentiel: T_H ($f > 3$ Hz), T_I ($1 < f < 3$ Hz) et T_L ($f < 0.5$ Hz). Ils proposent des sources variées pour les trémors. Les T_H sont des bruits sismiques associés aux avalanches volcaniques et à la chute de rochers, alors que les T_I sont liés aux résonances de conduits, à la fracturation et injection de magma ou le dégazage. Les T_L sont associées à la résonance de la chambre magmatique ou du conduit magmatique.

Alvarado et al. (1988) observent que les trémors T_L comprennent deux bandes de fréquence faisant la distinction entre trémors T_{L1} (0.3 - 3.3 Hz) et T_{L2} (0.5 - 0.52). Ils proposent que les T_{L1} sont produits par l'oscillation de la colonne magmatique dans le conduit alors que les T_{L2} sont plutôt liés à une chambre magmatique localisée à environ 2 km de profondeur.

Morales et al. (1988) ont réalisé un étude spectrale des signaux de l'Arenal. Ils ont observé que l'énergie des signaux était concentrée entre 1 et 4 Hz. Quelques fréquences secondaires ont été observées entre 5 et 15 Hz.

Melson (1989) et Barboza and Melson (1990) proposent une classification basée sur la corrélation entre les séismes et les sons audibles. Ils ont défini quatre types de signaux: (1) les explosions avec un niveau sonore intense (jusqu'à 125 dB); (2) les souffles ("*whooses*"), signaux de longue durée (plusieurs dizaines de secondes) avec de l'énergie entre 2 et 7 Hz et dont la coda est souvent harmonique; (3) les séismes de train à vapeur ("*chugs*") associés à des émissions rythmiques de gaz (3 Hz); (4) le trémor. Ils proposent un modèle qualitatif qui met en rapport les signaux avec l'état du conduit (degré de fermeture ou d'ouverture). Quand il n'y a pas d'explosions, la partie supérieure du conduit se refroidit et se ferme. Les fortes explosions détruisent le "bouchon" et laisse le conduit libre au dégazage rythmique qui génèrent les sons de locomotive. Les "souffles" sont liés aux explosions de longue durée.

Barquero et al. (1992) ont défini une nouvelle série de séismes explosifs suivis dans la coda par un trémor harmonique. Il y en a trois types en fonction de fréquence du trémor: E_H ($E + T_H$ coda), E_I ($E + T_I$ coda) et E_L ($E + T_L$ coda).

Métaxian et al., (1996) observent des pics spectraux dominants à 0.65, 0.85 et 1.35 Hz pour les explosions et les trémors. Ils proposent que des cavités remplies de magma, gaz ou des fluides hydrothermaux entrent en résonance aux fréquences observées. Ils estiment aussi une vitesse d'onde P minimal de 1300 m/s en se basant sur la différence des temps d'arrivée de l'onde P et de l'onde acoustique des séismes explosifs.

A l'aide d'enregistrements digitaux Alvarado et al., (1997) ont localisé les séismes type E légèrement vers le nord du sommet. Ils déterminent deux types de trémor: harmonique et spasmodique. Le premier étant un signal dont le spectre est caractérisé par des pics également espacés et le deuxième avec un spectre plus large. Pour le trémor harmonique, ils observent différentes fréquences pour le mode fondamental: 1,4-2,5; 1,8-1,9; 2,0-2,1 et 2,1 avec des harmoniques à 2,7-5,0 et 4,1-7,6 Hz. Ils suggèrent que les pics peuvent être produits par la résonance du conduit magmatique selon le modèle de Chouet (1985) du tuyau d'orgue ("*buried magmatic pipe*"). La variation du mode fondamental serait liée aux conditions aux frontières du résonateur. La frontière inférieure serait la zone de formation de bulles due à la

séparation du gaz du magma alors que la partie supérieure est le lac de lave. Quand le lac se refroidit, une croûte ("bouchon") se forme et la frontière est fermée. Lorsque les explosions détruisent la croûte, la frontière devient ouverte. Dans le cas du trémor spasmodique, la source est liée au mouvement de magma perturbé par des variations de la fraction gazeuse, turbulences dues à l'existence d'aspérités dans les parois du conduit ou bien à la morphologie du conduit.

Benoit & McNutt (1997), utilisant un capteur large bande à 3 composantes en deux sites à 2.3 et 2.8 km du sommet pendant deux semaines et à partir d'analyses temps-fréquence, ont observé des fluctuations dans les paramètres spectraux et de polarisation de plusieurs signaux de type "souffles".

Soto et al., (1998b) proposent que l'oscillation de la colonne de magma riche en gaz est la source du trémor harmonique alors que le dégazage du magma produirait le trémor spasmodique.

Mora (1998) a étudié les caractéristiques spectrales du trémor harmonique de l'Arenal. Il a observé que le trémor présente un mode fondamental centrée à 0.9 Hz suivi par des plusieurs harmoniques. A différentes échelles de temps les fréquences de ces pics varient en gardant leur proportionnalité.

Hagerty et al. (1997, 2000) présentent les résultats de l'analyse de signaux sismiques enregistrés par le premier réseau large bande déployée sur l'Arenal. Les signaux longue période (LP) associés aux explosions ont été localisés dans une zone de l'édifice volcanique décalée de quelques centaines de mètres vers le sud-est du cratère actif. La forme d'onde de ceux-ci est identique au cours du temps sur une station déterminée ce qui met en évidence un processus très répétitif avec une localisation qui ne varie pas appréciablement. Ils ont observé que le trémor harmonique contient des pics régulièrement espacés (0.9, 1.8, 2.7, 3.6, 4.5, 5.4, 6.3, et 7.1 Hz) qui fluctuent en fonction du temps. Parfois aussi l'amplitude des pics d'ordre pair diminue par rapport à celles de modes impairs. Quelques fois, c'est l'inverse. A partir des mouvements de particule, ils suggèrent que le trémor soit composé d'une combinaison d'ondes SV et SH. Contrairement aux travaux précédents, ils suggèrent que le trémor harmonique ne peut pas être expliqué par un modèle simple de tuyau d'orgue et proposent un modèle basé sur l'excitation non-linéaire des parois d'un conduit entre deux réservoirs (Julian, 1994).

Métaxian et al., (2002) ont localisé la source des séismes explosifs ou de longue période et du trémor. A l'aide de plusieurs antennes tripartites déployées autour du volcan et d'une approche probabiliste, ils ont déterminé une zone de 600 m de rayon centré sur le cratère actif dans laquelle les sources de signaux sont localisées.

1.2.2. Discussion

Les études de l'activité sismique de l'Arenal sont encore peu approfondies. Sur le plan descriptif, les classifications de signaux sont diverses, parfois détaillées, et montrent surtout la variété des signaux associés à l'activité de l'Arenal. La plupart des travaux se focalisent sur une description de la forme d'onde et du contenu fréquentiel à un instant donné sans s'occuper de l'évolution de ceux-ci au cours du temps. Pendant longtemps, les principales différences entre les études concernaient la fréquence fondamentale du trémor harmonique. Benoit & McNutt (1997) et Hagerty et al. (1997, 2000) réalisent les premières analyses temps-fréquence mettant en évidence des comportements intéressants des signaux à court terme, comme le glissement des pics du trémor harmonique aux échelles de quelques secondes jusqu'à plusieurs minutes. Ceci expliquerait les divergences dans la mesure de la fréquence fondamentale du trémor et met en évidence la nécessité de réaliser un suivi continu de cette

fréquence. A l'heure actuelle, l'évolution des signaux à l'échelle de plusieurs heures voire plusieurs jours est inconnue. Une première question se pose: y a-t-il d'autres types de comportement du trémor que ceux qui ont déjà été décrits?

Un autre aspect encore mal clarifié est la différence entre trémor spasmodique et trémor harmonique. Celle-ci a-t-elle même une réalité physique? En observant à des instants donnés, il semblerait qu'il s'agisse de deux signaux différents du point de vue fréquentiel et de la forme d'onde. Cependant, existent-ils des transitions d'un signal à l'autre ou bien chaque type forme-t-il des épisodes indépendamment l'un de l'autre?

Sur le plan de la source du trémor harmonique, de nombreux auteurs considèrent que les oscillations du conduit magmatique suivant le modèle du tuyau d'orgue (Garcés & MacNutt, 1997; Chouet, 1985) peuvent expliquer les observations. En revanche, Hagerty et al. (1997, 2001) concluent que la résonance est trop complexe pour être expliquée par l'oscillation d'un simple conduit cylindrique. Ils avancent que le modèle de Julian (1994, 2000) rendrait mieux compte des observations. Celui-ci est basé sur l'excitation non-linéaire des parois visco-élastiques d'un conduit due à l'écoulement d'un fluide incompressible. Ce modèle expliquerait les variations de la fréquence de résonance du trémor par des variations des conditions d'écoulement plutôt que par des variations des dimensions de la cavité. Hagerty et al. (1997, 2001) explorent aussi la possibilité que le trémor harmonique soit produit par une succession d'impulsions telles que des explosions de gaz visibles sur les enregistrements acoustiques. Les pics régulièrement espacés dans le spectre seraient alors un effet de Peigne de Dirac. A l'aide de signaux synthétiques, ils concluent que ce modèle n'est pas plausible car l'espacement des explosions doit être extrêmement régulier pour produire le trémor harmonique, ce qui n'est pas en accord avec les observations.

De toute évidence, il est important d'améliorer encore la connaissance des différents types de signal et d'étudier leurs comportements au cours du temps ainsi que les relations entre eux. Ceci peut nous donner une idée du comportement global du système, avant de commencer l'étude et la modélisation des processus physiques dans les sources de signaux, en fonction de la dynamique éruptive.

Sur le plan de la localisation des sources, trois méthodes ont été exploitées. La première basée sur la différence de temps d'arrivée de l'onde P et de l'onde acoustique (Alvarado & Barquero, 1987; Alvarado et al., 1997). Une deuxième méthode a été proposée par Hagerty (1998) et Hargerty et al. (2000). Ils ont sélectionné une explosion avec une phase d'onde P claire et l'ont utilisée comme signal de référence pour améliorer l'estimation du temps d'arrivée de l'onde P sur un groupe d'explosions enregistrées sur l'ensemble du réseau. Ils ont ensuite calculé la moyenne de ce temps sur chaque station et finalement ont déterminé l'hypocentre de la source. La troisième est basée sur la triangulation sismique (Métaxian et al., 2003). Les résultats des trois méthodes montrent que les sources des signaux explosifs sont situées dans l'édifice volcanique, mais la dernière est la plus efficace pour identifier une zone épiscopale centrée sur le cratère actif. Seule la triangulation sismique est capable de localiser les sources de trémors et des séismes longue-période. La profondeur des sources est encore inconnue car on a besoin de connaître la structure en vitesse pour l'estimer (Métaxian et al., 2003). Toutefois, la structure de l'Arenal est aussi largement inconnue, les seules informations disponibles provenant de Alvarado et Leandro (1999) qui ont sondé la structure superficielle des flancs Est et Ouest du volcan par des profils de sismique réfraction.

1.3. Données disponibles

En 1974, la surveillance du volcan Arenal devient une tâche fondamentale dans les activités de l'*Instituto Costarricense de Electricidad* (ICE) due à la construction du barrage hydroélectrique à proximité du volcan. Il a créé la *Sección de Sismología y Vulcanología* puis le premier observatoire sismologique et volcanologique du Costa Rica, l'*Observatorio Sismologico y Vulcanologico de Arenal y Miravalles, (OSIVAM)*. Depuis, une importante quantité de données géologiques, géophysiques et géochimiques ont été obtenues. Toutefois seule une partie de ces données a été utilisée, les autres restant encore une grande partie à l'état brut et dispersées dans les archives de l'ICE. Les données déjà exploitées ne comprennent que des périodes de courte durée, aucune étude intégrant toute l'information n'ayant menée afin de comprendre l'activité de l'Arenal à long terme. Nous nous sommes intéressés par conséquent à cet aspect. Pour ce travail nous avons compilé toute l'information disponible puis nous l'avons regroupée sous la forme d'une base de données facilement accessible.

Sur le plan sismologique, nous avons exploité des données obtenues pendant des expériences réalisées entre le 31 janvier et le 10 février 1997 sur l'Arenal, dans le cadre du Programme Régional pour la Prévention du Risque Volcanique en Amérique Centrale (PREVO-MAE). Elles ont été financés aussi par le Programme National de Recherche sur la Prévision des Risques Naturels (PNRN-INSU), le Centre de Recherches Volcanologiques (CRV-CNRS), l'Université de Savoie et l'Institut de Recherche pour le Développement. Au Costa Rica l'étude a compté avec le support de l'Institute Costaricien d'Electricité (ICE) et de l'Université du Costa Rica (UCR).

Nous avons déployé 14 stations trois composantes en suivant différentes configurations (Figure 1.4): (1) une antenne à 3.5 km à l'ouest du cratère actif en forme de L , de 400 m de côté; (2) deux réseaux linéaires de 1.9 km et 2.9 km de long, déployés à l'est et à l'ouest du volcan respectivement, dont le premier été composé de 8 stations et le deuxième de 14 stations; (3) un réseau de 5 antennes triangulaires de 60 m de côté déployé autour du volcan; (4) deux antennes semi-circulaires de 60 m de rayon et composées de 8 stations chacune, déployées à 3.5 km au nord-est et à 4.2 km à l'ouest du cratère; (5) une station de large bande installée 1.8 km à l'ouest du volcan et qui a enregistré en continu pendant toute l'expérience. L'expérience a été complétée ultérieurement par deux profils de sismique réfraction réalisés par l'ICE au début 1999 (Leandro & Alvarado, 1999) sur les flancs est et ouest du volcan, suivant la trace des deux réseaux linéaires.

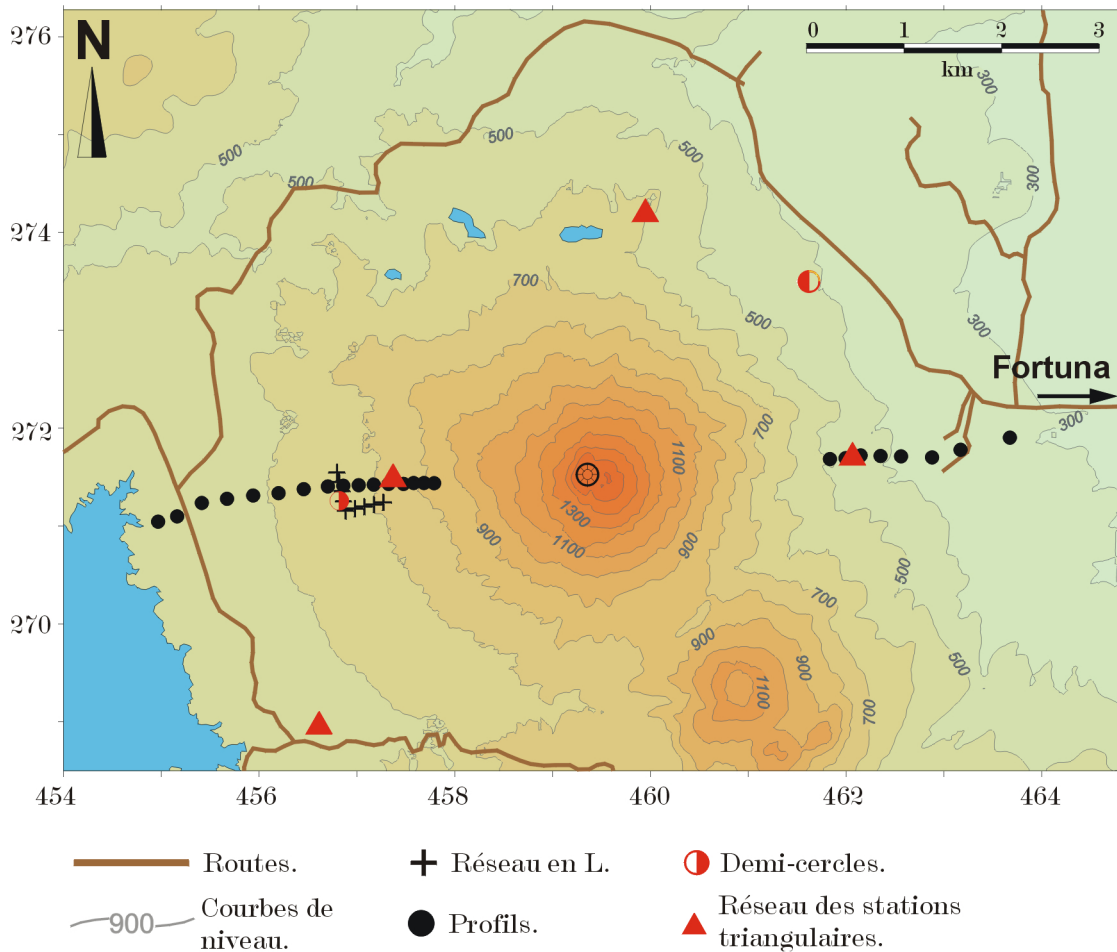


Figure 1.4. Localisation des antennes sismiques de la campagne sismique de 1997.

1.4. Objectifs et plan de la thèse

L'étude géophysique de l'Arenal en est à ses débuts et de nombreuses questions intéressantes restent sans réponse. A l'aide d'outils méthodologiques récents, nous abordons certaines d'entre elles qui sont à notre avis essentielles pour la connaissance géophysique du volcan.

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude de l'activité volcanique de l'Arenal entre 1986 et 2000 à partir des données obtenues par le système de surveillance. Nous décrivons la constitution de la base de données, l'analyse de chaque groupe de données et la recherche de corrélations entre les paramètres. Simultanément, nous proposons une analyse critique du système de surveillance et quelques améliorations de celui-ci.

Dans le troisième chapitre, nous étudions les effets site sur les signaux sismiques en utilisant la méthode des rapports spectraux H/V (Nakamura, 1989). Nous caractériserons les perturbations provoquées par la structure superficielle sur les signaux et nous montrons comment celles-ci constituent un facteur important à prendre en compte au moment d'interpréter les observations. Nous faisons aussi une analyse comparative avec volcan Masaya.

Dans le quatrième chapitre, nous discutons de la réalisation et de l'interprétation d'un sondage de la structure de l'Arenal par la méthode de autocorrélation spatiale (Aki, 1957). Nous obtenons d'abord les courbes de dispersion des ondes de surface puis en déduisons la structure de vitesses des ondes P et S.

Dans le cinquième chapitre, nous caractérisons la sismicité de l'Arenal par plusieurs approches. Sur une période courte et en utilisant des données de large bande et de haute qualité, nous décrivons le comportement de la sismicité dans le domaine fréquentiel. Nous ne chercherons pas à modéliser la source, mais essayer de trouver des informations pour mieux comprendre le système de l'Arenal, afin d'avoir suffisamment d'éléments pour, dans le futur, réaliser cette tâche.

L'intégration des résultats ainsi que les conclusions générales sont regroupées dans le sixième chapitre sous la forme de discussion.

Suivi de l'activité éruptive du volcan Arenal de 1986 à 2000

2.1. Introduction

Depuis le début, en 1974, de la surveillance du volcan Arenal par l'*Instituto Costarricense de Electricidad* (ICE), avec la création de la *Sección de Sismología y Vulcanología* et du premier observatoire sismologique et volcanologique du Costa Rica (*Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles, OSIVAM*), une importante quantité des données géologiques, géophysiques et géochimiques a été obtenue. D'autre part, de nombreuses publications (locales et internationales) et rapports techniques concernant différents aspects géologiques et du dynamisme éruptif ont été réalisés. Cependant, l'utilisation de l'information produite par l'OSIVAM a été toujours focalisée sur l'étude de périodes de courte durée. Par conséquent, à l'heure actuelle, l'évolution de l'activité de l'Arenal à long terme ainsi que l'efficacité de chacune des méthodes de surveillance sont mal connues.

Afin de placer les observations sismologiques dans le cadre de la connaissance du dynamisme éruptif, nous avons réalisé un travail le plus exhaustif possible, de compilation de l'information obtenue par l'OSIVAM et/ou publiée dans la littérature volcanologique. Nous avons regroupé cette information de façon cohérente pour qu'elle puisse être représentée en fonction du temps. C'est la première fois, depuis que l'OSIVAM a commencé à fonctionner que ce type de travail a pu être réalisé. Cela nous a donné la possibilité de visualiser les variations de l'activité éruptive au cours du temps et de contribuer à l'évaluation du système de surveillance de l'OSIVAM afin de détecter d'éventuels problèmes et de proposer les améliorations nécessaires. Comme l'utilisation de la base de données peut être assez large, nous nous sommes focalisés sur les aspects suivants : l'étude du dynamisme éruptif et l'évaluation des performances du système de surveillance pour la détection des événements éruptifs importants.

Dans ce chapitre, nous décrivons le système de surveillance de l'OSIVAM, les méthodes utilisées et le traitement des données. Ensuite nous expliquerons comment nous avons constitué la base de données. Nous présenterons les observations obtenues et ferons une analyse préliminaire de l'évolution des paramètres mesurés en fonction de l'activité du volcan. Des améliorations du système de surveillance seront finalement proposées.

2.2. Le système de surveillance

L'*Instituto Costarricense de Electricidad* (ICE) a commencé la surveillance du volcan Arenal en 1974, sept ans après l'éruption de 1968 depuis laquelle l'activité est ininterrompue. A l'époque l'ICE avait installé les premières stations sismiques permanentes et avait construit

le centre d'enregistrement localisé à Cerro Chiripa (à proximité de la ville de Tilarán). Celui-ci a été appelé *Observatorio de Chiripa*. Cette infrastructure est devenue en 1988 l'*Observatorio Vulcanológico del Arenal* (OVA) et réalisait non seulement des observations sismiques, mais aussi des mesures de déformation et géochimiques et des observations de terrain. Sur le plan de la recherche, il est focalisé sur l'étude géologique du volcan, la reconstitution de son histoire éruptive et la cartographie des aléas liés à son activité.

En 1994 l'OVA a été rééquipé avec des nouvelles stations sismiques numériques et un nouveau bâtiment a été construit. Il a aussi pris en charge la surveillance d'un autre volcan, le Miravalles, sur lequel un projet d'exploitation géothermique est développé. L'OVA devint alors en 1994 l'*Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles* (OSIVAM).

2.2.1. Le réseau sismologique

Un réseau sismique de 6 stations déployé autour du Lac Arenal a commencé à fonctionner en mai 1974, sous la direction du Département de Géologie de l'ICE avec l'appui de l'Université de Costa Rica et du Laboratoire de Géophysique de l'Université de Texas (USA). Cinq stations formaient un cercle d'environ 35 km de diamètre autour du lac. La sixième, AR6, a été placée à proximité de l'*Observatoire de Chiripa* et a fonctionné comme station de référence jusqu'en 1985. A partir de 1986 et jusqu'à présent, AR6 est substituée par la station FOR dans le rôle de station de référence. Le réseau sismique actuel est divisé en deux sous-réseaux: le réseau de Miravalles (MIR) et le réseau de l'Arenal (ARE). Le réseau ARE, celui qui nous intéresse, est composé de 4 stations sismiques localisées autour du volcan : FOR, MAC, CAS et REY, et deux plus éloignées : BAL et CHI (Tableau 2.1). Il y a aussi trois accélérographes (AC2, AC3 et AC4) installés sur le barrage Sangregado. Les signaux sont télétransmis par radio ou modem jusqu'à l'OSIVAM (Figure 2.1).

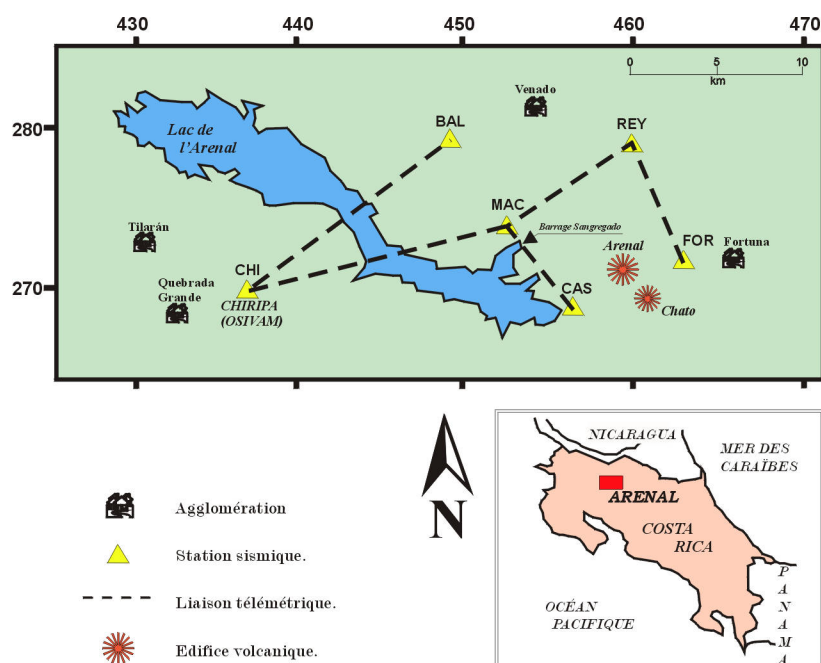


Figure 2.1. Réseau sismique digital de l'OSIVAM (sous-réseau Arenal).

Tableau 2.1. Stations sismiques du réseau du ARE.

Station	Code	Latitude N	Longitude E	Altitude m s.n.m.	Distance au cratère (km)
Macadamia	MAC	10°29,91'	84°46,03'	819	7.1
Monterrey	REY	10°31,63'	84°41,93'	600	7.1
Fortuna	FOR	10°28,30'	84°40,20'	400	3.5
Chiripa	CHI	10°26,58'	84°54,47'	1060	22.9
Balcalusia	BAL	10°31,48'	84°48,36'	820	15.7
Castillo	CAS	10°25,48'	84°44,24'	600	3.6

Chaque station est équipée d'un capteur trois composantes avec une bande passante entre 1 et 80 Hz. Le système d'enregistrement est de type MARS-88/RC avec une dynamique de 130 dB. La fréquence d'échantillonnage est de 62.2 Hz. En raison de capacités de stockage limitées l'enregistrement des données digitales se fait en mode de déclenchement contrôlé par le rapport STA/LTA. Un enregistrement continu de la station de référence (FOR) est effectué sur papier. L'analyse des enregistrements analogiques est faite de façon journalière et consiste à réaliser un comptage manuel des différents types de signaux classés en trois groupes : signaux explosifs et longue période (LP), trémor harmonique et trémor spasmodique. La routine d'analyse des signaux digitaux comprend plusieurs étapes qui dépendent du type de signal. Dans le cas des signaux explosifs et longue période (LP), l'analyse est faite avec les enregistrements de la station CAS qui est de meilleure qualité. Cette analyse est réalisée selon le diagramme de la figure 2.2.

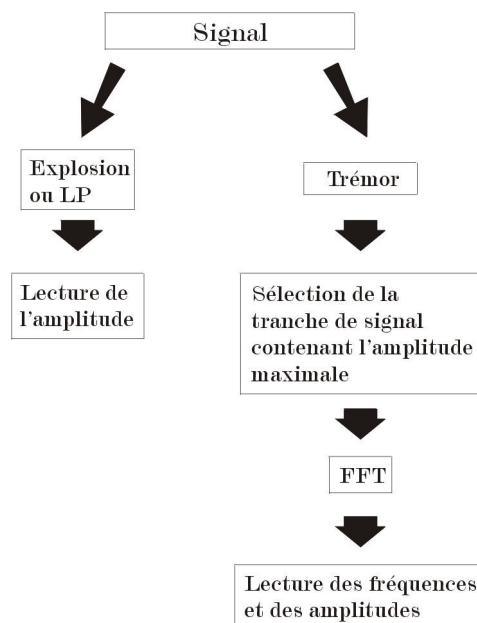


Figure 2.2. Diagramme de traitement des signaux digitaux.

2.2.2. Réseau d'inclinomètres

L'étude des déformations de l'Arenal a commencé en 1969 avec l'installation d'un inclinomètre à environ 1.2 km au Sud du cratère inférieur A (Swado & Simon, 1969 ; Simon et al., 1970). Celui-ci a fonctionné pour quelques périodes jusqu'au 14 décembre 1969. En octobre 1976, l'ICE a installé quatre inclinomètres secs, en suivant une ligne radiale sur le flanc Ouest, qui ont fonctionné pendant deux ans environ. En 1986 six stations ont été rajoutées pour constituer un réseau de neuf inclinomètres déployés suivant trois lignes sur les flancs Est, Ouest et Nord. Chaque ligne est constituée de trois stations (Tableau 2.2 et figure 2.3).

Tableau 2.2. Composition du réseau des inclinomètres.

Stations	Sommets	Latitude N	Longitude E	Altitude (m s.n.m.)
Flanc Ouest				
B	B1	271382,464	457746,18	819,28
	B2	271373,41	457718,23	816,83
	B3	271404,253	457738,13	817,74
C	C1	271470,567	457382,85	736,41
	C2	271484,777	457357,11	736,21
	C3	271499,68	457365,28	736,07
	C4	271485,464	457391,07	738,50
D	D1	271457,716	456203,34	600,96
	D2	271437,362	456183,7	599,05
	D3	271457,081	456163,39	598,95
	D4	271477,403	456183,05	599,67
Flanc Nord				
E	E1	273519,685	459454,64	669,71
	E2	273543,718	459450,47	667,91
	E3	273535,638	459474,12	669,30
F	F1	274156,866	459926,21	611,08
	F2	274195,363	459915,35	608,97
	F3	274185,474	459954,21	610,96
G	G1	274253,784	461229,31	414,18
	G2	274292,209	461218,33	413,69
	G3	274282,509	461257,13	412,21
Flanc Est				
I	I1	272241,144	461456,35	645,94
	I2	272227,816	461471,29	645,12
	I3	272224,641	461451,61	645,28
J	J1	272455,414	461912,52	440,73
	J2	272488,685	461901,48	442,08
	J3	272481,543	461935,8	440,41
K	K1	272517,355	462639,26	382,83
	K2	272539,467	462666,4	380,26
	K3	272504,905	462671,97	381,38

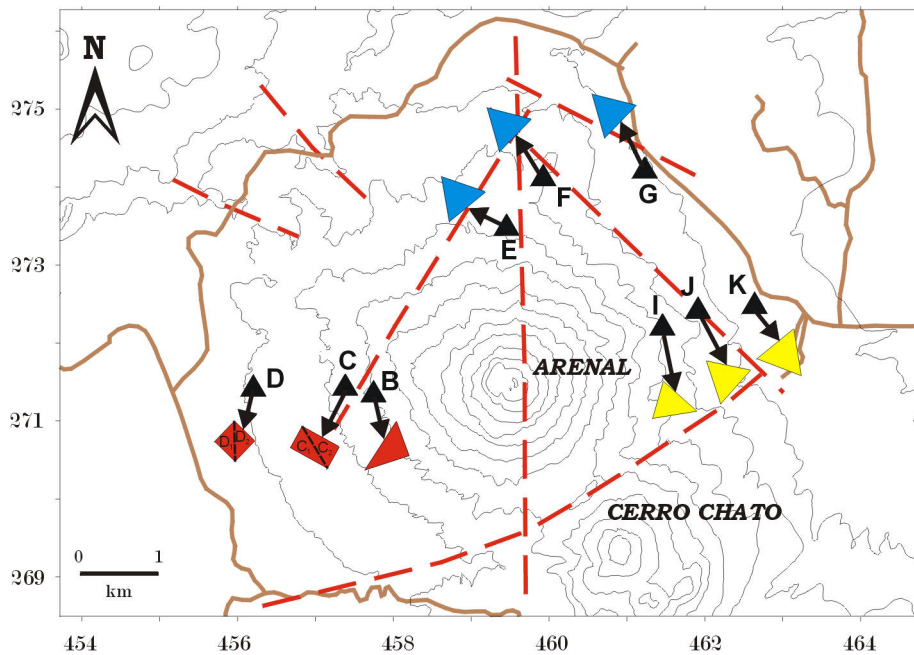


Figure 3.3. Localisation des stations d'inclinométrie (triangles noirs). Les figures en couleur (à une autre échelle) représentent la configuration de chaque station. Les lignes discontinues en rouge représentent des failles ou alignements structuraux (D'après Alvarado, 2003).

Les inclinomètres, sauf C et D, consistent en des triangles dont les sommets sont des repères de nivellement et le centre le point de mesure. Les stations C et D consistent en des polygones de quatre sommets divisés en deux triangles notés C1, C2, D1 et D2. Les mesures sont réalisées avec un niveau 3N et une mire invar avec une périodicité d'environ 3 à 4 mois. Le calcul des inclinaisons locales est effectué avec la méthode de Yamashita (1982).

2.2.3. Echantillonnage de cendre

La collecte de cendre a pour objectif de réaliser une estimation de la masse émise par l'activité explosive du volcan ainsi que de la quantité retombée sur le lac Arenal. Le déploiement du réseau a été réalisé en prenant en compte la taille des explosions, la direction de circulation du vent et l'accès à chaque site. Les vents viennent de l'Est et par conséquent la distribution de cendre est toujours orientée vers l'Ouest. Il y a toutefois des retombées de cendre du côté Est jusqu'à 500 m environ. Pendant la période des ouragans dans les Caraïbes (août – octobre), des cendres très fines peuvent atteindre le village de La Fortuna à 6 km à l'Est du cratère actif.

L'échantillonnage de cendre a commencé en 1992 avec l'installation d'un premier collecteur sur le flanc Ouest du volcan. Le 28 août 1993 celui-ci a été détruit par un écoulement pyroclastique et a été ré-installé au même endroit en mars 1994. En juillet et novembre 1996, cinq collecteurs ont été rajoutés et finalement un dernier en mars 1997 pour former un réseau de 7 collecteurs au total (Tableau 2.3 et figure 2.4).

Tableau 2.3. Localisation des sites de collecte de cendre.

Site	Latitude N	Longitude E	Altitude (m s.n.m.)	Distance au cratère (km)	Date d'installation
C	271.5	457.4	735	1.8	23 avril 92
D	271.5	456.2	600	3.1	30 juillet 96
V	270.7	456.6	620	2.8	30 juillet 96
Castillo (CAS)	267.9	454.5	600	6.0	13 novembre 96
Sangregado (SAN)	273.4	452.7	560	6.9	13 novembre 96
Chiripa (CHI)	269.5	436.9	1010	22.5	14 novembre 96
Jilguero (JIL)	268.9	457.7	600	3.0	24 mars 97

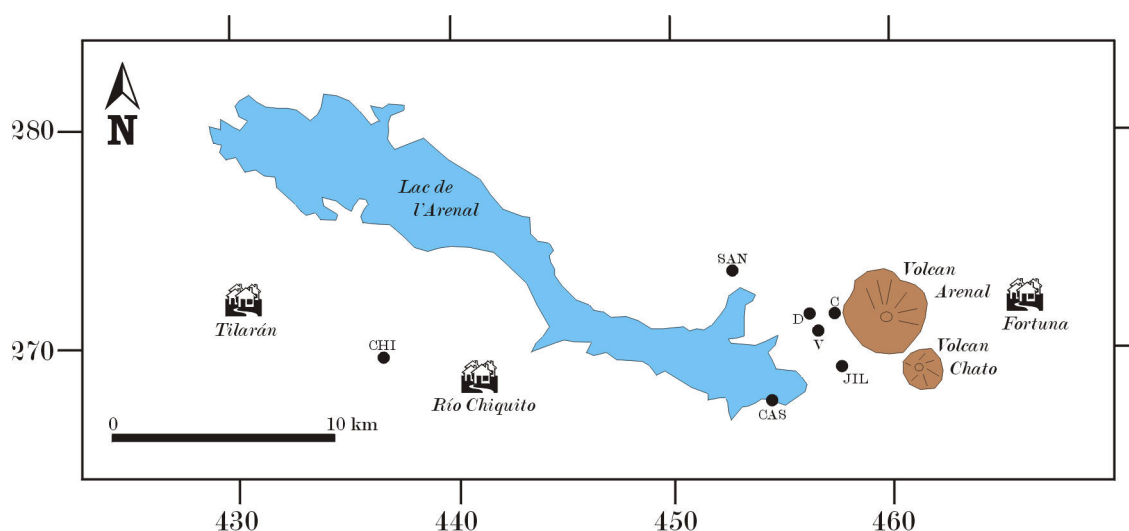


Figure 2.4. Localisation des collecteurs de cendre (points noirs).

Les collecteurs sont constitués d'un récipient en plastique cylindrique de 40 cm de diamètre environ. Lorsqu'il faut les changer, la surface de captage est toujours calibrée. La hauteur optimale des récipients est de 50 cm, pour prévoir un remplissage supplémentaire d'eau à cause des 500 mm de pluie environ par mois. Le récipient est installé à 0.5 m au-dessus du sol afin d'éviter la contamination de cendres provenant de matériaux remaniés par le vent. Ils sont placés dans des boîtes en bois et protégés par une grille sur la partie supérieure. Au laboratoire, l'échantillon récolté est séché pendant 24 heures à 110 °C, puis les différentes tailles de grains sont séparées par tamisage et finalement pesées. On obtient donc un rapport de la forme : poids/surface/temps. On garde environ 33 cm³ de l'échantillon, afin de réaliser des analyses au microscope pour obtenir les caractéristiques minéralogiques.

2.2.4. Mesures géochimiques

Autour de l'Arenal, 6 sources, dont 4 chaudes et 2 froides, sont échantillonnées (Tableau 2.4 et figure 2.5) avec l'objectif d'étudier les variations spatiales et temporelles de la composition chimique et de la température.

Tableau 2.4. Caractéristiques générales des sources thermales et froides.

Source	Latitude N	Longitude E	Flanc	T * (°C)	pH *	Cadre géologique
Quebrada Lava (QL)	273.2	455.75	Ouest	49.72	6.88	Contact entre dépôts pyroclastiques anciens et coulées de laves récentes
Río Tabacón (RT)	274.3	457.5	Ouest	48.97	6.47	Associée à une faille
Quebrada Fría (QF) **	273.8	456.4	Ouest	28.65	6.45	Associée à une faille
Fuente Doris (FD)	274.1	462.0	Est	36.58	6.31	Associée à une faille
Quebrada Guillermina (QG)	274.2	461.4	Est	37.78	6.45	Associée à une faille
Quebrada Bambú (QB) **	273.4	462.0	Est	23.26	6.27	Contact entre dépôts pyroclastiques anciens et coulées de laves récentes

* Valeurs moyennes; ** Sources froides.

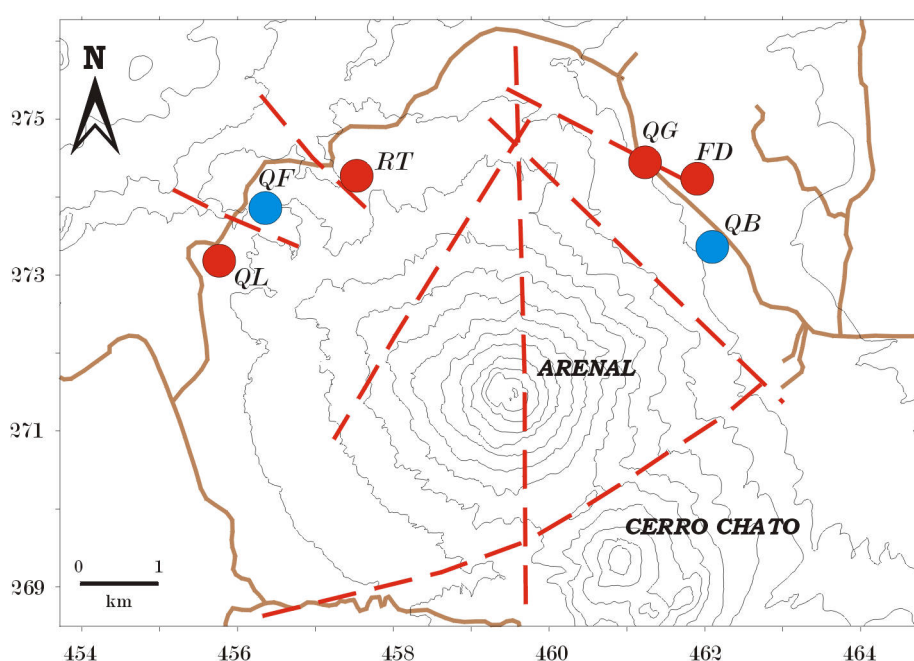


Figure 2.5. Localisation des sites d'échantillonnage géochimique. Les cercles rouges indiquent les sources thermales et les bleus les sources froides.

Depuis 1985 ces sources sont échantillonnées en moyenne 4 fois par an. L'échantillon est pris avec une bouteille en plastique de 500 ml et est analysé par spectrophotométrie d'absorption atomique, pour doser les cations, et des techniques volumétriques et de chromatographie d'ions pour doser les anions. La température et le pH sont mesurés sur le terrain, et le pH est mesuré à nouveau au laboratoire afin de comparer. Les principaux cations et anions mesurés sont : Na, K, Ca, Mg, SiO₂, Mn, B, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄⁻², F et HCO₃⁻.

2.2.5. Observations de terrain

Plusieurs sorties de terrain par mois sont effectuées afin d'avoir un contrôle visuel de l'activité volcanique. Les observations les plus importantes sont : 1. l'évolution de la morphologie du volcan; 2. la cartographie des coulées de lave; 3. la cartographie des dépôts des écoulements pyroclastiques; 4. l'observation des panaches éruptifs. Ces observations

permettent aussi d'évaluer les menaces immédiates sur les habitants et l'infrastructure des zones proches du volcan.

2.3. Constitution de la base de données

2.3.1. Les sources d'information

Notre principal objectif était de réunir les données obtenues par l'OSIVAM; cependant nous nous sommes intéressés aussi à l'information produite par l'*Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica* (OVSICORI) et le *Smithsonian Institution*, afin de compléter la base de données et de les comparer. Cette information a été récupérée à partir de différents types de documents : bulletins, articles, rapports internes, cartes, carnets de terrain et données dispersées sur des fichiers informatiques. Comme il s'agit d'une longue période, la tâche a été particulièrement complexe car, au cours du temps, il y a eu des changements de procédure et de personnel assurant la surveillance à l'ICE. D'autre part, en utilisant des données obtenues en dehors de l'ICE, nous avons rencontré souvent des informations contradictoires ou bien peu précises. Cela a demandé beaucoup d'analyse et un processus sélectif judicieux afin de ne pas perdre les informations importantes.

2.3.2. Mise en forme de base de données

Nous avons stocké les données sur une série des feuilles électroniques de type Excel de façon à ce qu'elle puisse être incorporée facilement dans le travail de routine de l'OSIVAM. Chaque groupe de données a été entré par jour, par mois ou par an en fonction de la périodicité des mesures. Nous avons aussi inclus des informations à propos des sources d'information, des descriptions de stations ou de sites, des problèmes de réalisation des mesures, des particularités sur les calculs, entre autres.

2.3.3. Présentation des données

Sur le tableau 2.5 nous avons résumé les périodes de fonctionnement du système de surveillance de l'OSIVAM. Nous avons indiqué en grisé les années pendant lesquelles chaque méthode a été utilisée. Pour les périodes indiquées en hachuré l'information n'est pas complète ou pas accessible. Nous pouvons donc constater que l'application systématique des différentes méthodes commence principalement dans les années 80, mais ce n'est qu'à partir de 1994 que l'OSIVAM a un système vraiment opérationnel.

Tableau 2.5. Bilan de fonctionnement du système de surveillance.

Méthode	Années												
	1965	1970	1975	1980	1985	1990	1995	2000					
Sismologie analogique	-	-	1975		1984								
Sismologie digitale							1994						
Déformation	1969		1978			1986							
Géochimie					1985								
Cendre							1992						
Observations de terrain :													
a. Ecoulements pyroclastiques	1968												
b. Coulées de lave	1968	1971											

2.4. Manifestations externes: les écoulements pyroclastiques et les coulées de lave

2.4.1. Ecoulements pyroclastiques

L'inventaire des écoulements pyroclastiques été réalisé par Alvarado & Arroyo (2000). Nous avons donc repris cette compilation et l'avons adaptée à la base de données en la révisant et en ajoutant de nouvelles informations (Annexe 1). Il y a 56 écoulements pyroclastiques répertoriés (Figure 2.6). Dans certains cas l'information est incomplète, par exemple la date ou bien certaines caractéristiques n'ayant pas été notées. Dans autres cas, l'information est contradictoire et a été éliminée afin de ne pas contaminer la base de données.

Les écoulements pyroclastiques peuvent être produit par plusieurs processus: l'effondrement d'un panache volcanique, d'un front de coulée de lave ou d'un dôme. A l'Arenal la plupart sont produits par l'un des deux premiers phénomènes. Dans ce cas ne dépassent généralement pas un kilomètre de longueur. Un autre type d'écoulement, particulièrement observé à l'Arenal, a été étudié par Alvarado & Soto (2002). Ce sont des écoulements associés à l'effondrement du sommet du volcan qui laisse à découvert le conduit magmatique, entraînant la décompression et la fragmentation violentes du magma, ce qui génère l'écoulement. La longueur de ces écoulements peut atteindre plus de 2 km. Ce fut le cas des écoulements des 23 août 1993, 5 mai 1998 et 23 août 2000.

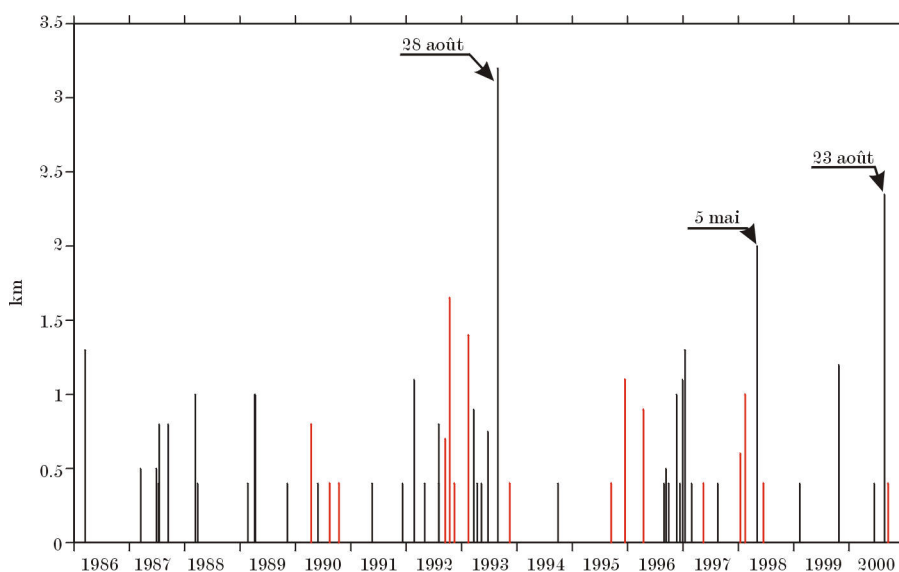


Figure 2.6. Longueur des écoulements pyroclastiques. Les barres rouges sont les écoulements dont le jour d'ocurrence n'est pas connu.

2.4.2. Coulées de lave

Nous avons répertorié l'information sur les coulées de lave depuis 1968 (Annexe 2). La cartographie et la description des coulées de laves existent à divers niveaux de détail suivant l'époque. Uniquement pour deux périodes: de 1968 à 1984 et de 1992 à 1996 on trouve des descriptions assez détaillées sur le développement et la géométrie des coulées (e.g. Wadge, 1983; Soto, 1992). Pour la première période la cartographie des coulées depuis le

sommet pouvait être réalisée. A partir de juin 1984, l'activité de l'Arenal change d'une phase pratiquement effusive à une phase explosive-effusive. Par conséquent, la description de coulées de lave est réalisée en combinant des méthodes à distance, là où l'accès était impossible, et des mesures directes dans les zones sécurisées (Soto, 1992). En dehors de ces deux périodes, des limitations de personnel ont limité le travail de mesure de coulées.

2.5. Activité sismique

2.5.1. Données

Sismicité enregistrée par la station de référence

Même si la surveillance sismique a commencé dans les années 70, on ne trouve l'information qu'à partir de juin 1984. Avant cette date les enregistrements n'ont jamais été traités sauf pour une courte période entre avril et juin 1975. A partir de 1984, l'information existe sous la forme de comptages d'événements réalisés à partir des enregistrements de la station analogique AR6. Cette station avait l'inconvénient d'être très éloignée du volcan et l'activité sismique enregistrée était très faible par rapport à l'activité éruptive. Pour cette raison en 1986, la station AR6 a été remplacée comme station de référence par la station Fortuna (FOR), plus proche du volcan et qui est en fonctionnement jusqu'à aujourd'hui. Comme nous ne pouvons pas comparer la sismicité enregistrée par AR6 avec celle de la période postérieure, nous avons abandonné cette information pour nous concentrer sur la période 1986 – 2000 (Figure 2.7). On constate plusieurs lacunes d'information, les plus importantes étant en 1988 et 1993 (figure 2.7a). La plupart sont des périodes où la station a souffert de problèmes techniques ou bien pendant lesquelles le changement de papier n'a pas été assuré. Il existe aussi des lacunes à l'échelle des quelques heures qui ont été comptées de façon partielle à partir de d'octobre 1993.

Pour évaluer de façon approximative le taux de fonctionnement de la station, nous avons calculé le pourcentage mensuel de récupération de données de la façon suivante :

$$\text{Taux de fonctionnement} = \left(\frac{(N_{TM} - N_{SE})}{N_{TM}} \right) * 100 \quad (2.1)$$

où N_{TM} est le nombre de jours du mois et N_{SE} est le nombre de jours où il n'y a pas d'enregistrement. La courbe correspondante est représentée sur la figure 2.7d. Nous pouvons constater que le fonctionnement de la station FOR est très irrégulier et n'atteint 100% que rarement. Entre 1986 et 1993 la station a marché en moyenne à environ 80 % (sauf en 1988) et à partir de 1994 à environ 60 %. De plus, pour la période de juin 1994 à mars 1998 (marquée en gris sur la figure 2.7a), seules les 12 heures d'enregistrement correspondant à la nuit ont été prises en compte chaque jour à cause du bruit permanent sur la station dans la journée qui rendait la lecture impossible. En conclusion les périodes les mieux décrites sont: 1986-1987, 1991-1992 et 1997.

Nous avons constaté aussi que les paramètres de réglage des instruments (filtres, gain, amplification) n'ont jamais été notés au moment de la lecture des sismogrammes. Ceci est une limitation car il est impossible de savoir à quels moments la station a pu artificiellement détecter plus ou moins sismicité. De plus, au cours de la période considérée, le personnel assurant la lecture des sismogrammes analogiques a changé deux fois, en 1990 et 1993 (figure

2.7a). On suppose donc que les critères de lecture des signaux ont pu changer aussi. Néanmoins, la principale incertitude sur le nombre d'explosions provient de ce que les critères de classement ne sont pas définis précisément. Par contre en ce qui concerne le trémor, la qualité du classement et du comptage, en particulier du trémor spasmodique, n'est pas garantie à cause du bruit sur les enregistrements.

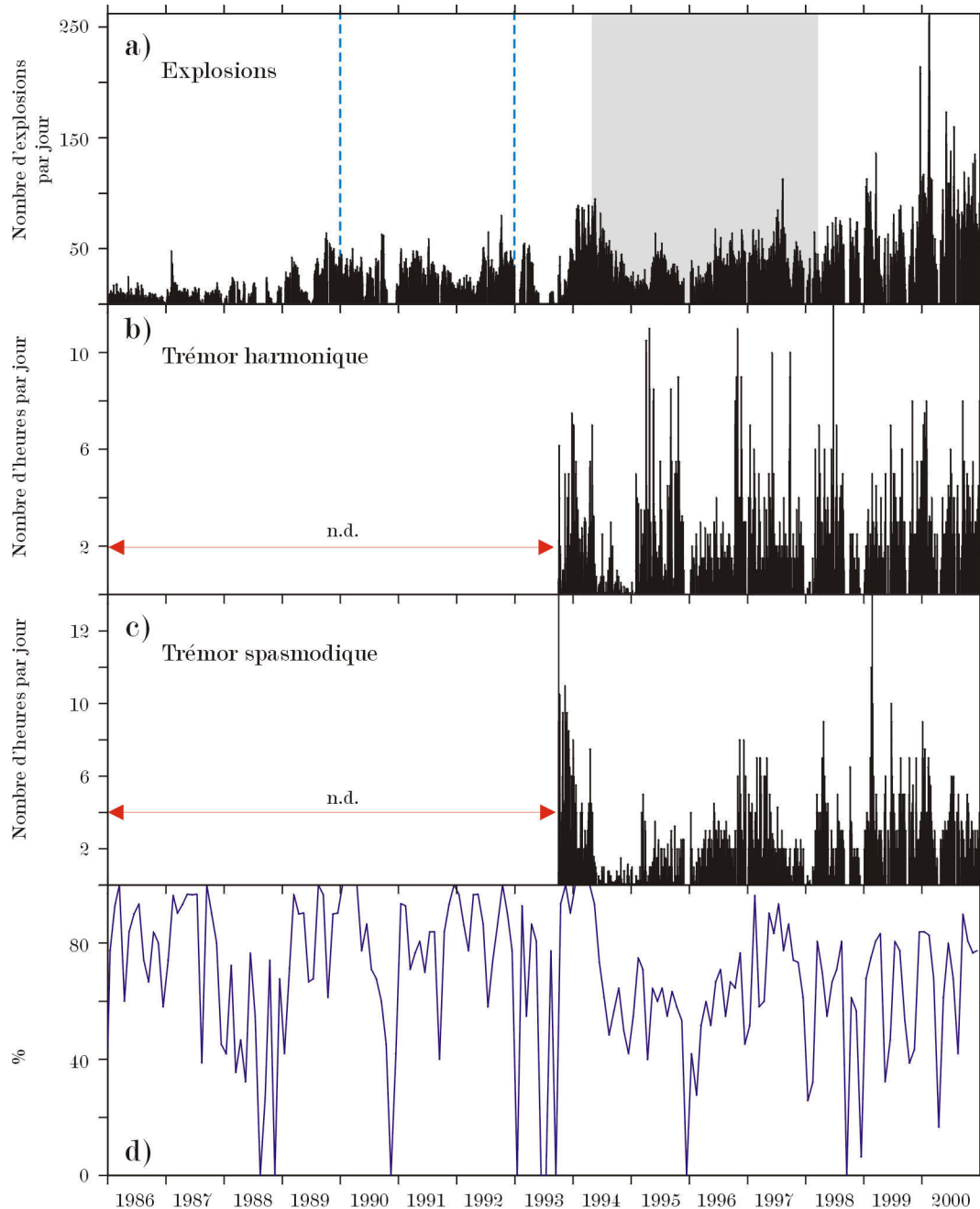


Figure 2.7. Sismicité enregistrée par la station FORTUNA (FOR). a) Nombre d'explosions par jour. Les lignes bleues pointillées indiquent les dates de changement de personnel chargé du comptage. La zone grise représente la période pour laquelle 12 heures d'enregistrement journalier ont été prises en compte. b) Nombre d'heures par jour de trémor harmonique. c) Nombre d'heures par jour de trémor spasmodique. Ces deux derniers ont été comptés à partir d'octobre 1993. d) Taux de fonctionnement mensuel de FOR.

Sismicité enregistrée par le réseau digital

Comme nous l'avons vu précédemment, le réseau digital a commencé à fonctionner en 1994. Cependant, bien que ce réseau soit moderne, il a subi de sérieux problèmes techniques. Le centre d'enregistrement de l'OSIVAM a été frappé deux fois par la foudre qui a détruit les ordinateurs. Il a eu aussi des problèmes avec les supports de stockage qui ont fait perdre une grande partie de l'information. Cela explique les lacunes qui apparaissent sur la figure 2.8. Malgré ces problèmes, le réseau et la capacité technique du personnel ont été progressivement améliorés ainsi que la qualité de l'information. Il reste encore à réaliser des améliorations sur le plan du traitement des données lequel est actuellement minimal par rapport à la capacité du réseau. Nous reviendrons sur ce sujet postérieurement.

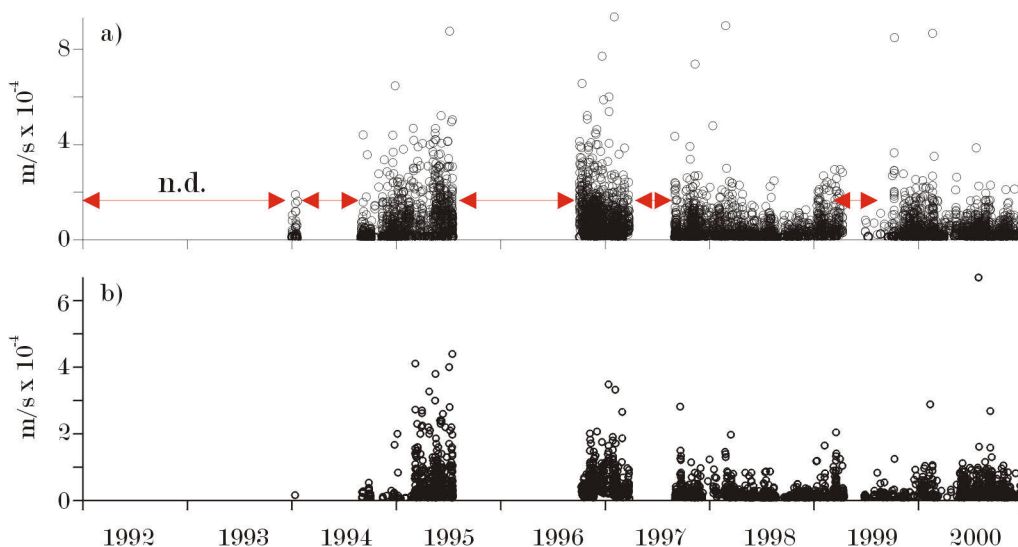


Figure 2.8. Mesures d'amplitude maximale a) des séismes explosifs et LP et b) du trémor harmonique, enregistrés par la station digitale CAS.

2.5.2. Observations

Nous avons pondéré les histogrammes du nombre d'explosions et de la durée de trémor par le taux de fonctionnement de la station. Comme celui-ci a été calculé par mois, nous avons changé la résolution temporelle des histogrammes. Pour la période de juin 1994 à mars 1998, où seulement 12 heures d'enregistrement par jour ont été lues, nous avons extrapolé le niveau de la sismicité en le multipliant par 2, en supposant que la tendance observée durant la nuit était maintenue dans la journée. Sur l'histogramme résultant, on observe une forte augmentation de nombre d'explosions pour la période où cette extrapolation a été effectuée. Il semble toutefois que cette coïncidence ne soit pas un artéfact, mais corresponde à une réelle augmentation de l'activité éruptive, comme l'attestent la collecte de cendre (§ 2.7) et d'autres observations (Figure 2.9). Quand on compare le nombre d'explosions obtenu par la station analogique FOR avec celui obtenu par la station digitale CAS, on constate qu'il y a une différence d'un facteur d'environ 10 (Figure 2.10). Ceci peut être dû principalement à un rapport STA/LTA trop élevé du système d'enregistrement digital. Par conséquent, une bonne partie des explosions, surtout de petite magnitude, n'est pas

enregistré numériquement. Il faut remarquer aussi que le nombre d'explosions est élevé en 1996 et que leur amplitude moyenne la même tendance (Figure 2.10).

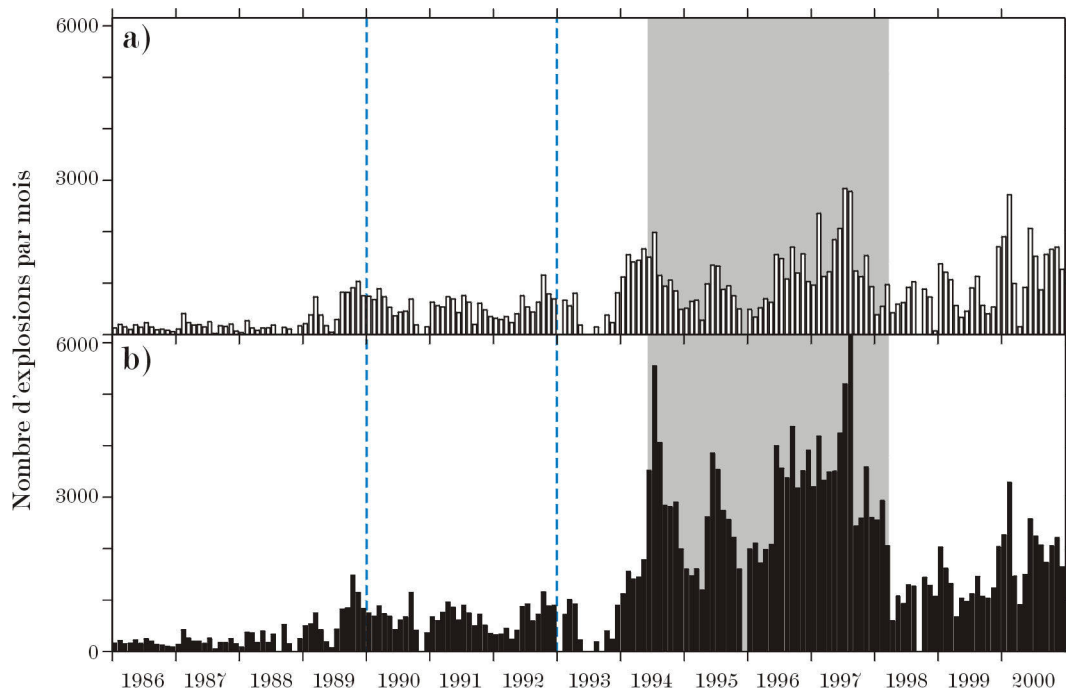


Figure 2.9. Nombre d'explosions par mois (station FOR): a) données non corrigées et b) corrigées par le taux de fonctionnement. Lignes bleues pointillées et zone grise: idem figure 2.7. Entre 1986 et 1988, il y a en moyenne 200 explosions par mois avec un maximum en février 1987 de 400 explosions. En 1989 le nombre d'explosions augmente au moins d'un facteur deux par rapport aux années précédentes jusqu'à un maximum d'environ 900 événements en novembre. Le nombre d'explosions se maintient en dessous de 1000 jusqu'en 1994, puis augmente à nouveau en atteignant un maximum en août 1997 de 6000 explosions. A partir d'avril 1997 le nombre d'explosions diminue et devient inférieur à 1500 entre 1998 et 1999 puis augmente légèrement en 2000.

L'analyse des histogrammes de durée de trémor (harmonique et spasmodique) est une tâche encore plus délicate que pour les explosions car il n'y a pas de critères univoques pour les mesurer sur les enregistrements analogiques. Etant donné qu'il n'a pas de raison de penser que le trémor harmonique et le trémor spasmodique sont physiquement indépendants au niveau de la source, nous avons sommé les comptages (figure 2.10b). D'autre part, puisque le système digital fonctionne en mode déclenchement, la durée de trémor déterminée à partir de ces enregistrements n'est pas significative. On montre donc, seulement, l'histogramme de l'amplitude moyenne du trémor lue sur la station CAS (figure 2.10d). On constate dans certaines périodes une anticorrélation entre la durée du trémor et le nombre d'explosions, notamment: de 1994 à 1995, de juin à août 1997 et en 1998. Nous restons cependant très prudents pour leur interprétation tant que nous n'aurons pas de données de meilleure qualité et des traitements statistiques plus rigoureux.

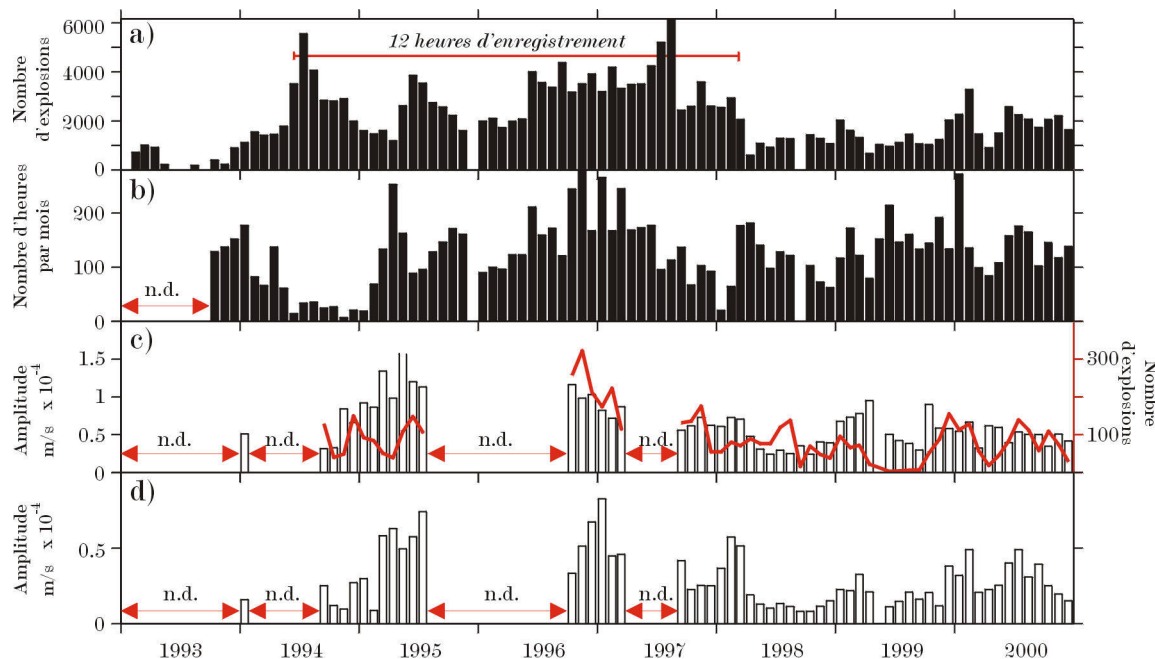


Figure 2.10. a) Nombre d'explosions par mois (FOR). b) Nombre d'heures par mois de trémor (FOR). Les deux corrigés par le taux de fonctionnement. c) Amplitude moyenne (barres) et nombre (courbe rouge) d'explosions par mois (station digitale CAS). d) Amplitude moyenne du trémor (station digitale CAS). n.d = données non disponibles.

2.5.3. Conclusions

Pour les signaux explosifs nous ne pouvons, pour l'instant, que suivre que les grandes tendances, c'est-à-dire les variations à échelle des années. Le niveau actuel de récupération de données ainsi que le fait de ne pas avoir de critères de classification de signaux bien établis, ne permettent pas de suivre les variations aux échelles journalières ni même mensuelles. D'autre part, la qualité des comptages de signaux discrets n'est pas garantie. Son utilisation comme indice de l'activité explosive doit être donc réalisée avec prudence.

Dans le cas du trémor il n'est pour l'instant pas possible d'établir des comportements particuliers à court et long terme en raison principalement des problèmes de classification et de comptage de ces signaux.

2.6. Déformations

2.6.1. Travaux antérieurs

Les premières interprétations sur les déformations de l'Arenal ont été réalisées par Swado et Simon (1969) et Simon et al. (1970) en utilisant les mesures d'inclinaison obtenues de septembre jusqu'à décembre 1969. Ils ont observé plusieurs épisodes de déflation et de gonflement de l'ordre de $10 \mu\text{rad}$, produits, selon eux, par une chambre magmatique localisée à 4 km de profondeur en dessous du cratère A. Ils ont aussi attribué au processus de déflation une composante due au poids des coulées de lave récentes.

Melson (1978) et Melson et al. (1979), avec les mesures des premières stations installées par l'ICE sur le flanc Ouest (A, B, C et D), entre octobre 1974 et novembre 1978,

ont observé une déflation de l'Arenal qui atteignait 80 μ rad sur la station C. Superposée à cette déflation, ils ont observé aussi des épisodes de gonflement. Ils ont attribué cette déformation à l'existence d'une chambre magmatique à environ 3.6 km en dessous du cratère actuel.

Wadge (1983) a réinterprété les mesures de Melson et al. (1979) en utilisant un modèle par éléments finis et a conclu que la déflation observée est due au poids des coulées de lave et non à une chambre magmatique.

Van der Laat (1988), avec des mesures réalisées entre 1982 et 1986, a observé un gonflement de 10 – 20 μ rad/mois jusqu'en juin 1984. Ce gonflement a été suivi d'une déflation de 10 μ rad/mois. A partir de ces observations, il a proposé l'existence d'une chambre magmatique à 800 – 1500 m de profondeur et d'un kilomètre de rayon.

Alvarado et al. (1988b) ont proposé un modèle de l'Arenal avec une chambre magmatique profonde et un conduit magmatique en forme de "dyke" radial formé lors de l'étape initiale de l'éruption de 1968 et qui alimenterait les cratères A et C. Ils ont interprété les données de l'ICE de janvier 1986 – décembre 1988 comme la conséquence du poids des coulées de lave et, dans une moindre mesure, des conditions hydrogéologiques, géothermiques et géologiques locales. Finalement ils ont montré que l'hypothèse d'une chambre magmatique superficielle n'est pas bien établie par les informations géophysiques et pétrologiques disponibles.

Soto (1991) a analysé les données de l'ICE de décembre 1988 – octobre 1990 et a conclu que la tendance à la déflation est principalement une subsidence due au poids (10^{12} kg, pour un volume de 0.4-0.5 km³) des coulées de lave formées depuis 1968. Il a localisé la zone de déformation maximale autour des maxima d'épaisseur de lave. Il propose que les déformations qui se superposent à cette subsidence sont provoquées par des perturbations générées dans les périodes de forte activité strombolienne et conclut que l'idée de l'existence d'une chambre magmatique superficielle n'est pas compatible avec les caractéristiques pétrologiques des produits actuels. Il explique les grandes différences de déformation entre les stations d'un même profil par l'environnement géologique, qui peut créer des mouvements différentiels qui perturbent les mesures.

Hagerty et al. (1997) à partir des données du réseau GPS récoltées entre 1995 et début 1997 observent une subsidence de l'édifice.

2.6.2. Description des sites de mesures et sources de perturbations

Soto (1991) avait déjà considéré l'hétérogénéité du milieu géologique comme un facteur possible de dispersion des mesures d'inclinométrie à l'Arenal. Borgia et al. (1988) montrent que la distribution des unités de roches volcaniques a une distribution asymétrique. Le flanc Ouest de l'Arenal est composé principalement d'une épaisse unité de téphras alors que la partie centrale et le flanc Est est composé de coulées de lave. Sur le plan géo-structural, le volcan a été mis en place dans un graben développé entre des roches du Plio-Pléistocène et il est coupé par plusieurs failles (Borgia et al., 1988; Alvarado, 2003). Ceci peut produire des comportements mécaniques différents sur le même édifice volcanique.

Selon la carte géologique proposée par Borgia et al. (1988), les inclinomètres sont distribués de la façon suivante: B, C et D se trouvent sur une épaisse couche de téphras recouverte par les dépôts des écoulements pyroclastiques de 1968 et des éruptions stromboliennes récentes; E et F sont sur une zone couverte de dépôts épicycliques; I et J sont sur des champs de coulées de lave anciennes (A4, A3) et G et K sur des téphras et des dépôts épivolcanoclastiques qui recouvrent des coulées de lave (Soto, 1991). A partir de profils de

réfraction sismique, Leandro & Alvarado (1999) ont déterminé que les dépôts pyroclastiques et épicyclastiques peu consolidés, avec des vitesses d'ondes P de moins de 1.95 km/s, peuvent avoir entre 10 et 30 m d'épaisseur sur le flanc Ouest et entre 15 et 60 m sur le flanc Est. Les couches de plus faible résistance mécanique ($V_p < 0.9$ km/s) peuvent avoir entre 5 et 15 m d'épaisseur. Ces épaisseurs peuvent varier certainement autour du volcan, mais le facteur le plus important, ce qu'il s'agit de matériaux non consolidés. Le processus de charge et de décharge produit par la pluie peut provoquer des déformations transitoires sur les sites de mesure qui se superposent à la déformation volcanique. A titre d'exemple, Beauducel (1998) a estimé l'amplitude des inclinaisons du sol dues aux chutes de pluie de $0.02 \mu\text{rad} / \text{mm}$ d'eau sur le volcan Merapi. Dans le cas de l'Arenal, le total annuel des précipitations varie entre 400 et 500 mm par an. Les précipitations peuvent donc avoir une influence non négligeable sur les déformations de l'Arenal.

2.6.3 Données

Nous nous sommes concentrés sur la période 1986 à 2000 pour laquelle le réseau d'inclinomètres est complet. L'ICE prévoit 4 mesures sur l'ensemble du réseau par an. Néanmoins, des problèmes logistiques ont souvent perturbé cette périodicité et il y a donc des années avec très peu de mesures (Figure 2.11). Sur la figure 2.12 nous avons représenté les mesures brutes réalisées entre 1986 et 2000. Dans la plupart des stations du réseau, les vecteurs pointent dans toutes les directions sans tendance préférentielle. Seules quelques stations présentent une tendance: B s'incline souvent vers le NE, C1 et D2 ont un mouvement presque NE – SW et E – W respectivement. E a des mouvements vers le NW et SW et F vers le W et SW.

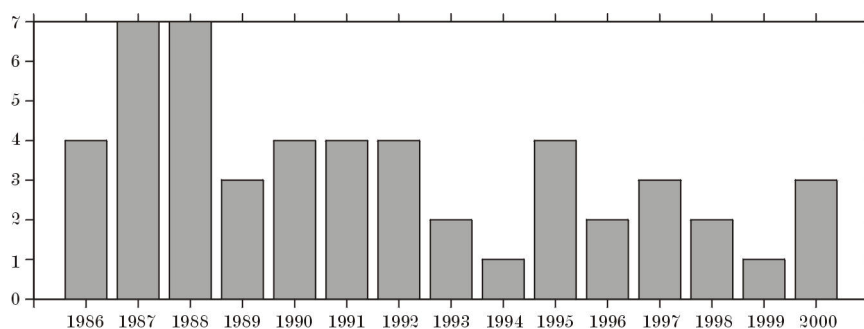


Figure 2.11. Nombre de mesures de déformation par an.

Etant donné que nous n'avons pas eu accès aux mesures brutes de nivellement, nous n'avons pas pu recalculer les vecteurs d'inclinaison et leurs erreurs. D'autre part, pour les cas notamment des inclinomètres quadrilatères C et D, nous n'avons pas pu calculer un vecteur unique d'inclinaison. Nous avons donc étudié les inclinaisons calculées séparément pour chaque demi-inclinomètre.

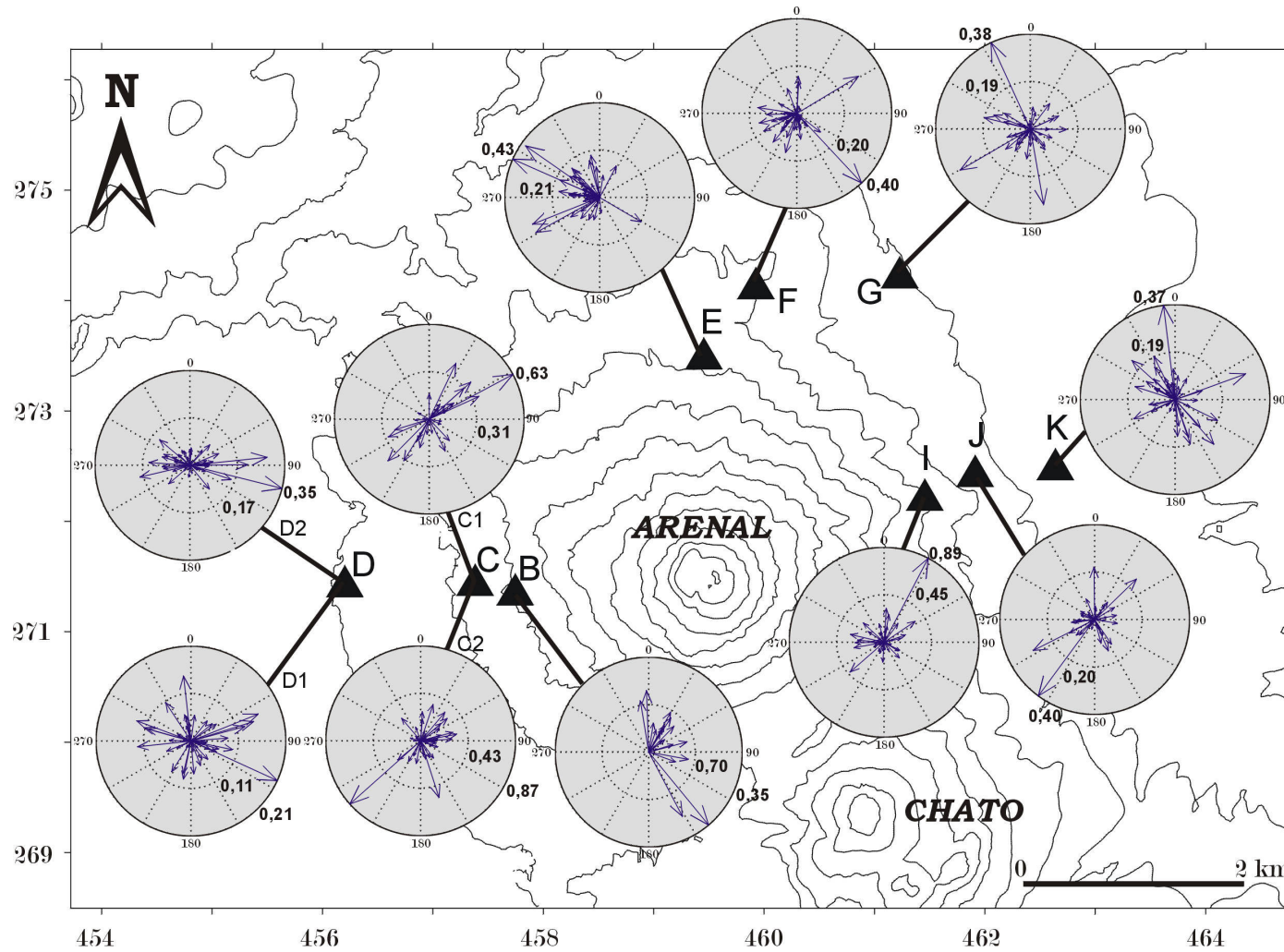


Figure 2.12. Vecteurs d'inclinaison mesurés sur le réseau d'inclinomètres secs pendant la période 1986-2000. Chaque vecteur est obtenu en comparant deux mesures successives et correspond à l'inclinaison pour une période déterminée. Comme les mesures n'ont pas été réalisées avec le même espacement temporel, nous avons normalisé l'amplitude des vecteurs par le nombre de jours de la période. L'amplitude des vecteurs est donc exprimée en microradians par jour. La flèche pointe dans la direction de l'abaissement.

2.6.4. Observations

Les inclinaisons radiales et transversales cumulées pour chaque station ont été obtenues en faisant la projection des vecteurs d'inclinaison sur l'axe passant par la station et le cratère et sur l'axe perpendiculaire (Figures 2.13 et 2.14). Toutes les stations, sauf E, présentent pendant toute la période une tendance à la déflation. L'amplitude de cette déflation est plus grande lorsque l'on s'approche du sommet. Si on regarde les valeurs des inclinaisons cumulées totales et radiales pour la période 1986-2000 (Tableau 2.6, figure 2.15), on constate que la déflation n'est pas tout à fait dirigée vers le cratère mais vers le NW du volcan. Les déformations les plus importantes ont lieu sur le flanc Ouest suivi par celles sur le flanc Nord puis par celles sur le flanc Est (Tableau 2.6; figures 2.13 et 2.15). Les trajectoires des vecteurs d'inclinaison (Figure 2.16) montrent que cette tendance s'est maintenue pendant toute la période dans la plupart des stations.

Tableau 2.6. Inclinaisons cumulées sur la période 1986 – 2000.

Station	Distance radiale au cratère actif (m)	Amplitude (μ rad)	Azimut N ° E	Composante radiale ** (μ rad)
B*	1500	235	52	184
C1	1900	253	113	231
C2	1900	197	81	194
D1	3100	49	73	47
D2	3100	103	61	91
E	2000	390	286	74
F	2700	129	220	115
G *	3300	79	237	73
I	2300	97	308	52
J	2800	49	245	49
K	3500	58	326	17

* B est détruite en 1989 et G en 1999. ** Tous les mouvements sont de déflations sauf pour l'inclinomètre E dans lequel on observe un gonflement.

Afin de mieux observer les déformations à périodes plus courtes (quelques mois à quelques années) nous avons cherché par moindres carrés la ligne droite la mieux ajustée à chaque courbe (de chaque station) puis nous l'avons soustrait (Figures 2.17 et 2.18). On constate alors la difficulté de détecter des déformations cohérentes dans tout le réseau à plus court terme. Les déformations sont même parfois opposées entre stations d'un même flanc. Les inclinaisons obtenues pour les 2 parties des inclinomètres C et D ne sont pas toujours très cohérentes. Cependant, la corrélation entre les deux stations est faible.

2.6.5. Interprétation

Plusieurs processus combinés ou isolés peuvent être à l'origine de déformations dans un volcan. On peut distinguer ceux qui sont produits par l'activité volcanique et ceux qui sont dus à des phénomènes externes à cette activité. Dans le premier groupe on trouve: le mouvement du magma (dans la chambre magmatique, à travers des conduits et des fractures ou sous la forme de dômes), l'expansion du gaz liée à l'activité explosive, le mouvement de fluides lié à l'activité hydrothermale, les poids des produits des éruptions. Les mouvements externes à l'activité volcanique sont ceux produits par les variations de température, la circulation d'eau dans le sol, la végétation voire l'activité humaine. Il peut y avoir des

mouvements externes dus aussi à l'activité tectonique le long de failles ou glissements gravitaires.

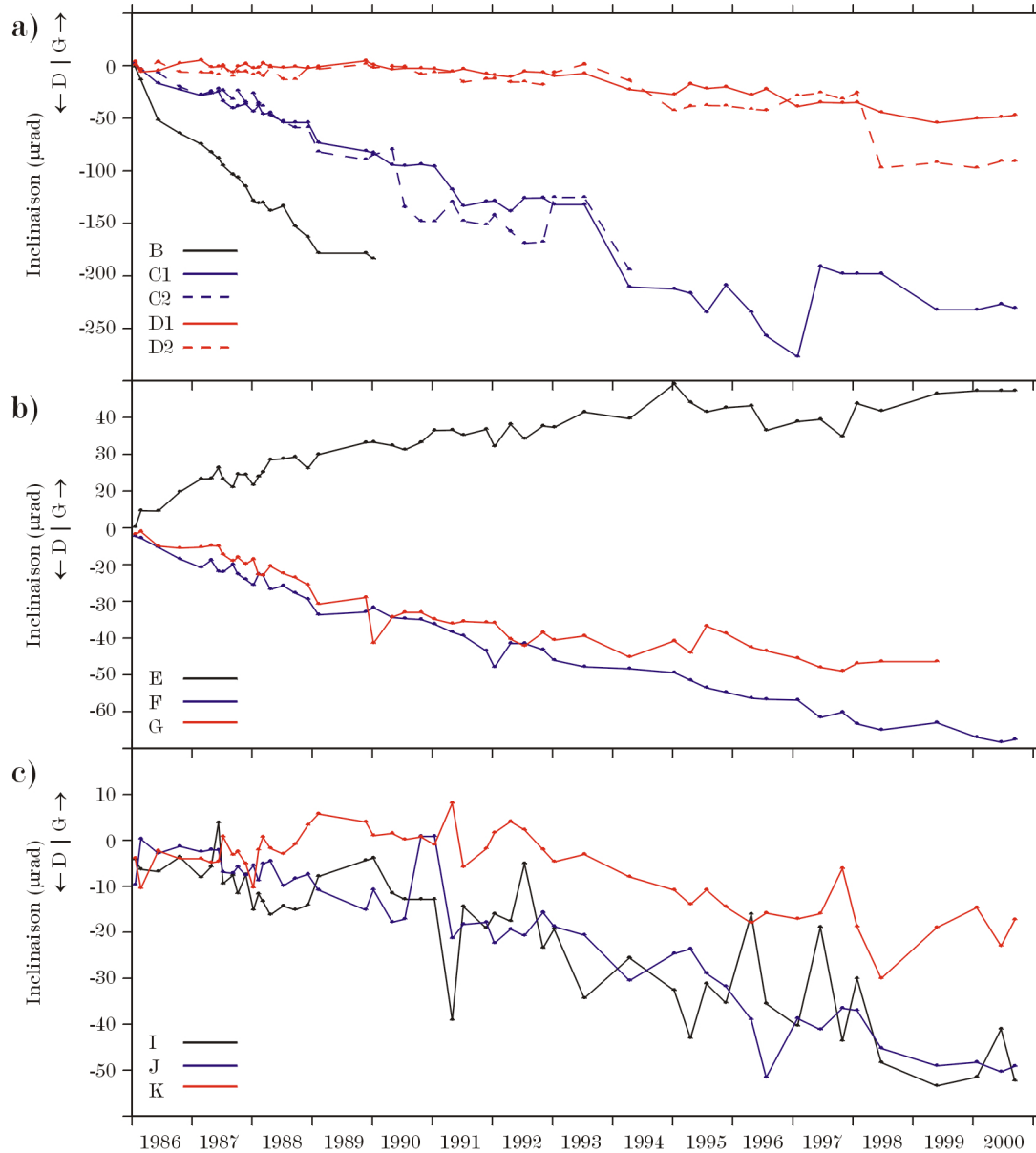


Figure 2.13. Inclinaison radiale cumulée. a) Flanc Ouest. b) Flanc Nord. c) Flanc Est. Les inclinomètres B et G ont été détruits en 1989 et 1999 respectivement. Les mesures de l'inclinomètre C2 ne sont pas fiables à partir de 1994 et par conséquent ils ne sont pas pris en compte. D et G indiquent respectivement déflation et gonflement.

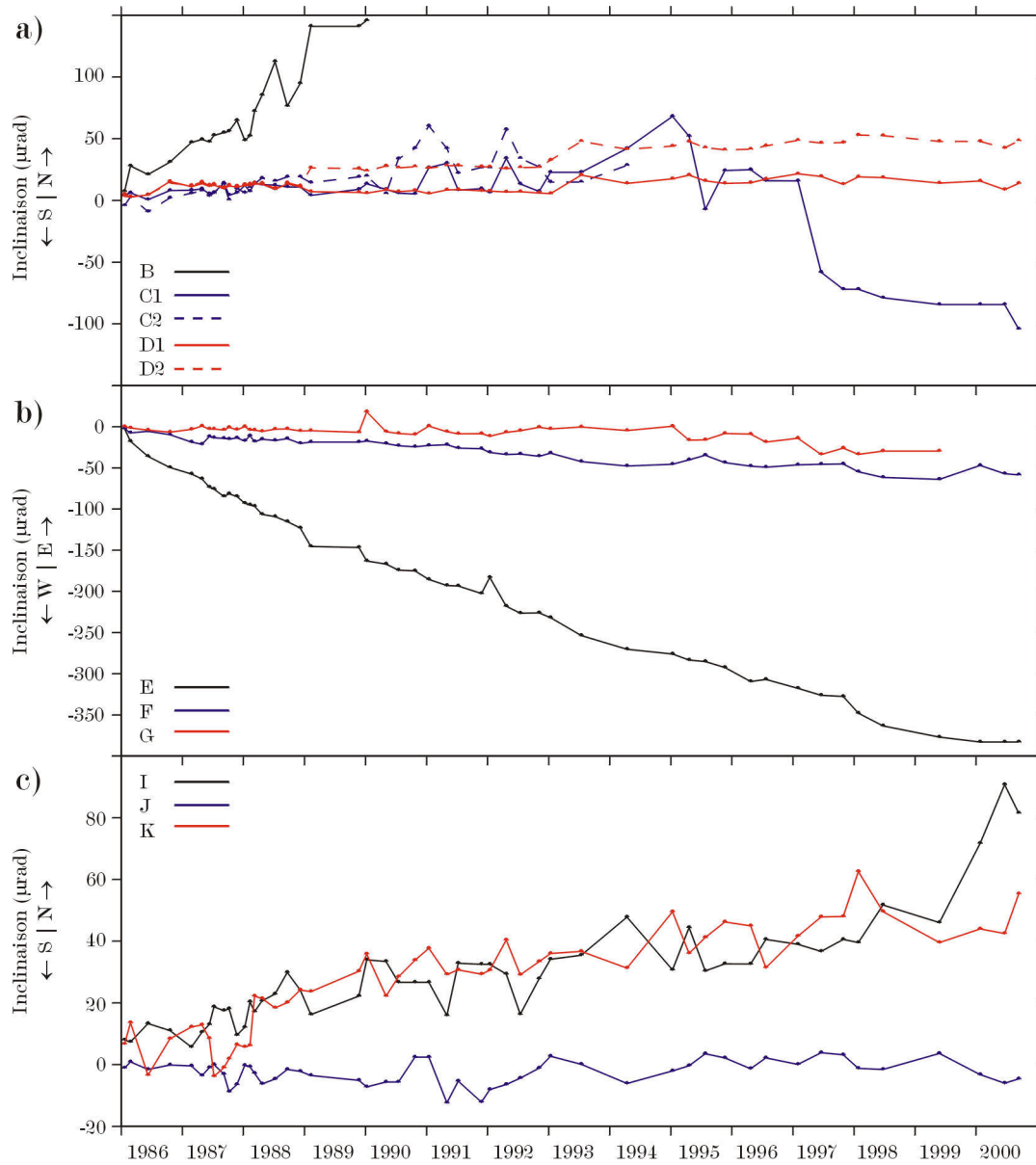


Figure 2.14. Inclinaison transversale cumulée. a) Flanc Ouest. b) Flanc Nord. c) Flanc Est.

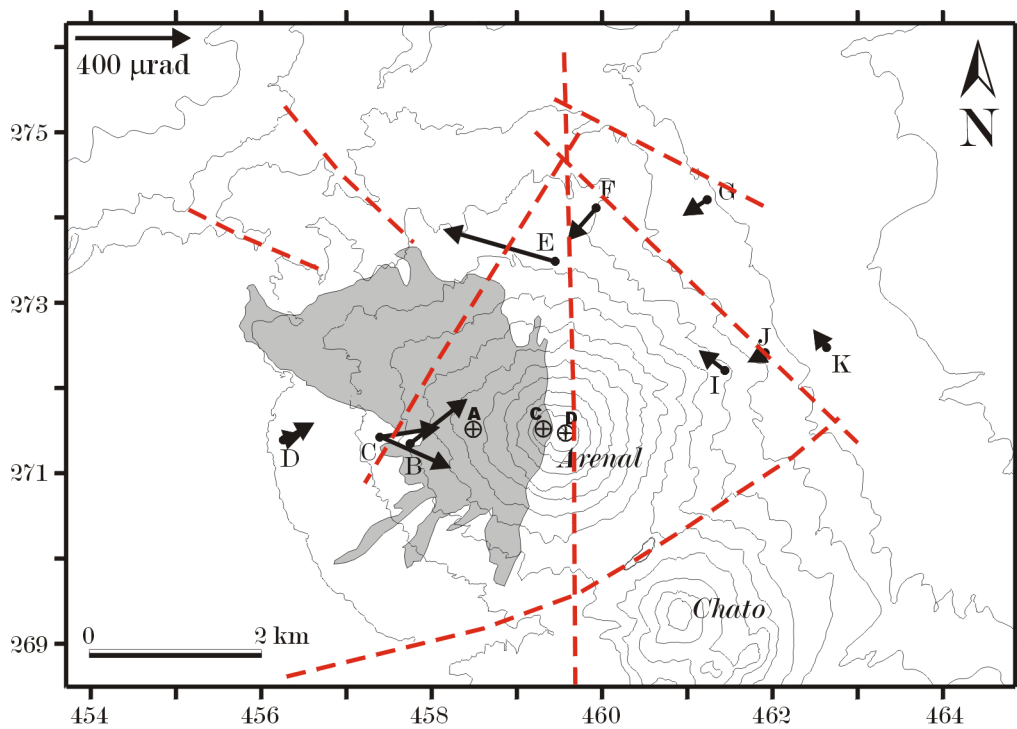


Figure 2.15. Vecteurs inclinaison cumulée sur la période 1986 - 2000, sauf en B. Les zones recouvertes par des coulées de lave (1968 -1996) sont indiquées en gris. Les cercles avec une croix représentent les cratères. Les lignes discontinues en rouge représentent des failles ou alignements structuraux.

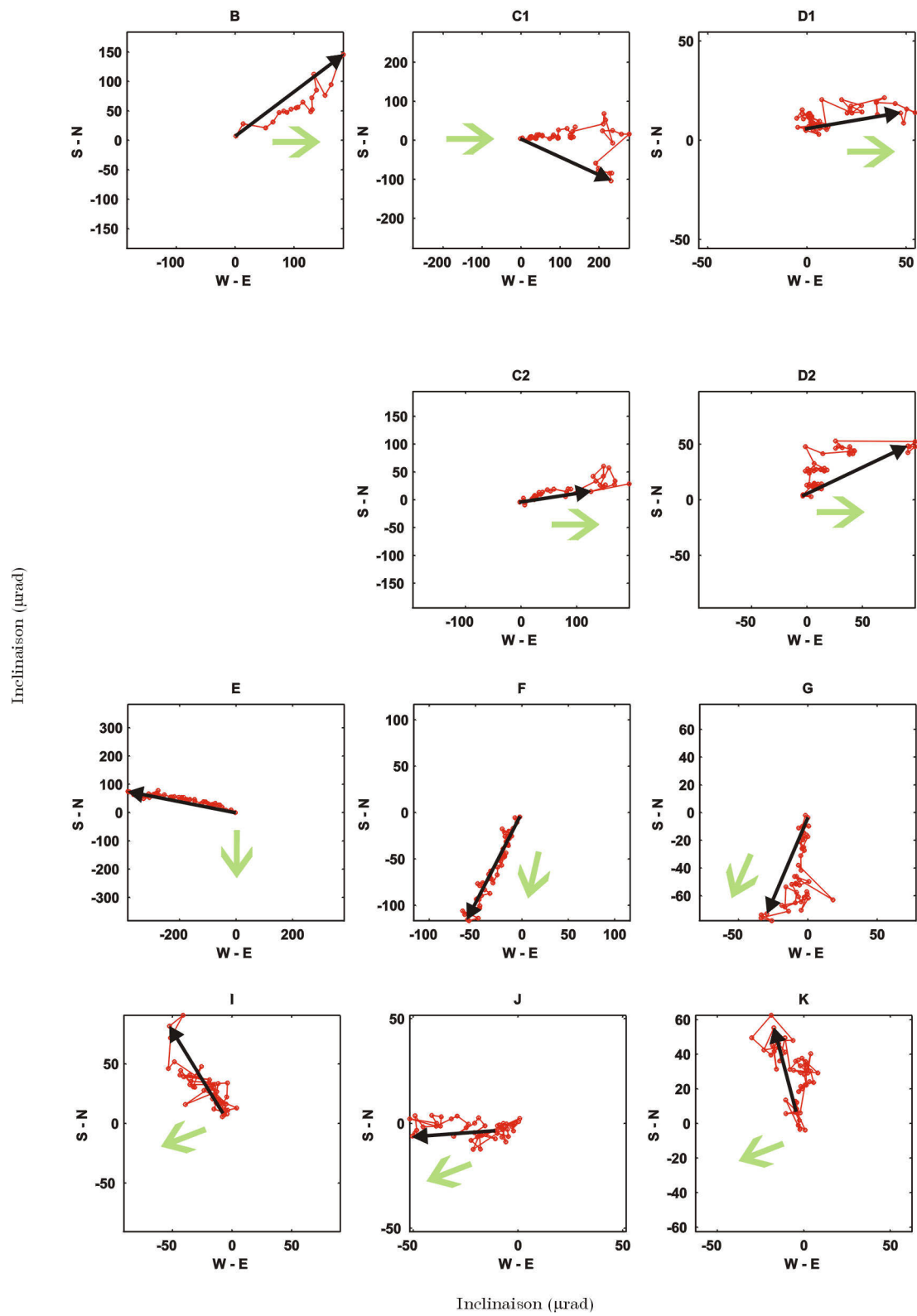


Figure 2.16. Trajectoires du vecteur d'inclinaison et vecteur résultant pour la période 1986-2000. Les flèches vertes montrent la direction du cratère.

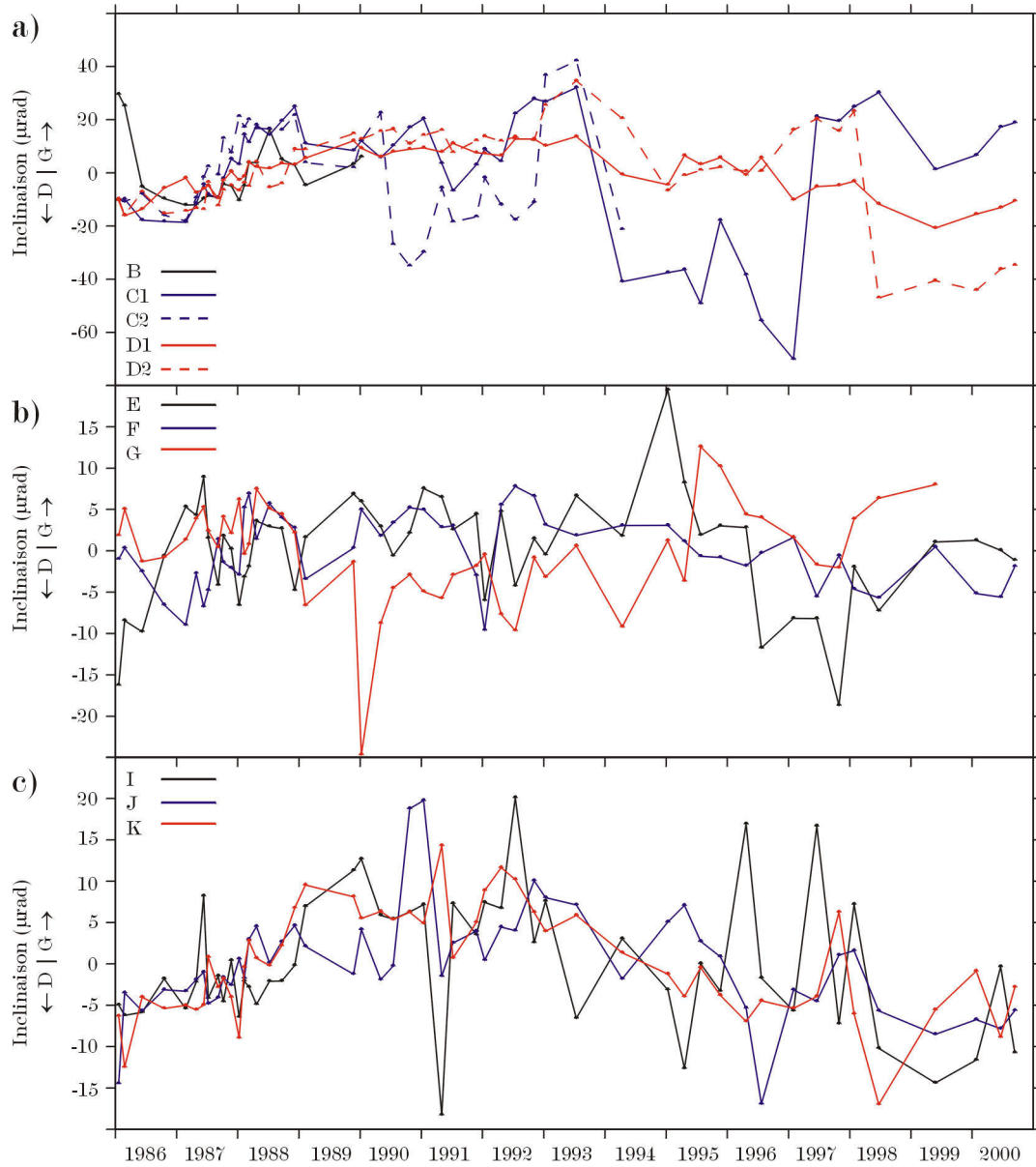


Figure 2.17. Inclinaison radiale cumulée corrigée de la tendance linéaire. a) Flanc Ouest. b) Flanc Nord. c) Flanc Est.

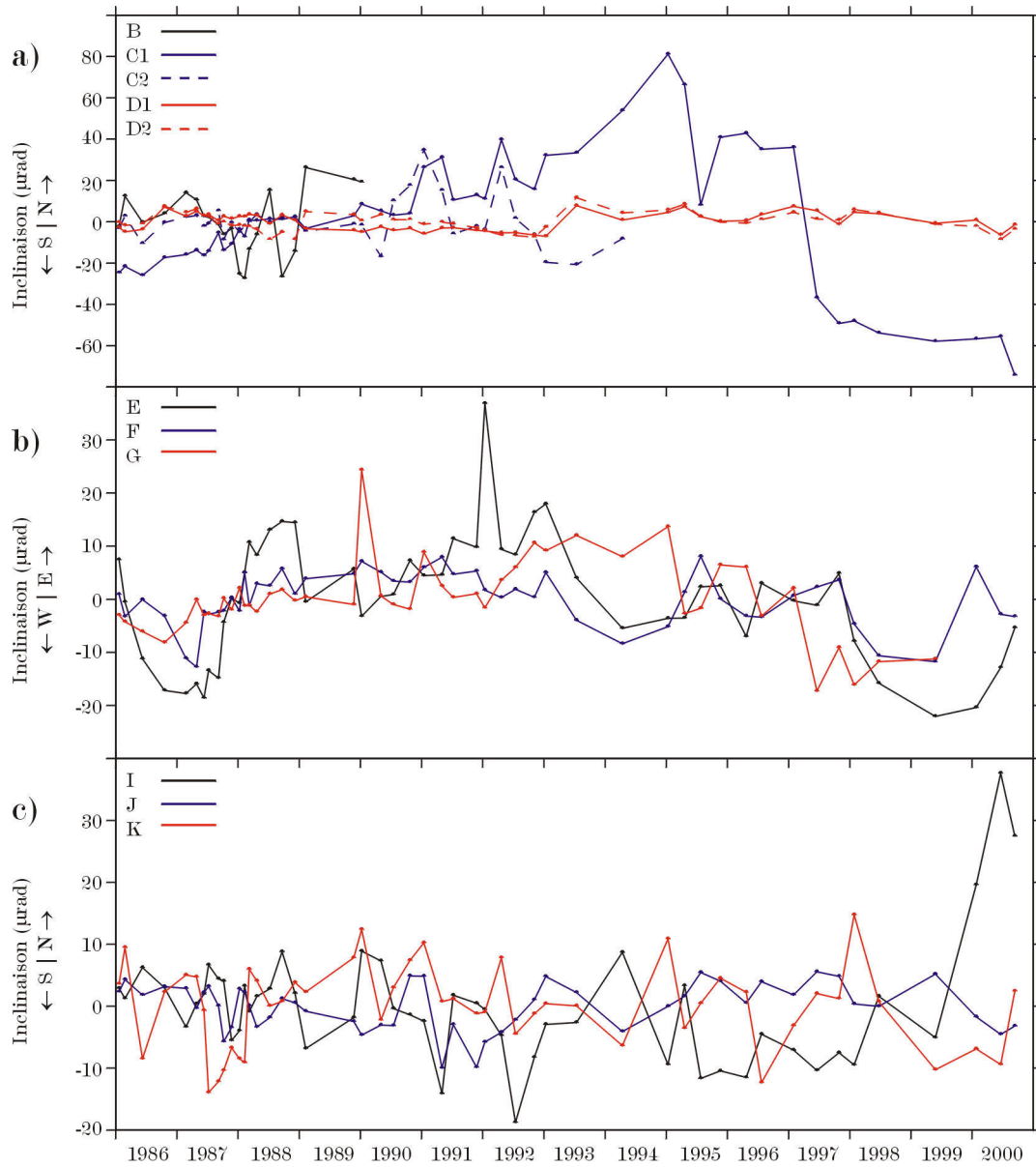


Figure 2.18. Idem figure 2.17 pour l'inclinaison transversale.

Nos résultats, basés sur 14 années d'observation, confirment que l'Arenal a une tendance à la subsidence concentrée principalement sur le flanc Ouest. La possibilité qu'une chambre magmatique superficielle en cours de vidage soit la source de cette subsidence a été rejetée à plusieurs reprises sur la base de critères géologiques (Wadge, 1983; Alvarado et al., 1988), pétrologiques et géochimiques (Reagan et al., 1987; Sachs & Alvarado, 1996). Ceux-ci indiquent, en effet, que le magma de l'Arenal provient d'un réservoir localisé à au moins 10 km de profondeur. Dans ce cas, les déformations induites par une telle source seraient imperceptibles. Néanmoins, l'existence de sources de déformation superficielles, mais de dimensions plus faibles, doit toujours être envisagée. Les mesures de déformation actuellement disponibles ne permettent pas toutefois d'en préciser les caractéristiques ni même de confirmer leur présence.

La deuxième hypothèse qu'expliquerait la déflation à long terme est la subsidence créée par le poids du champ de coulées de lave. Nous avons vu que la déformation n'est pas uniforme sur l'édifice volcanique étant le flanc Ouest le plus déformé suivi du flanc Nord. D'un autre côté, on observe que les inclinaisons, surtout celles des flancs Ouest et Nord, sont en générale dirigées vers le champ de coulées de lave (Figures 2.15 et 2.16). Soto (1991) a montré que le centre de la déflation est situé dans la zone du maximum d'épaisseur de lave. Il semble donc, que l'explication la plus plausible de la déformation à long terme est une subsidence créée par le poids des coulées de lave.

Les déformations peu incohérentes observées à court terme peuvent être dues à des perturbations produites par des processus externes (charge et décharge d'eau, température). Cependant, le fait de ne pas avoir une connaissance détaillée de la réponse des inclinomètres à ces processus ainsi que l'absence d'enregistrements continus de la déformation et des paramètres météorologiques rend difficile l'étude de ces effets et leur correction des observations. La topographie peut aussi jouer un rôle important. Cayol & Cornet (1998) ont démontré que quand la pente moyenne des flancs du volcan est supérieure à 20°, le sens de l'inclinaison peut être inversée. A l'Arenal, seuls les inclinomètres D, G et K, les plus lointains (> 3 km du cratère), sont situés sur des pentes inférieures à 20°. La topographie peut donc être la source aussi d'une partie des incohérences qu'on observe dans les mesures. Sur le plan géo-structural de nombreuses failles traversent l'édifice créant des blocs qui peuvent répondre chacun différemment à la déformation. Cela peut être aussi à la source des incohérences observées dans les mesures.

2.7. Echantillonnage de cendre

L'utilisation de la collecte de cendre comme méthode de surveillance est liée au phénomène de dispersion des panaches éruptifs. La distance de parcours des particules de cendre dans les panaches est inversement proportionnelle à la taille de grain. Elle dépend aussi de la taille du panache et de l'énergie de l'éruption. Plus l'éruption est puissante, plus la distance de parcours des particules est grande, surtout celles de plus grosse taille. La distribution de la taille de grain en fonction de la distance peut être un paramètre utile pour mesurer la taille des panaches ainsi que pour estimer l'énergie des éruptions. D'autre part, sur un site déterminé, la variation temporelle de la proportion des différentes tailles de grain récoltées serait un indice de la variation de l'énergie et de la taille de panache au cours du temps.

2.7.1. Données et interprétation

De tous les collecteurs de cendre, le site C est celui qui a donné la plus longue série temporelle (de 1992 à 2000). 72 mesures ont été effectuées, soit une mesure par mois en moyenne, sauf en 1993 (quand le collecteur fut détruit par l'écoulement pyroclastique du 28 août), 1994 et 1999 (figure 2.19). Pour les collecteurs D et V, il y a des mesures d'août 1996 à avril 1998. Pour le reste du réseau la collecte a été faite de façon sporadique.

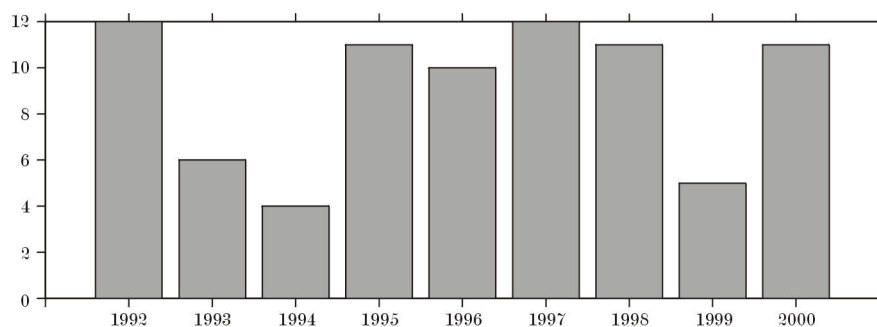


Figure 2.19. Nombre d'échantillons de cendre par an collectés sur le site C.

Nous avons examiné d'abord la distribution spatiale des cendres. Les collecteurs C et D, qui sont sur le même axe Est-Ouest passant par le cratère (Figure 2.4), présentent des courbes identiques (Figure 2.20). La quantité de cendre récoltée en D est approximativement 50% de celle récoltée en C. En revanche, pour le collecteur V, localisé à 2.8 km Sud-Ouest du cratère actif, la courbe obtenue est différente de celle des autres collecteurs. Etant donné que les vents proviennent de l'Est, l'Arenal est une barrière qui perturbe le régime local de vents. Cela peut entraîner une partie des cendres vers d'autres secteurs du volcan. Néanmoins, le fait de pas avoir de mesures de vents sur le flanc Ouest ne permet pas de le confirmer.

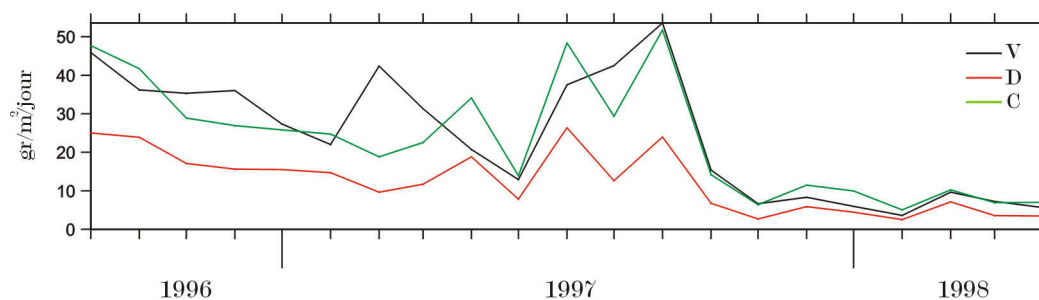


Figure 2.20. Quantité de cendre totale pour les données disponibles des collecteurs D et V comparées avec celles de C.

Afin d'examiner si les courbes de cendre peuvent être des indices représentatifs de l'activité explosive, nous les avons superposés à l'historique du nombre d'explosions (Figure 2.21a). On constate que certains maximums dans les deux paramètres sont bien corrélés, notamment pour les périodes suivantes: octobre 1992, juin et septembre 1996 et juillet - août 1997. A partir de septembre 1997 la quantité de cendre et le nombre d'explosions

diminuent progressivement au moins jusqu'en août 1998. Ensuite on n'observe plus de corrélations. Par ailleurs, alors que les quantités de cendre récoltées en 1992 et 1995 sont du même ordre de grandeur, le nombre d'explosions est très supérieur en 1995. Comme nous l'avons déjà mentionné, la mesure à partir d'un seul collecteur n'est pas significative de toutes les cendres éjectées par l'activité explosive. Ceci peut être une raison importante de la faible corrélation avec le nombre d'explosions. D'autre part, la méthode de comptage d'explosions peut également expliquer les divergences dans la comparaison.

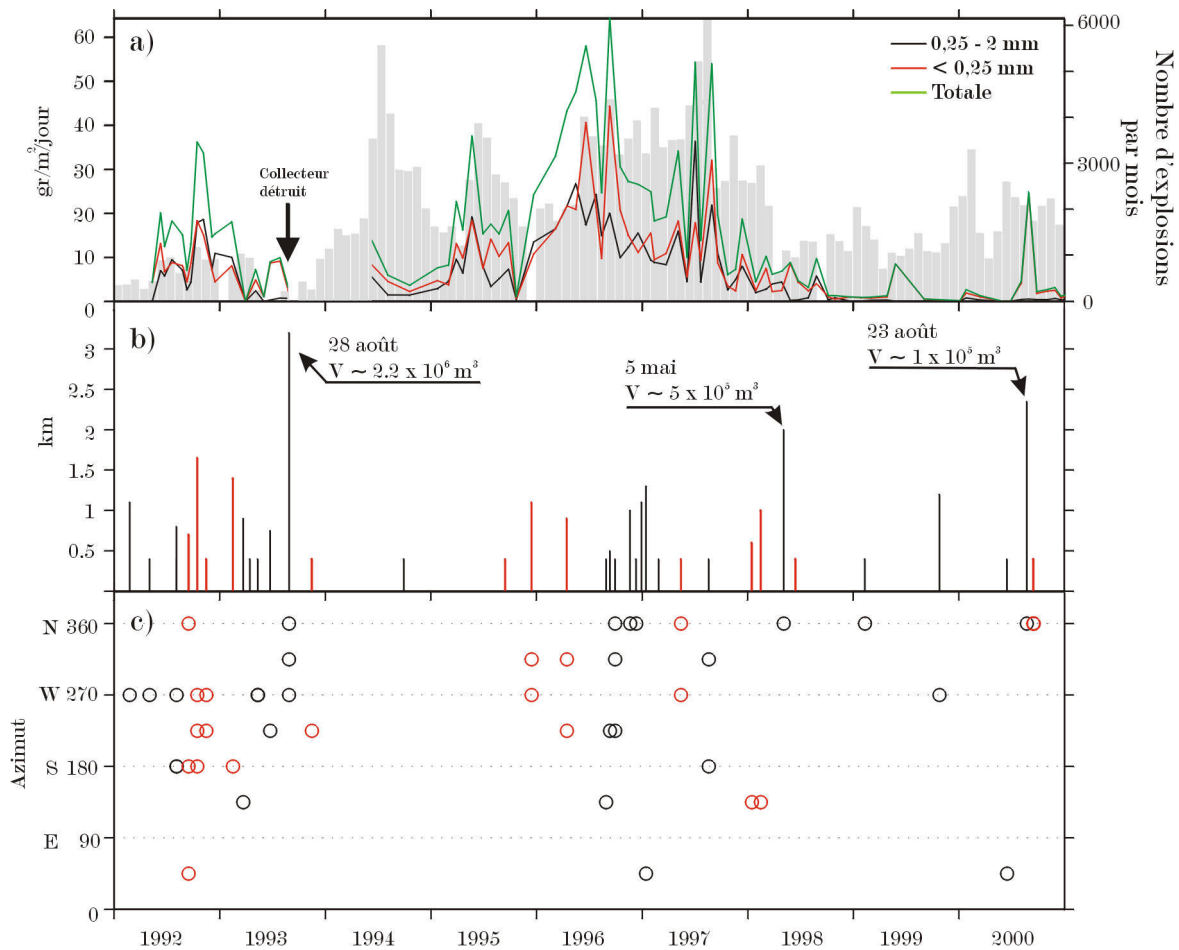


Figure 2.21. a) Quantité de cendre totale (trait vert), de cendre fine (trait rouge) et grosse (trait noir) récoltée par le collecteur C. L'histogramme superposé (en gris) est le nombre d'explosions par mois corrigé par le taux de fonctionnement (FOR). **b)** Longueur maximale des écoulements pyroclastiques répertoriés. Ceux pour lesquels on connaît la date exacte sont représentés en traits noirs. Ceux pour lesquels on connaît seulement le mois et l'année sont représentés en rouge. Pour les écoulements les plus importants on indique le volume total estimé (D'après Alvarado & Soto, 2002). **c)** Azimut des écoulements pyroclastiques. Pour quelques écoulements, la direction est inconnue. Un écoulement pyroclastique peut être composé de plusieurs épisodes. Par exemple l'activité du 28 août 1993 est composée de trois écoulements avec des directions de descente différentes.

Un autre facteur pouvant influencer les mesures de cendre sont les écoulements pyroclastiques, car ils peuvent apporter des quantités exceptionnelles de cendre surtout fine. Pour évaluer leur influence, nous avons comparé les courbes de cendre avec les écoulements pyroclastiques produits entre 1992 et 2000 (Figure 2.21b et c). En 1992 et début 1993 plusieurs écoulements ont lieu vers l'Ouest du volcan. En revanche en 1995 il n'y a que deux. On peut donc penser qu'en 1992 une bonne partie des cendres récoltées viennent des écoulements pyroclastiques et pas des panaches stromboliens. En 1996 et 1997 on constate que certains pics de cendre coïncident bien avec des écoulements pyroclastiques vers l'Ouest. A partir de 1998 les écoulements descendent principalement vers le Nord, sauf celui du 1999. Dans le cas notamment de l'écoulement du 23 août 2000, on observe clairement une augmentation de la quantité de cendre. Le grand volume de cet écoulement ainsi que une dispersion effective vers l'Ouest, ont fait qu'il a été détecté par le collecteur C.

On constate donc qu'une analyse plus approfondie de la dispersion de cendres nécessiterait d'un réseau plus dense de collecteurs ainsi qu'un contrôle plus précis des conditions météorologiques et en particulière de régime de vents.

2.8. Mesures géochimiques

Sur le plan de la surveillance géochimique l'ICE réalise des analyses périodiques des sources thermales localisées sur les flancs NE et NO de l'Arenal (Figure 2.5). Trois de ces sources sont associées à des failles (RT, QG, FD) et une (QL) à la coulée de lave émise lors de l'éruption de 1968. Les sources chaudes de l'Arenal semblent localisées sur une région de l'édifice densément fracturée ce qui suggère une circulation de l'eau souterraine principalement le long des fractures (Soto et al., 1999). Les sources thermales à l'Arenal sont encore peu étudiées. Quelques travaux ont été effectués par Bigot et Barquero (1986), Marini et al. (1990), López et al. (1994) et Soto et al. (1999).

L'analyse de gaz à l'Arenal est une tâche difficile puisqu'il est émise uniquement du cratère qui est un endroit inaccessible. Seules quelques études utilisant des mesures au COSPEC (spectrométrie de corrélation ultraviolette) ont été réalisées en février 1982 (Casadevall et al., 1984), en novembre 1982 (Stoiber et al., 1982) et février-avril 1995 et février-mars 1996 (Williams-Jones et al., 2001).

2.8.1. Données

L'échantillonnage des sources de l'Arenal est divisé en deux périodes: juin 1985 - septembre 1988 et novembre 1989 - décembre 2000. Ceci est dû à des changements des sites d'échantillonnage ainsi que des méthodes de prélèvement et d'analyse des échantillons. Pour cette raison, il n'est pas possible de comparer les analyses de ces deux périodes. Nous allons donc nous focaliser sur les données de la période 1989 – 2000, pour laquelle il y a au total 53 analyses de chaque source (figure 2.22). Les échantillons ont été traités toujours de la même façon, ce pourquoi la qualité est garantie sur l'ensemble des données. Cependant durant la compilation, toutes les valeurs ont été révisées avec le support du personnel de l'ICE chargé des analyses. Certaines valeurs aberrantes ou douteuses que nous avons trouvées ont été éliminées.

La diversité des données géochimiques étant très grande, nous allons nous focaliser sur les variations de la température, du pH et du rapport SO_4/Cl qui sont des paramètres fondamentaux pour la surveillance volcanique. L'analyse de l'ensemble des espèces chimiques et paramètres implique une étude que sort du cadre de ce travail.

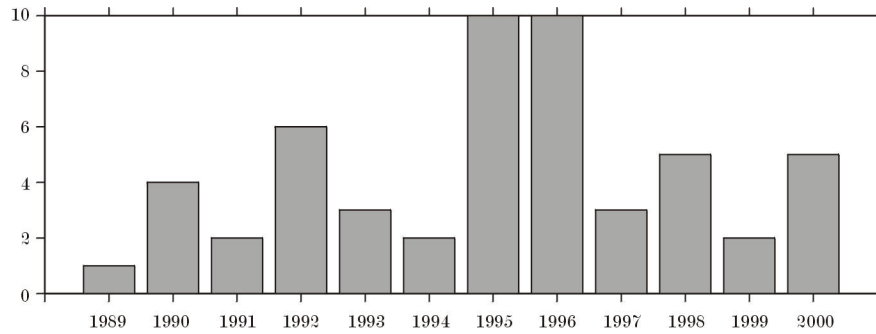


Figure 2.22. Nombre d'analyses géochimiques des eaux des sources thermales et froides par an.

2.8.2. Thermométrie

Les températures des sources de l'Arenal sont montrées sur la figure 2.23. Pour les sources du Nord-Ouest les températures sont en général supérieures à celles du flanc Nord-Est. On peut remarquer aussi des variations périodiques annuelles avec des maxima vers les mois de mai et juin. Dans le contexte d'un pays tropical, la variation de la température dans les eaux superficielles est typique du passage de la saison sèche à la saison de pluie. Nous avons donc étudié l'influence du changement de saison (Figure 2.24). Les données de précipitation ont été obtenues à la station Jilquero localisée sur le flanc Sud du volcan. Les températures extérieures, ont été mesurées au barrage Sangregado.

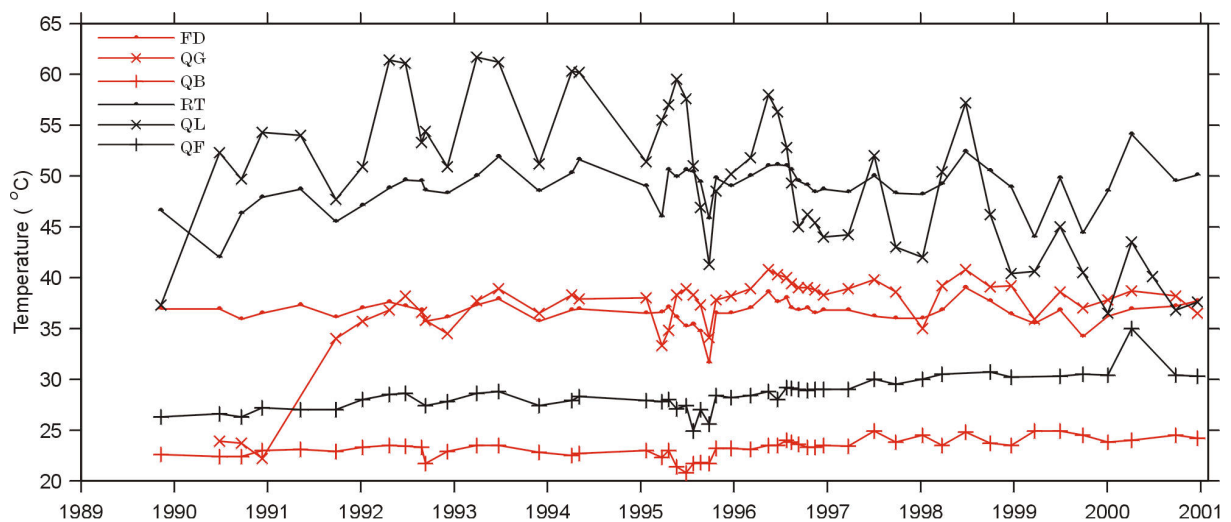


Figure 2.23. Température des sources thermales et froides. Les courbes correspondant aux sources du flanc Nord-Ouest sont identifiées en traits noirs et les sources du flanc Nord-Est en traits rouges.

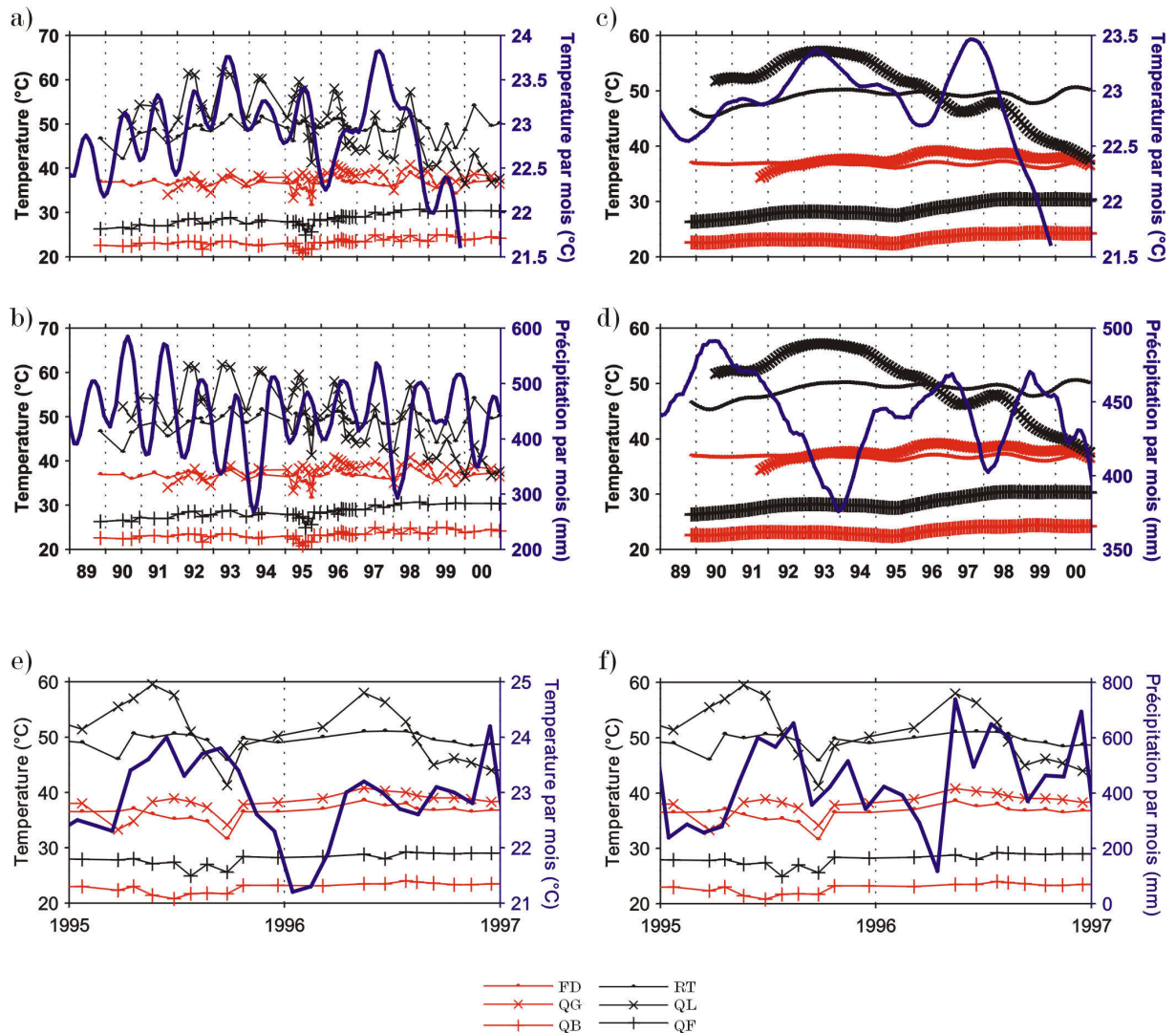


Figure 2.24. a) Comparaison de la température des sources thermale et froide avec la température extérieure. Pour cette dernière nous avons filtré les données en utilisant une moyenne mobile de 6 mois pour obtenir les variations saisonnières. Les données de la température extérieure ont été obtenues jusqu'en 1999. b) Comparaison de la température des sources avec les précipitations. La pluviométrie a été filtrée de la même façon que la température extérieure. c) Comparaison à long terme de la température des sources avec la température extérieure. Les courbes de températures ont été filtrées, ainsi que celle de la température extérieure, par une moyenne mobile sur 12 mois. d) Même opération qu'en c) avec la précipitation. e) Comparaison de la température de sources avec la température extérieure mensuelle pour la période 1995-1996. f) Idem avec la précipitation.

Dans la figure 2.24a, on constate que les maxima saisonniers de température des sources coïncident avec ceux de la température extérieure mais se produisent un peu avant ces derniers. Dans le cas de la précipitation, on obtient des courbes anti-corrélées, avec des maxima de températures se produisant peu après les minima de précipitation (Figure 2.24b). En examinant la période 1995 et 1996, pour laquelle l'échantillonnage plus dense (Figure 2.24e et f), on constate que les températures présentent un minimum entre septembre et octobre 1995, juste après le maximum de précipitation du mois d'août. En 1995 et 1996, les températures de toutes les sources augmentent lentement jusqu'au moment de la saison de pluies. Les figures 2.24c et d, obtenues en filtrant les variations de périodes inférieures ou égales à 12 mois, montrent l'évolution à long terme des températures et de la pluviosité. La source thermique QL présente une forte diminution de la température à partir de 1994, sa température semble encore partiellement liée aux précipitations. Pour les deux sources froides QB et QF et la source thermique RT on observe entre 1990 et 2000 une augmentation progressive de la température de quelques degrés ($< 3\text{ }^{\circ}\text{C}$).

La température des sources semble être contrôlée par les variations saisonnières de température extérieure et surtout de précipitation. A long terme, sauf pour QL, les variations de température des sources sont faibles (quelques degrés). Pour QL, la source de chaleur provient de la coulée de lave émise par l'éruption de 1968. Cela explique le fait que la température de QL soit fortement contrôlée par la précipitation.

2.8.3. pH

Les sources de l'Arenal sont légèrement acides avec un pH compris entre 6 et 7, les valeurs de pH des sources du Nord-Ouest étant un peu plus élevées que celles des sources du Nord-Est. De même que pour la température, on observe des variations annuelles qui sont relativement bien corrélées entre toutes les sources (Figure 2.25).

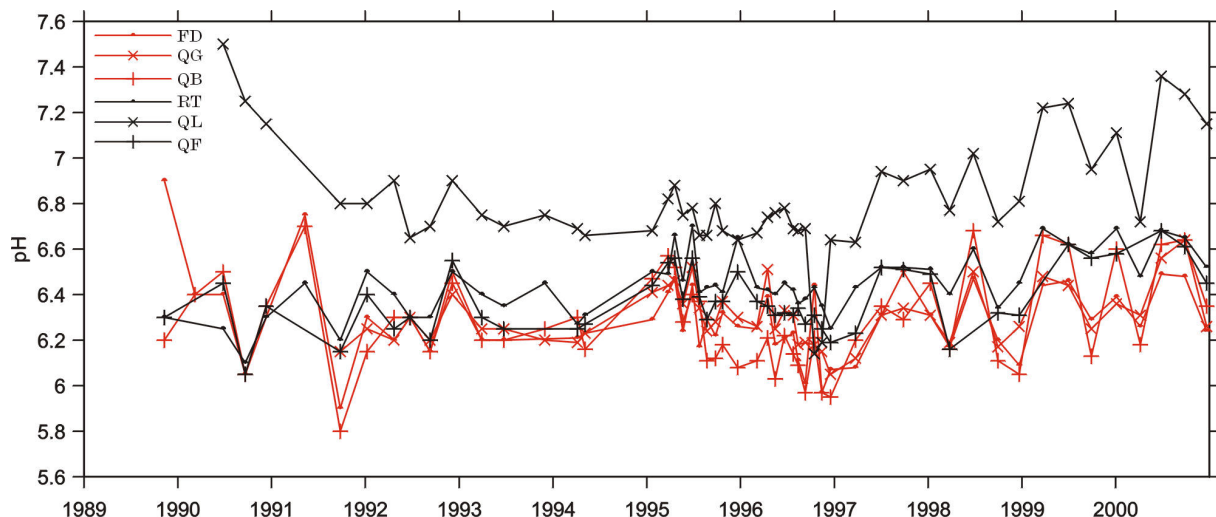


Figure 2.25. pH des eaux de sources thermales et froides. Les courbes correspondantes aux sources du flanc Nord-Ouest sont identifiées en traits noirs et les sources du flanc Nord-Est en traits rouges.

L'étude du pH est plus complexe que celle de la température puisque le pH dépend des espèces chimiques présentes dans les eaux des sources thermales. Pour le moment nous n'avons qu'examiné les variations de pH en fonction des précipitations (Figure 2.26). Cela donne indirectement une idée de l'influence sur le pH du débit de la source. On constate sur la figure 2.26a des anticorrélations entre pluie et pH, par exemple en 1991 et 1992, et parfois des corrélations, par exemple en 1997 et 1998. A long terme (figure 2.26b) les courbes de pH sont bien corrélées entre les sources. On observe aussi que les maxima de précipitation ont lieu peu de temps avant les maxima de pH. Plus en détail, dans le cas des années 1995 et 1996 (Figure 2.26c), on constate des différences dans le comportement du pH entre les sources, et des variations de pH pas toujours corrélées avec la précipitation. Une augmentation des précipitations n'entraîne donc pas toujours une augmentation du pH, comme résultat de la diminution des concentrations des espèces chimiques.

Avant l'éruption de 1968, seule la source Río Tabacon (RT) a montré un réchauffement, mais on ne connaît pas ses variations géochimiques et de pH. Le seuil à partir duquel nous une variation est significative n'est donc pas connu. A long terme, on constate que, en dehors des variations annuelles, le pH est resté dans l'ensemble des sources relativement stable (sauf dans le cas de Quebrada Lava).

2.8.4. Rapport Cl/SO₄

Les concentrations de SO₄ et de Cl ainsi que leur rapport sont représentés sur la figure 2.27. Les sources RT, QG et FD présentent les concentrations de SO₄ les plus élevées (> 100 mg/kg). Pour ces trois sources, les variations annuelles de SO₄ sont relativement bien corrélées, sauf pour la période 1997-1999 (figure 2.27a). En ce qui concerne le Cl, les variations de la concentration sont, à court terme, très différentes d'une source à l'autre (figure 2.27b). A plus long terme (figure 2.27d), on observe le SO₄ pour RT et QG tend légèrement à augmenter. Pour le Cl (figure 2.27e) la concentration tend à diminuer dans les sources du flanc Ouest (RT, QL, et QF) alors que pour les sources du flanc Est (FD, QG, QB) elle tend à augmenter. On constate par ailleurs que le rapport SO₄/Cl est fortement contrôlé par les variations du Cl à long terme (figure 2.27c et f).

Dans cette analyse préliminaire on observe un comportement différent de la concentration de Cl entre le flanc Ouest et Est du volcan. Par contre, au niveau de chaque flanc, le comportement est cohérent.

2.8.5. Discussion

Il existe des différences géochimiques entre les sources des flancs Nord-Est et Nord-Ouest. Les premières sont plus froides et légèrement moins acides que celles du deuxième flanc. Les variations de température sont en général contrôlées par les précipitations, alors que pour le pH ce contrôle n'est que partiel. La concentration de Cl sur les sources du flanc Nord-Ouest montre une tendance à diminuer alors que pour les sources du flanc Nord-Est, on observe le contraire.

Williams-Jones et al. (2001) a conclu, à partir de mesures de COSPEC et d'études pétrologiques, que le flux de SO₂ est pratiquement constant, ce qui indique que l'Arenal n'est pas alimenté par un corps magmatique isolé et se dégazant. Au contraire, l'Arenal semble plutôt un système ouvert constamment alimenté par du magma riche en sulfate. Si nous supposons que les sources d'eau sont contaminées chimiquement principalement par le dégazage du magma, la température des sources, principalement contrôlée par la précipitation

et la température extérieure, et un pH qui ne présente pas des fortes variations au court du temps, confirment aussi le comportement quasistationnaire de l'Arenal. Toutefois cette étude suffisamment approfondie pour interpréter le comportement de la concentration du Cl dans ce contexte.

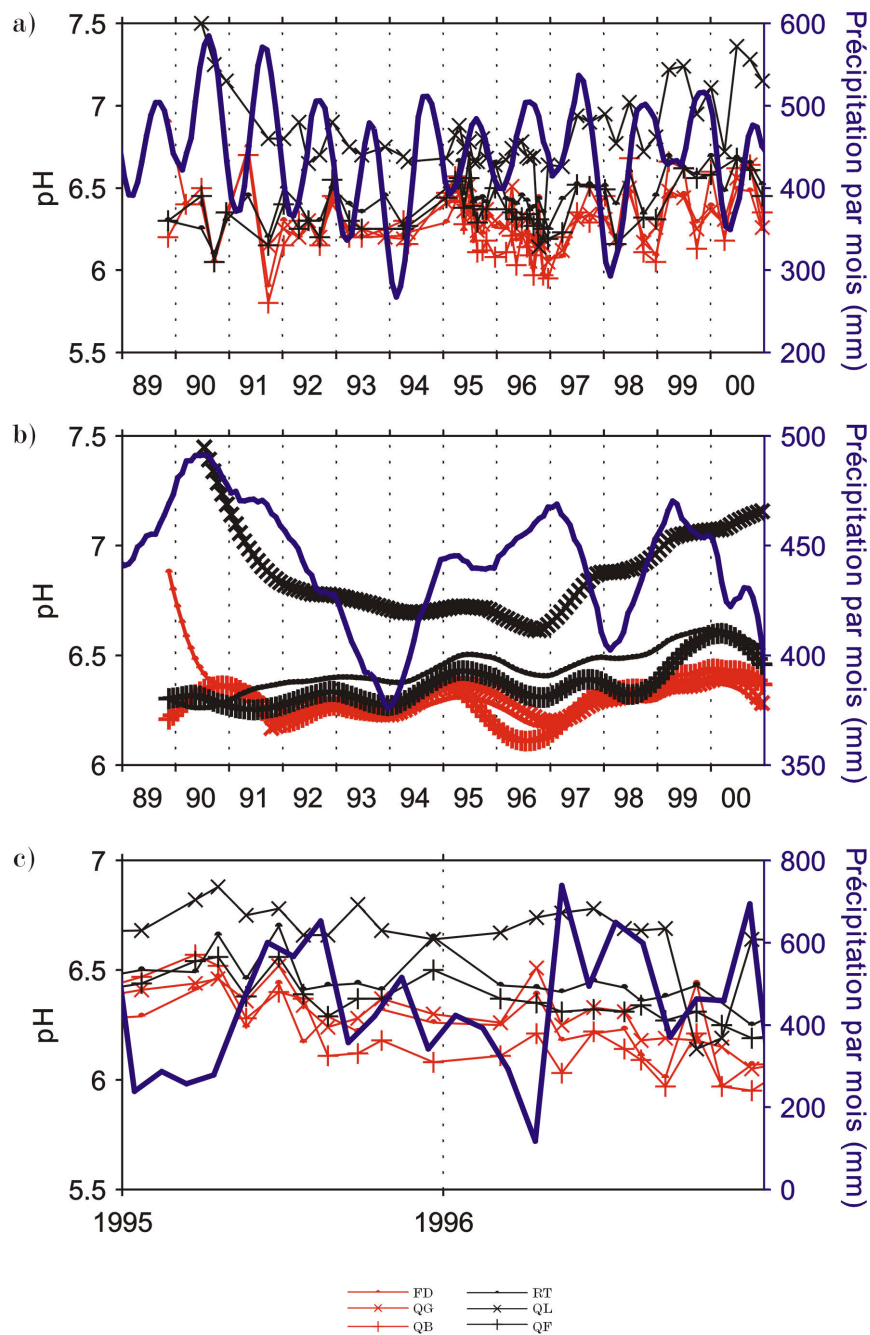


Figure 2.26. a) Comparaison du pH avec la précipitation. La courbe de précipitation a été filtrée en utilisant une moyenne mobile de 6 mois pour obtenir les variations saisonnières. b) Comparaison à long terme de la température des sources avec la précipitation. Les courbes ont été filtrées comme celles des figures 24c et d. c) Comparaison du pH avec la précipitation mensuelle pour la période 1995-1996.

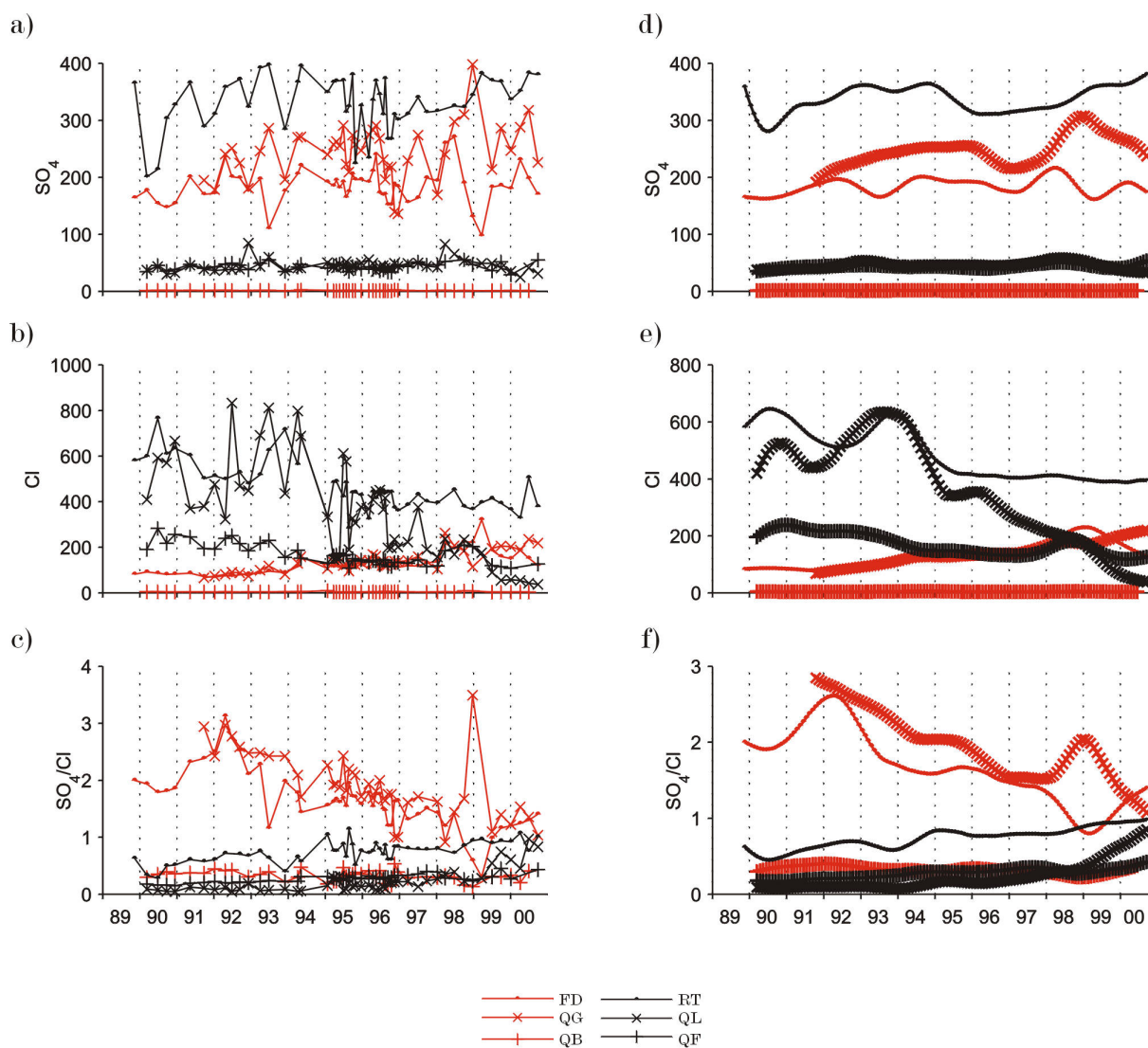


Figure 2.27. Concentrations en mg/kg de: a) SO_4 , b) Cl et c) rapport SO_4/Cl des sources thermales et froides de l'Arenal. d) e) f): Données filtrées par une moyenne mobile de 12 mois.

2.9. Conclusions

Pendant la deuxième année de la préparation de cette thèse, nous avons réalisé la tâche de compilation de l'information obtenue par le système de surveillance de l'OSIVAM depuis qu'il a commencé ses opérations. Cela a permis pour la première fois de réaliser une analyse globale de toute l'information et d'examiner le fonctionnement du système. Etant donné que ce travail n'est que préliminaire et que pendant l'analyse de type de données nous avons détecté des problèmes importants, nous avons peu de critères solides pour arriver à une interprétation globale claire et cohérente de l'activité de l'Arenal. Avec les données actuelles, le système magmatique de l'Arenal semble avoir resté en condition quasistationnaire pendant la période analysée. Cela, néanmoins doit être vérifié avec des analyses plus détaillées. Des analyses statistiques, notamment de corrélation entre les différents paramètres sont nécessaires afin de mieux déterminer s'il existe des variations significatives de l'activité volcanique. Cela peut être une suite intéressante de ce travail.

Sur le plan sismologique beaucoup d'améliorations doivent être effectuées: 1) les critères de classement de signaux doivent être bien établis; 2) la qualité et la continuité de l'enregistrement de la station analogique de référence FOR doivent être garanties et suivies en permanence; 3) la récupération d'enregistrements digitaux continus, au moins pour une station, doit être implémentée; 4) le traitement numérique des signaux doit être automatisé via l'implémentation de techniques d'analyse temps-fréquence, RSAM ou SSAM, entre autres; 5) la formation du personnel technique pour le traitement des signaux est nécessaire.

Sur le plan des mesures de déformation, une étude approfondie de la réponse de chaque inclinomètre à des processus externes (précipitation, température, entre autres) est nécessaire pour mieux distinguer les effets de site. D'autre part, l'étude de l'effet de la topographie sur les mesures doit être réalisée. L'implémentation d'inclinomètres secs constitués d'un plus grand nombre de repères géodésiques à différentes échelles permettrait de mieux déterminer les vecteurs d'inclinaison. L'implémentation de mesures instrumentales (inclinomètres électroniques ou GPS) doit être envisagée.

La fréquence d'échantillonnage des sources thermales et froides doit être augmentée afin d'examiner les variations des différents paramètres géochimiques à échelle mensuelle voire journalière. Des mesures de température et du pH peuvent être facilement automatisées afin d'avoir un enregistrement continu.

La collecte de cendre semble une méthode intéressante pour la quantification de l'activité explosive. Cependant, il est nécessaire d'augmenter le nombre de collecteurs afin de mieux contrôler les variations dans l'espace. Cela implique aussi la mesure de la direction des vents. L'installation d'une station météorologique à l'Ouest du volcan doit être envisagée.

Analyse des effets de site dans des structures volcaniques

3.1. Introduction

L'amplification locale des ondes sismiques provoquée par la structure géologique superficielle et la surface topographique constitue une sérieuse difficulté pour l'étude de signaux sismiques sur les volcans actifs. Les édifices volcaniques sont des structures géologiques hétérogènes qui deviennent de plus en plus complexes au fur et à mesure que l'on se rapproche des cratères. Cela perturbe directement la propagation des ondes sismiques et peut en modifier localement l'amplitude, la polarisation, l'angle d'incidence, la direction de propagation et la vitesse. Des amplifications locales du trémor harmonique à certaines fréquences ont été observées au: Stromboli, Italie (Del Pezzo et al., 1974; Falsaperla et al., 1992; Ntepe & Dorel, 1990), au Klyuchevskoy, Kamchatka (Gordeev et al., 1989; 1990) et au Sakurajima, Japon (Tsuruga et al., 1997). Cependant, l'étude des effets de site n'a jamais été réalisée en détail dans des contextes volcaniques malgré l'importance de les détecter et de les caractériser afin d'éviter des interprétations incorrectes.

Contrairement aux contextes volcaniques, les effets de site ont une importance fondamentale dans le cadre des études du risque sismique, car ceux-ci sont la cause d'une partie des dégâts générés par les séismes de grande magnitude. La connaissance théorique et pratique des effets de site est vaste dans le domaine du Génie Sismique et elle comprend de nombreuses méthodes (expérimentales, empiriques et numériques) développées afin de mesurer ou prédire l'amplification locale et la fréquence à laquelle elle a lieu.

Nous présentons dans ce chapitre les résultats de l'application d'une de ces méthodes, connue comme la méthode des rapports spectraux H/V, avec l'objectif d'identifier et de caractériser les effets de site sur les signaux générés dans le volcan Arenal, Costa Rica. La méthode a été proposée par Nakamura (1989) et, selon plusieurs études, elle est efficace pour quantifier les effets de site.

Même si cette étude concerne tous les réseaux déployés sur l'Arenal en 1997, à l'exception des réseaux triangulaires, dans ce chapitre nous allons nous focaliser sur les deux réseaux linéaires déployés à l'Est et l'Ouest du volcan. En 1998 l'Institut Costaricien d'Electricité (ICE) a réalisé deux profils de sismique réfraction et des sondages géoélectriques en suivant approximativement les mêmes lignes des réseaux linéaires (Figure 3.1). Ces sondages supplémentaires nous ont permis d'avoir un modèle de la structure géologique le long de ces réseaux avec lesquelles nous avons pu calculer la réponse théorique des sites d'enregistrement et les comparer avec les résultats obtenus avec la méthode des rapports spectraux H/V.

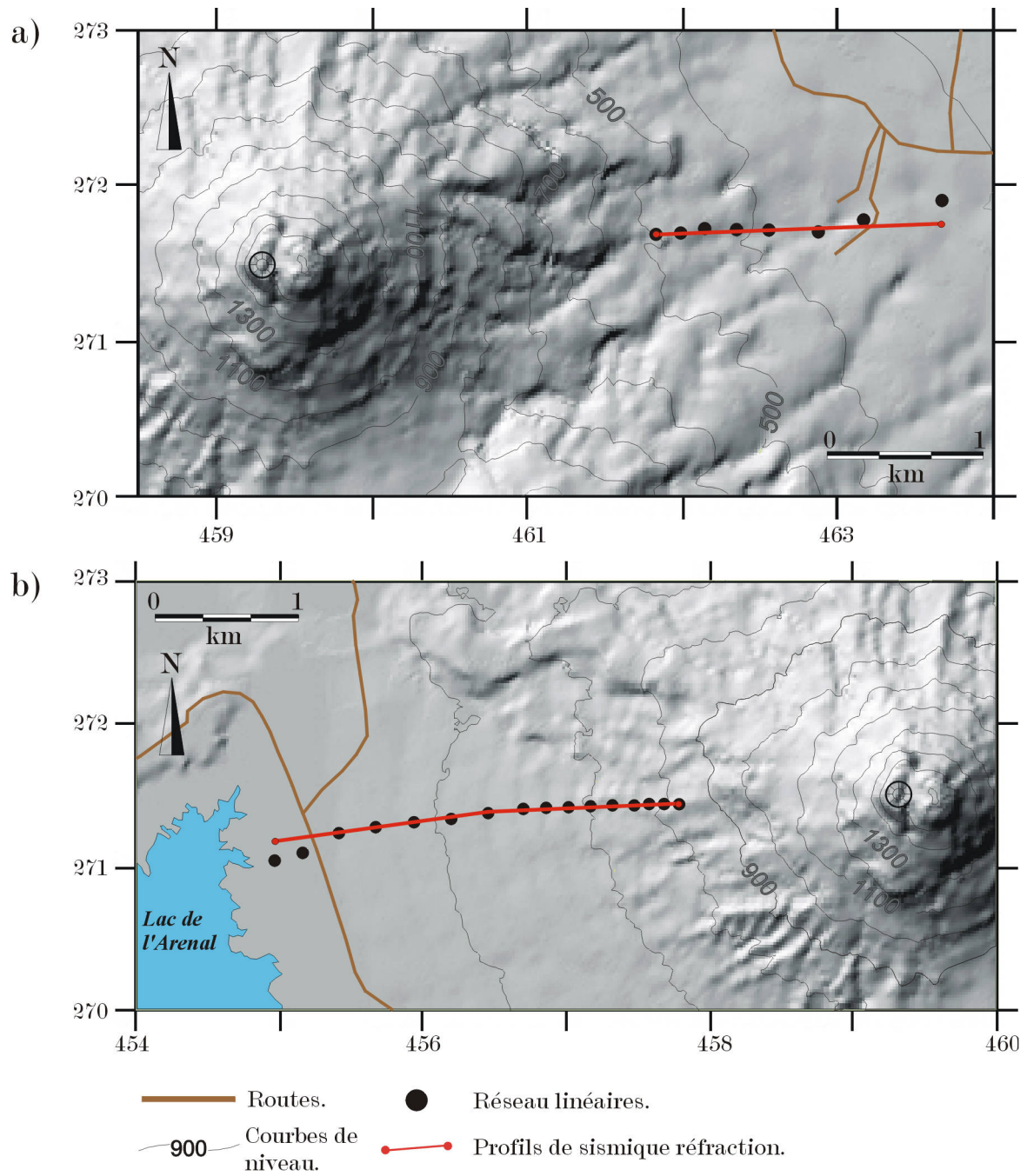


Figure 3.1. Localisation des réseaux linéaires et des profils de sismique réfraction. a) Réseau du flanc Est. b) Réseau du flanc Oest.

Nous avons complété cette étude par une analyse comparative avec les effets de site que nous avons mesurés sur la Caldeira de Masaya (Nicaragua) à partir de données d'un réseau linéaire installé au Nord de la caldeira par Métaxian (1994). L'explosivité de l'Arenal, produit par un magma andésitique-basaltique particulièrement visqueux, contraste avec le magma de type basaltique-toléiitique plus fluide. L'édifice de l'Arenal est donc constitué de la superposition de coulées de lave, d'écoulements pyroclastiques et de cendres. En revanche, la Caldeira de Masaya est une structure formée en surface par des coulées de lave épaisses et relativement homogènes. Cette différence de situation permet de tester non seulement la méthode des rapports spectraux H/V mais aussi la fiabilité des résultats obtenus sur l'Arenal.

Les résultats présentés dans ce chapitre ont été partiellement publiés sous forme d'un article dans *Geophysical Research Letters*, vol. 28, N° 15, pages 2991-2994, août 2001, intitulé: *Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica* par: Mauricio Mora, Philippe Lesage, Jacques Dorel, Pierr-Yves Bard, Jean-Philippe Métaxian, Guillermo E. Alvarado et Carlos Leandro (Annexe 3).

3.2. Pourquoi étudier les effets de site sur l'Arenal?

Les données des réseaux linéaires déployés sur les flancs Est et Ouest du volcan Arenal ont été analysées. Nous avons regardé d'abord les spectres de plusieurs tranches de trémor harmonique et d'autres signaux volcaniques.

Sur la figure 3.2, nous avons représenté les formes d'ondes et les spectres des trois composantes d'une tranche de trémor harmonique pour le réseau Est et pour les 9 premières stations du réseau Ouest. On observe que la fréquence des pics spectraux ne varie pas avec la distance ce qui indique qu'ils sont bien un effet de source (cf. Benoit & McNutt ; Hagerty et al., 2000). En revanche, l'amplitude relative de ces pics, même entre les stations proches, varie. Sur le réseau Est on constate par exemple que le pic à 1.9 Hz est très atténué sur la composante verticale de la station PE02 (figure 3.2a). De même, l'amplitude du pic à 3.8 Hz est beaucoup plus faible dans les stations PE05, PE06 et PE08 que dans les autres. Sur le réseau Ouest, l'amplitude du deuxième pic (3 Hz) sur la composante verticale est très supérieure à celle du premier pic (1.5 Hz) à partir de la station PW04 (figure 3.2b). La même chose peut être observée sur les composantes radiales des stations PW04 et PW05 et les composantes transversales des stations PW01, PW02, PW03 et PW05.

Les réseaux linéaires ont été déployés avec l'objectif d'étudier la variation de l'énergie des signaux sismiques en fonction de la distance au cratère. Cette variation est normalement décrite par une courbe régulièrement décroissante dont les caractéristiques sont fonction de l'atténuation intrinsèque due à l'anélasticité du milieu et de la dispersion géométrique.

Sur la figure 3.3, nous avons représenté des courbes de l'énergie en fonction de la distance ($E(r)$, avec r la distance au cratère) dans plusieurs bandes de fréquences pour les deux réseaux linéaires. Chaque valeur correspond à la moyenne de l'énergie calculée sur environ 10 minutes d'enregistrement de trémor harmonique que nous avons découpé en tranches de 20.48 s (soit 1024 points à fréquence d'échantillonnage de 50 Hz). L'une de ces tranches est montrée sur la figure 3.2. Pour chaque tranche nous avons calculé le spectre de puissance et l'avons intégré dans quatre bandes de fréquence.

Les enregistrements de trémors étant différents pour les deux réseaux, nous n'avons pas utilisé les mêmes bandes de fréquences. Dans le trémor sélectionné pour le réseau Est l'énergie du signal se trouve dans la bande 1-7 Hz tandis que pour celui utilisée pour le réseau Ouest, l'énergie est comprise entre 1 et 5 Hz. Les courbes sont normalisées par rapport à la première station et ne sont pas corrigées par la dispersion géométrique.

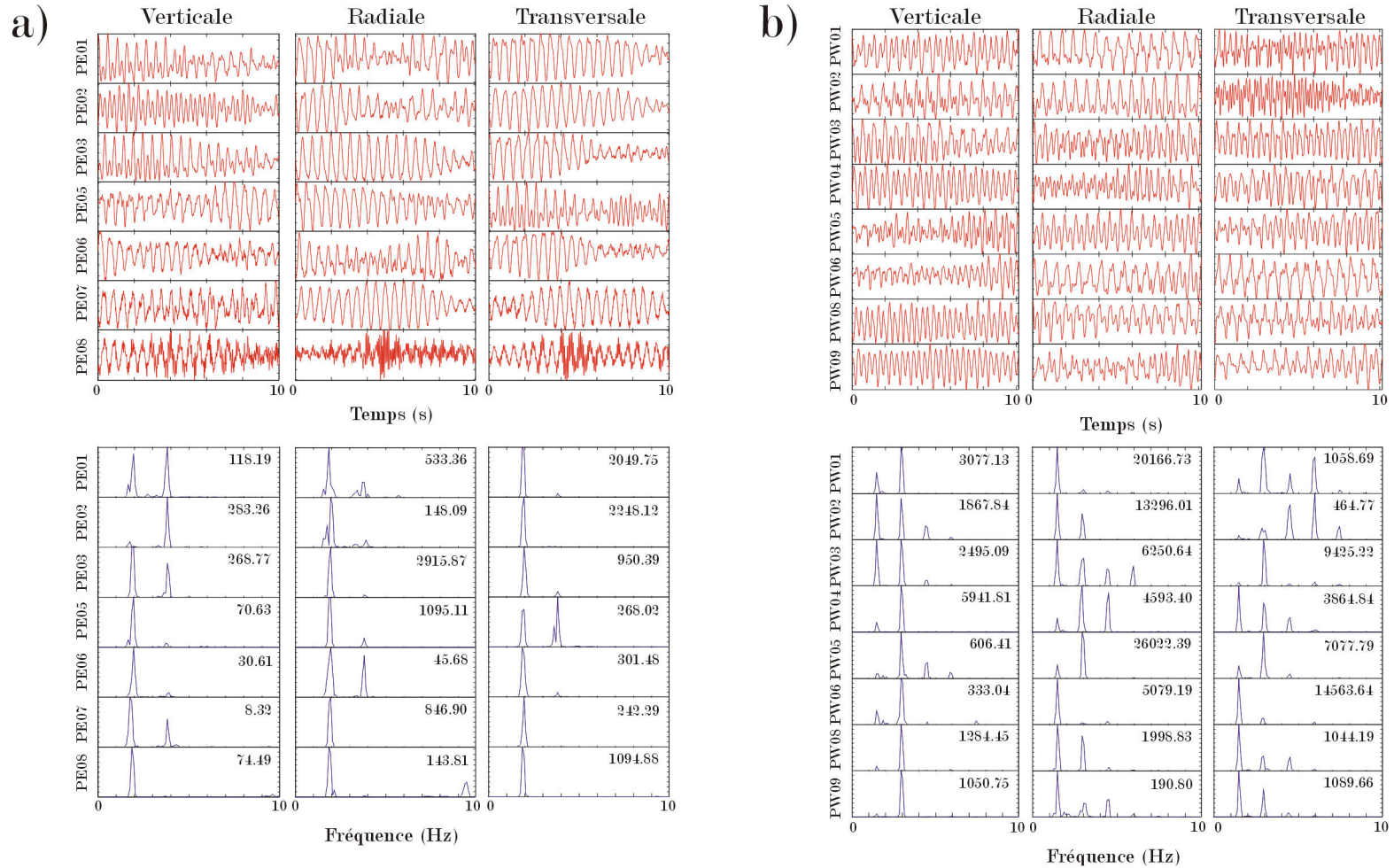


Figure 3.2. Formes d'ondes et spectres de puissance normalisés calculés pour une tranche de 10 s de trémor harmonique. a) Profil Est, trémor du 07.02.1997 04:16:16 UT. b) Profil Ouest, trémor du 02.02.1997 3:53:54.60 UT. Le nombre dans le coin supérieur droit des spectres représente l'amplitude spectrale maximale.

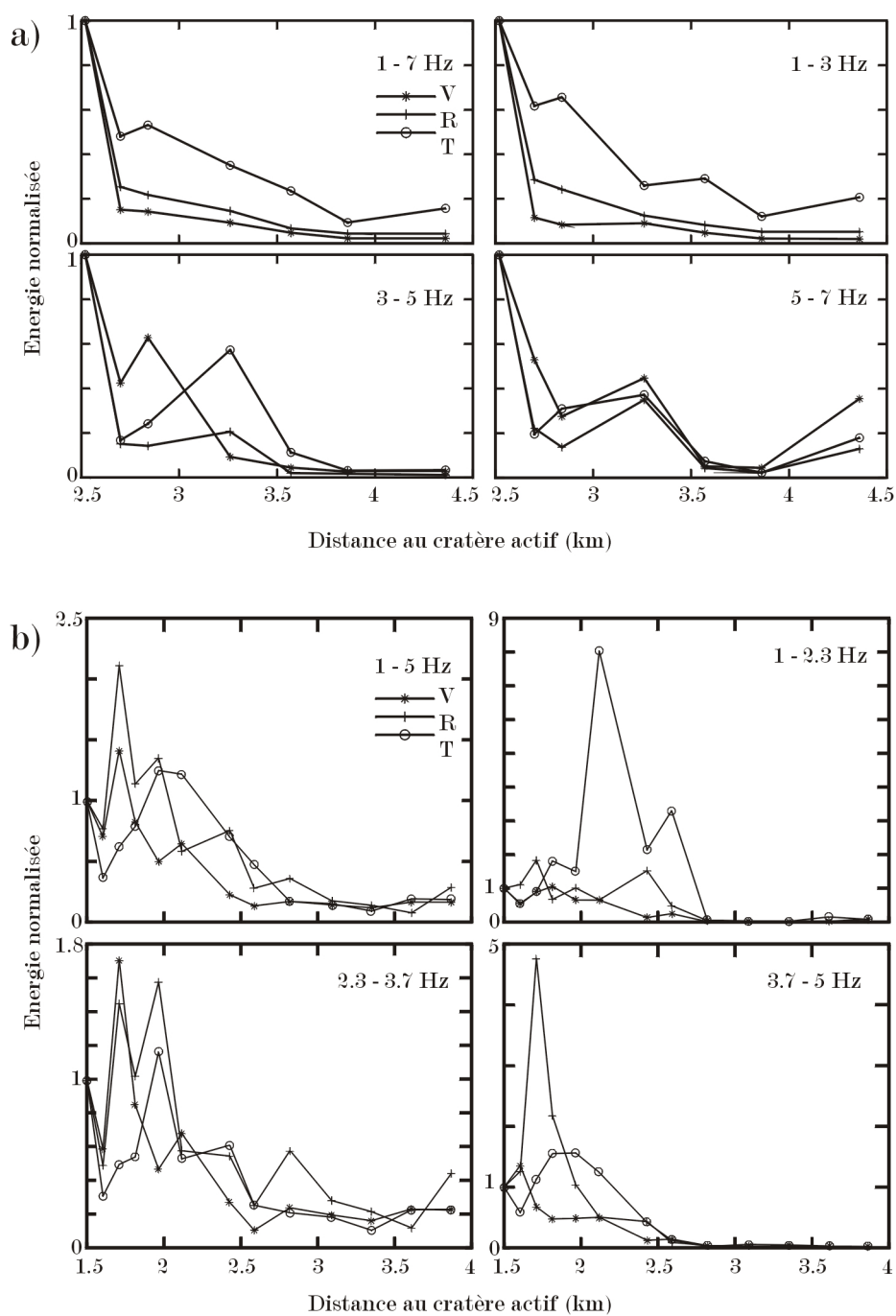


Figure 3.3. Energie du trémor harmonique en fonction de la distance radiale au cratère actif, calculée dans plusieurs bandes de fréquences. a) Profil Est, b) Profil Ouest. Les valeurs ont été normalisées par rapport à la première station. Composantes: V: Verticale, R: Radiale, T: Transversale.

Nous pouvons remarquer que sur les deux réseaux toutes les courbes de décroissance de l'énergie avec la distance sont fortement perturbées. Si l'on compare l'amplitude des pics spectraux montrés sur la figure 3.2, avec les anomalies observées sur les courbes de la figure 3.3, on peut constater qu'il y a bien une relation. Par exemple, l'anomalie observée sur la courbe $E(r)$ de la composante transversale de la station PE05 entre 3 et 5 Hz est liée au pic à 3.8 Hz qui est clairement amplifié par rapport aux autres stations. Dans le réseau Ouest on observe également un pic dans la courbe $E(r)$ de la composante transversale de PW06 entre 1 et 2.3 Hz. Cette anomalie est directement liée à l'amplitude spectrale du pic à 1.5 Hz.

Etant donné que l'amplitude des ondes sismiques est liée aux propriétés du milieu dans lequel elles se propagent, on peut supposer que ces anomalies sont le résultat de variations abruptes de ces propriétés et, par conséquent, de la structure géologique le long des réseaux. Cette étude part donc de l'hypothèse que les anomalies dans les courbes $E(r)$ sont produites par des effets de site, et nous nous proposons de l'explorer en utilisant la méthode des rapports spectraux H/V, ainsi que des calculs numériques de la réponse théorique des sites d'enregistrement.

3.3. Les effets de site : définition et cas typiques

Un effet de site est défini comme une amplification du mouvement du sol, à certaines fréquences, générée par les caractéristiques locales de la structure géologique en dessous du site d'enregistrement. L'un des cas typiques d'effets de site est l'amplification produite quand les ondes sismiques traversent des couches superficielles constituées de matériaux peu consolidés reposant sur un socle. Si le contraste d'impédance entre ces matériaux est suffisamment fort (>2.5 approximativement) les ondes sismiques sont piégées dans les couches superficielles en produisant des phénomènes de résonance, dont la forme et la fréquence sont fonction des caractéristiques géométriques et mécaniques de la structure géologique. Dans le cas simple d'une couche plane sur un demi-espace (figure 3.4), la fréquence du mode fondamental de résonance est donnée approximativement par l'équation suivante :

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (3.1)$$

et la fréquence des harmoniques par:

$$f_n = (2n + 1) \cdot f_0 \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (3.2)$$

où V_s est la vitesse des ondes S dans la couche et h son épaisseur. L'amplitude de ces pics est surtout liée au contraste d'impédance entre les couches superficielles et le socle et dépend peu des caractéristiques du champ d'ondes incident (type d'onde, angle d'incidence, entre autres).

Il existe d'autres effets de site associés à la structure géologique tels que ceux liés aux fortes discontinuités latérales, comme la présence d'une faille ou bien d'un contact latéral entre une roche peu consolidée et une autre plus rigide. Cependant, ce type d'effet de site a été peu étudié et ses caractéristiques ne sont pas bien connues.

Des effets de sites sont également liés à la surface topographique. Ils sont importants sur les crêtes du relief où les ondes sont amplifiées où dans les vallées où les ondes sont

atténuées. Il peut y avoir des figures complexes d'amplification et d'atténuation sur des collines et montagnes (Bard, 1996).

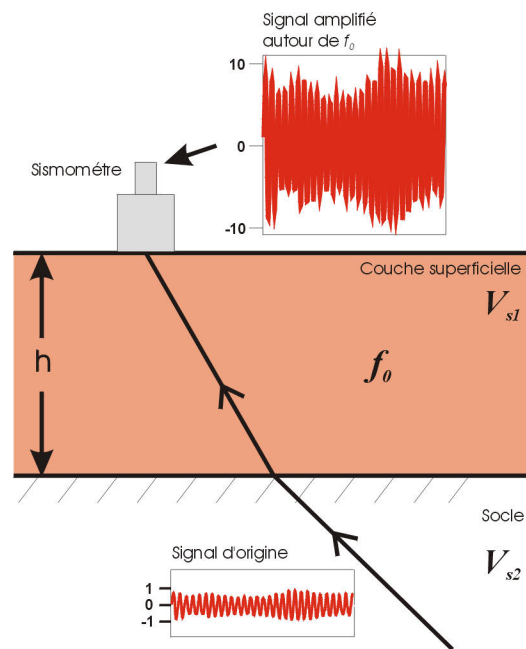


Figure 3.4. Définition de l'effet de site. Les ondes sismiques traversent une couche superficielle d'épaisseur h , de vitesse d'onde S V_{s1} reposant sur un socle de vitesse $V_{s2} > V_{s1}$. Si le contraste d'impédance entre la couche et le socle est suffisamment grand (> 2.5 environ) les ondes enregistrées par le sismomètre seront amplifiées autour de la fréquence de résonance fondamentale f_0 de la couche superficielle.

3.4. Cadre méthodologique

3.4.1. Résumé des méthodes utilisées pour l'étude des effets de site

Plusieurs méthodes permettent de distinguer les effets de source, de propagation et de site.

Une technique très utilisée consiste à comparer les spectres de signaux enregistrés par des stations suffisamment éloignées les unes des autres. Si dans les spectres, on trouve des pics communs, il est probable que ce sont des effets de source plutôt que des effets de propagation ou de site. Néanmoins, quand les sources sont très superficielles, il peut y avoir des résonances produites dans les couches superficielles qui masquent les pics associés à la source. Si la source est répétitive, on peut surmonter ce problème en faisant une sommation des spectres d'un groupe de séismes et ainsi améliorer le rapport signal sur bruit. Par contre si les effets de site et de propagation sont très forts, il est nécessaire de faire les observations à proximité de la source (Chouet, 1996). Dans le cadre d'études de sources de signaux volcaniques, des auteurs utilisent les caractéristiques temporelles et fréquentielles de signaux générés par des sources très proches. Ils comparent par exemple les signatures d'explosions chimiques produites dans le cratère avec celles des séismes LP (longue période). Dans le cadre d'une expérience sur le volcan Redoubt (Alaska), Chouet et al. (1994) ont constaté que

les formes des spectres de ces deux types de signaux étaient différentes, ce qui indique que les pics spectraux des séismes LP ne peuvent pas être produits par des effets de site.

Les ingénieurs en génie sismique ont développé une série de méthodes pour étudier les effets de site. Ces méthodes peuvent être classées de différentes manières suivant des aspects méthodologiques ou suivant leur coût de mise en œuvre.

Selon les critères méthodologiques, on peut classer les techniques d'étude des effets de site en trois groupes: expérimentales, numériques et empiriques (Bard, 1996). Le premier groupe utilise des données de plusieurs types: observations macrosismiques; mesures de bruit de fond (microtrémor); mesures de mouvements faibles (*weak motion*); accélérogrammes ou mesures de mouvements forts. Les méthodes numériques sont appliquées quand les caractéristiques géotechniques de la structure géologique sont bien connues ce qui implique la réalisation de nombreux forages et mesures géotechniques. Nous ne détaillons pas sur les méthodes empiriques puisqu'ils ne sont pas d'intérêt pour ce travail.

Méthodes expérimentales

Nous allons nous concentrer ici sur les techniques qui utilisent le bruit de fond et les mouvements faibles car elles sont adaptées aux signaux volcaniques. En particulier, deux types de rapports spectraux sont largement utilisés: ceux qui dépendent d'un site de référence (e.g. Seekings et al., 1996) et ceux qui n'en dépendent pas (i.e. Nakamura, 1989). Dans le premier, cas il faut des enregistrements simultanés en des stations placées sur un site de référence et sur les sites que l'on veut étudier. La station de référence est située sur une structure rocheuse où les effets de site sont minimaux. Normalement les stations doivent être proches les unes des autres pour que les effets de source et de propagation soient les mêmes.

Dans le deuxième cas, on n'effectue des mesures que sur le site d'intérêt. La méthode consiste à calculer le rapport des spectres des composantes horizontale et verticale du mouvement du sol. Cette technique a été proposée à l'origine par Nogoshi & Igarashi (1970 ; 1971). Nakamura (1989) suppose que la méthode peut être efficace pour calculer la fonction de transfert des ondes *S* et la fait connaître sous le nom de "méthode des rapports spectraux H/V". Cette méthode peut être facilement implémentée et demande un budget modeste, puisqu'on n'a besoin que d'une station de trois composantes sur le terrain et que le traitement des données est relativement simple. Pour cette raison la méthode H/V a été rapidement popularisée et utilisée pour de nombreuses études dans plusieurs pays. Les résultats de ces études sont satisfaisants et montrent que le rapport H/V est lié à la structure géologique; cependant les bases théoriques de cette méthode ne sont pas bien établies (p.e. Lermo & Chaves-Garcia, 1994; Theodulidis et al., 1996; Lachet & Bard, 1994). Un état de l'art détaillé sur cette méthode peut être trouvé dans Bard (1998).

La méthode des rapports spectraux H/V utilise en général le bruit de fond sismique qui est une vibration du sol excitée par des perturbations naturelles ou artificielles comme le vent, l'océan, le trafic, entre autres. Cependant, plusieurs études ont montré que la méthode peut être appliquée indépendamment du type de signal sismique utilisée (e.g. Lachet & Bard, 1994).

Méthodes numériques

Les méthodes numériques effectuent le calcul théorique de la réponse du site à partir de l'information géotechnique disponible. Il y a donc toute une gamme de techniques qui vont

des calculs manuels à partir de formules simples jusqu'aux calculs à l'aide de codes informatiques sophistiqués.

Les calculs simples utilisent des structures géologiques à une dimension, c'est-à-dire à couches planes. Pour ce type de calcul, il faut les paramètres suivants: la vitesse des ondes S , la densité, le facteur d'atténuation et l'épaisseur de chaque couche. On considère que la structure est excitée par des ondes S d'incidence verticale.

Les méthodes plus sophistiquées sont utilisées pour étudier des structures plus complexes où les couches ne sont plus considérées comme planes et contiennent des hétérogénéités ou discontinuités latérales et en profondeur.

3.4.2. Méthodes appliquées pour l'étude des effets de site à l'Arenal

La méthode des rapports spectraux H/V

Le choix de la méthode des rapports spectraux H/V a été déterminé par deux facteurs: (1) toutes les sites utilisés peuvent être affectés par des effets de site et donc aucun ne peut servir de station de référence, (2) nous avons utilisé des capteurs à trois composantes.

Selon Nakamura (1989), la technique des rapports spectraux H/V a été conçue à l'origine pour n'être utilisée qu'avec du bruit de fond et en partant de l'hypothèse que ce type de signal se compose principalement d'ondes de volume. On considère les quatre spectres correspondant aux composantes verticales et horizontales des mouvements du sol en surface et à la base des couches superficielles (figure 3.5).

En suivant Castro et al. (1997) l'amplification dans le domaine des fréquences peut être décrite par les mouvements verticale $h_v(f)$ et horizontale $h_u(f)$. Soit $h_v(f)$ le rapport spectral des composantes verticales du mouvement en surface $V_s(f)$ et à la base de la couche superficielle $V_b(f)$. $h_v(f)$ peut être écrit de la façon suivante :

$$h_v(f) = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} = \frac{S_v(f) \cdot \Gamma(f) \cdot Z_v(f)}{S_v(f) \cdot \Gamma(f)} = Z_v(f) \quad (3.3)$$

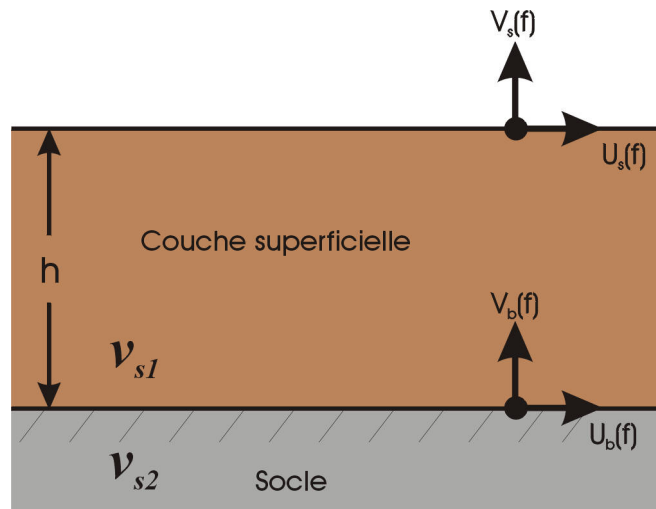
où $S_v(f)$ représente l'effet de la source, $\Gamma(f)$ l'effet de propagation de l'origine à la base de la couche et $Z(f)$ est l'amplification générée par la couche. De même, pour la composante horizontale, on définit le rapport :

$$h_u(f) = \frac{U_s(f)}{U_b(f)} = \frac{S_u(f) \cdot \Gamma(f) \cdot Z_u(f)}{S_u(f) \cdot \Gamma(f)} = Z_u(f) \quad (3.4)$$

où $U_s(f)$ et $U_b(f)$ sont les composantes horizontales à la surface et à la base de la couche, respectivement.

A partir de (3.3) et (3.4), on obtient le rapport H/V:

$$\frac{h_u(f)}{h_v(f)} = \frac{Z_u(f)}{Z_v(f)} = \frac{U_s(f)}{U_b(f)} \cdot \frac{V_b(f)}{V_s(f)} \quad (3.5)$$



$$Z(f) = \frac{U_s(f)}{V_s(f)} \quad \text{Rapport Spectral}$$



FONCTION DE TRANSFERT DU SITE

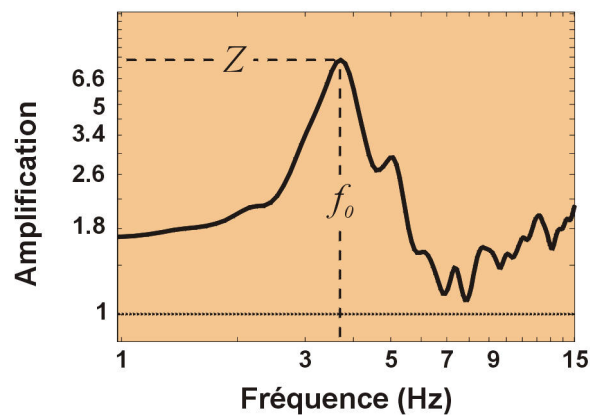


Figure 3.5. Modèle simplifié de la méthode H/V. Adaptée de Lermo & Chávez-García (1994)

Nakamura fait l'hypothèse que l'amplitude spectrale des deux composantes est la même à la base de la couche, c'est-à-dire que $U_b(f) = V_b(f)$. Par conséquent, à partir de l'équation (3.5), le facteur d'amplification est égal à :

$$Z_u(f) = \frac{U_s(f)}{V_s(f)} \quad (3.6)$$

Un point essentiel de discussion concerne la nature des ondes qui composent le bruit de fond. Néanmoins, actuellement une grande partie des études sont d'accord sur une composition dominée par des ondes de surface (p.e. Field & Jacob, 1995; Lachet & Bard, 1994; Kono & Ohmachi, 1998). Ceci fait que le rapport H/V est lié directement à l'ellipticité du mouvement des particules des ondes de Rayleigh, en raison de la prédominance de celles-ci dans la composante verticale. Cette ellipticité dépend de la fréquence et présente un pic autour de la fréquence de résonance du site dont la forme dépend du contraste d'impédance entre la structure superficielle et le socle. Ce pic est lié à l'annulation de la composante verticale lors de l'inversion du sens de rotation du mode fondamental de Rayleigh (Figure 3.6).

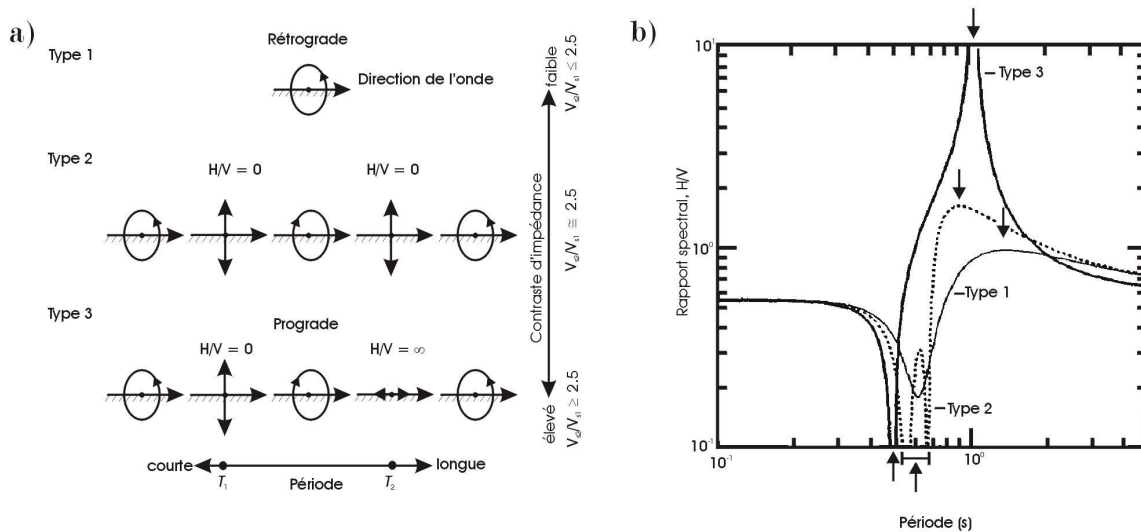


Figure 3.6. a) Mouvement de particules de trois modes fondamentaux des ondes de Rayleigh (Types 1, 2 et 3) pour une couche élastique sur une demi-space. V_{s1} et V_{s2} sont les vitesses des ondes S de la couche superficielle et du demi-espace respectivement. b) Trois types de rapports spectraux H/V correspondant aux trois modes fondamentaux d'ondes Rayleigh. Les flèches vers le bas indiquent les pics d'amplitude et les flèches vers le haut les minima. Reproduit de Kono & Ohmachi (1998).

Dans les milieux volcaniques plusieurs auteurs ont trouvé que le trémor (bruit volcanique) est constitué en grande partie d'ondes de surface (i.e. Gordeev, 1992, 1993; Del Pezzo et al., 1993; Ferrazzini et al., 1991; Chouet et al., 1997; Métaxian et al., 1997). Cependant, quelque soit l'hypothèse concernant le type constituant le bruit, dans la pratique, la méthode a prouvé qu'elle était efficace indépendamment de type de signal qu'on utilise (p.e.

Lachet et al., 1996; Theodulidis et al., 1996; Castro et al., 1996, 1997; Triantafyllidis et al., 1999).

Un autre point important de discussion concerne l'efficacité de la méthode pour calculer le facteur d'amplification du site. Lachet & Bard (1994) ont réalisé des expériences numériques afin de déterminer la stabilité du pic fondamental observé dans le rapport H/V et le facteur d'amplification associé. Ils ont trouvé que la position du pic est indépendante de la fonction source et qu'il est en accord avec la fréquence fondamentale obtenue pour des ondes *S*. D'ailleurs, ils ont observé que pour différents angles d'incidence d'ondes *SV*, la position du pic est stable. Par contre, l'amplitude est sensible à la distance source-captur et au coefficient de Poisson. Par conséquent, la méthode n'est pas capable d'estimer avec exactitude le facteur d'amplification et, en général, le sous-estime (p. e. Field & Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Theodulidis et al., 1996, Bard, 1998).

Calcul des rapports spectraux H/V

Nous avons résumé la procédure de calcul des rapports spectraux H/V sur la figure 3.7. On calcule la TF des trois composantes du mouvement puis on lisse les spectres en les convoluant avec une fonction de *Hanning* de longueur *m*. Ensuite on prend la moyenne géométrique des deux composantes horizontales (équation 3.7, où U_{sr} et U_{st} sont les composantes horizontales radiale et transversale respectivement) et on calcule le rapport avec la composante verticale.

$$H(f) = \sqrt{\frac{|U_{sr}^2(f)| + |U_{st}^2(f)|}{2}} \quad (3.7)$$

Pour que le résultat soit significatif, on utilise un rapport H/V moyenné sur plusieurs tranches du signal. Field & Jacob (1995) ont montré que la moyenne des rapports spectraux suit une distribution log-normal de la forme (supprimant la notation en fonction de la fréquence):

$$\ln \bar{Z} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \ln \left(\frac{H_n}{V_{sn}} \right) = \frac{1}{J} \sum_{n=1}^N (\ln H_n - \ln V_{sn}) \quad (3.8)$$

où *N* est le nombre de tranches, H_n et V_{sn} sont les spectres lissés des composantes horizontales (calculés avec l'équation 3.7) et verticales de la tranche *n*. La déviation standard, qui représente la dispersion des rapports spectraux individuels, est estimée à partir de:

$$\sigma_{std} = \left\{ \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \left[(\ln H_n - \ln V_{sn}) - \ln \bar{Z} \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.9)$$

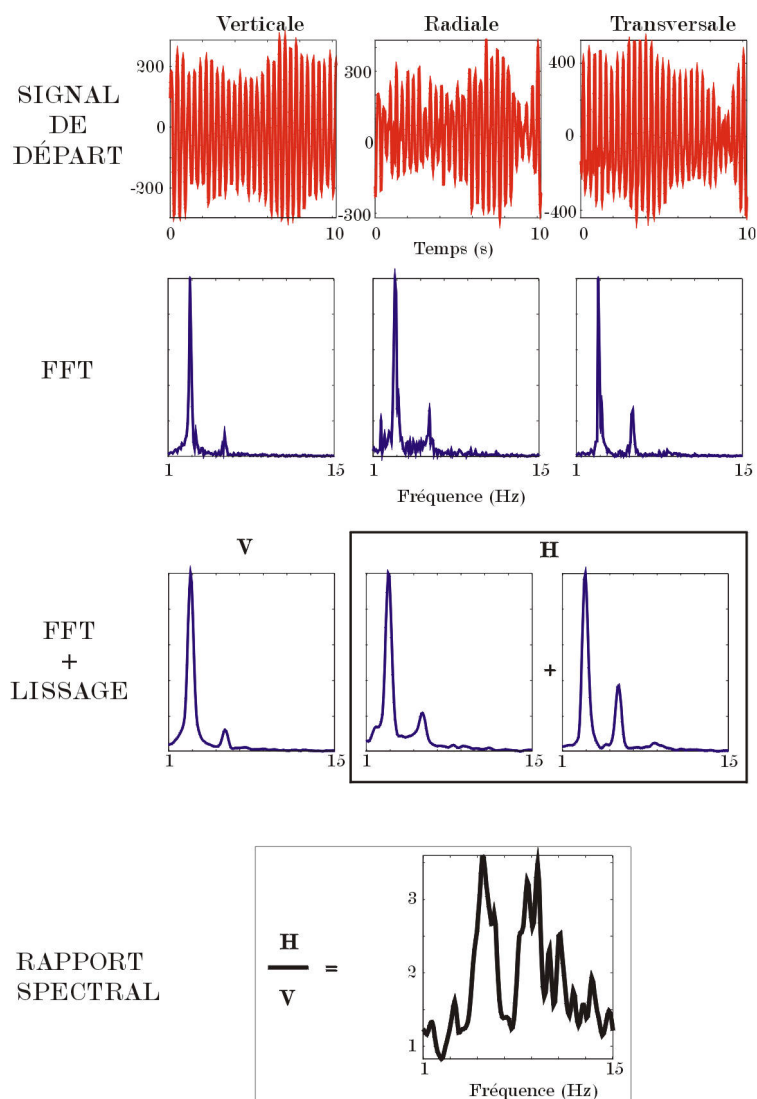


Figure 3.7. Procédure de calcul du rapport spectral H/V.

Il faut sélectionner la taille et le nombre de tranches adéquates de façon que la résolution spectrale des rapports soit stable. Il faut aussi trouver un compromis entre ces deux paramètres et la longueur de lissage m afin d'éviter des rapports trop lisses. Nous avons réalisé une série de tests pour fixer ces paramètres. Nous avons sous-échantillonné systématiquement les signaux d'un facteur 2, en réduisant ainsi la fréquence d'échantillonnage à 50 Hz. Pour ces tests nous avons utilisé 900 s de de trémor harmonique divisé en tranches de 512 à 4096 échantillons (10.24 à 81.9 s). Pour chaque longueur, nous avons calculé les rapports en utilisant trois valeurs de m : 2, 4 et 6. Les résultats sont résumés sur la figure 3.8.

Nous pouvons constater que pour une fenêtre courte, comme celle de 512 points, le résultat n'est pas satisfaisant car la résolution est trop faible et les rapports trop lisses, même avec peu de lissage. Quand on augmente la longueur des tranches, la résolution augmente et l'écart-type diminue. A partir d'une longueur de 1024 points, on voit clairement déjà les pics principaux. Des longueurs plus grandes produisent de rapports trop bruités surtout à hautes fréquences car il n'y a pas assez de fenêtres à moyenner pour obtenir un résultat stable.

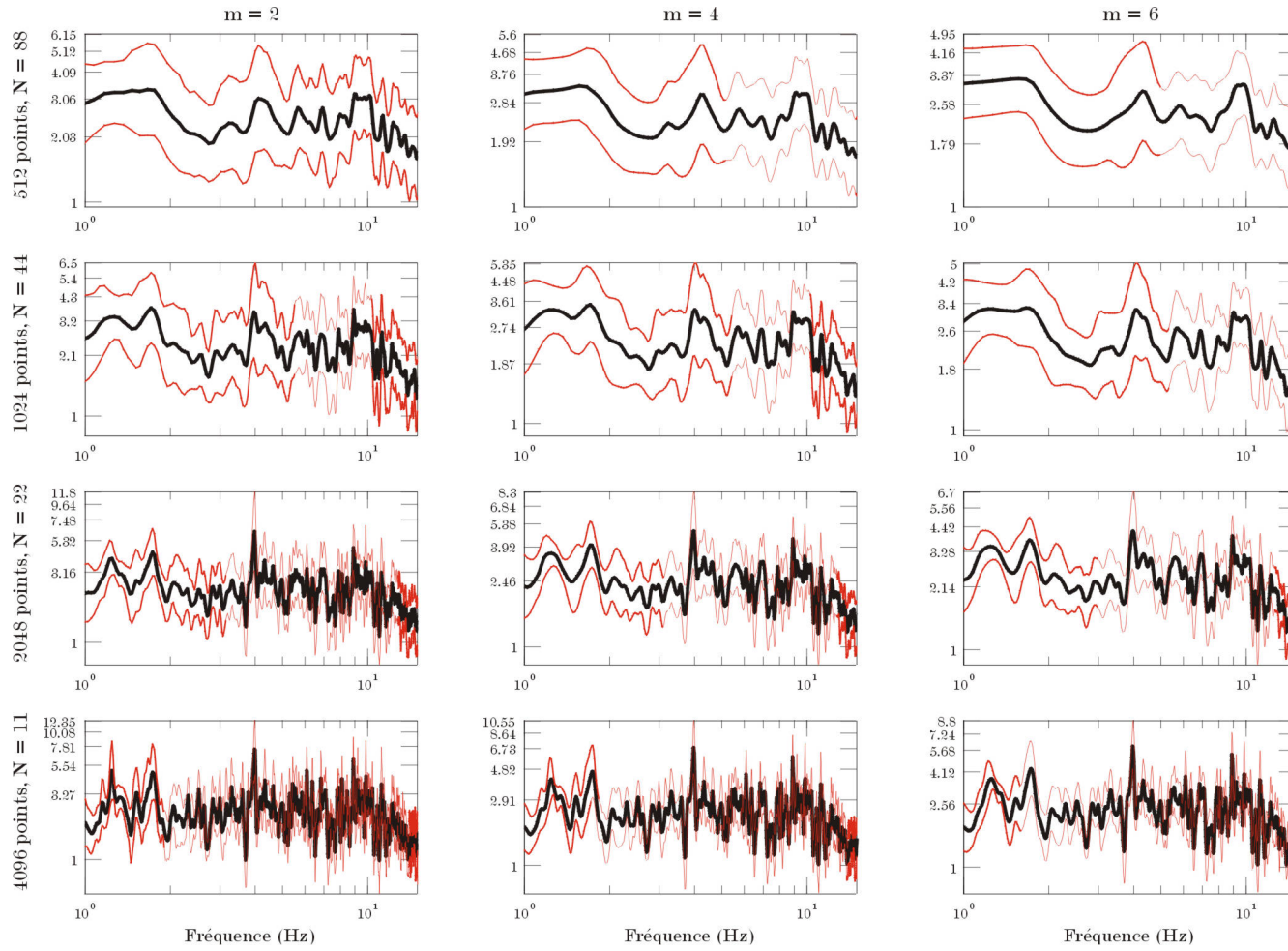


Figure 3.8. Calcul d'un rapport spectral H/V moyenné en utilisant différents longueurs et nombres (N) de tranches de signal et différentes valeurs du facteur de lissage m .

La fenêtre de 1024 points, combiné avec un facteur de lissage de 4, présente un résultat satisfaisant, car on retrouve toute l'information obtenue dans le reste des rapports spectraux, ainsi qu'un nombre de tranches statistiquement significatif. Nous utiliserons ces paramètres dans les calculs suivants.

Pour le calcul final des rapports spectraux H/V, nous avons utilisé jusqu'à 15 minutes d'enregistrement de trémor harmonique, trémor spasmodique, séismes explosifs, séismes de basse fréquence et bruit de fond. Nous avons sélectionné ce dernier dans les périodes les plus calmes sismiquement. Cependant, puisque l'activité sismique de l'Arenal est pratiquement continue nous n'avons trouvé du bruit de fond que sur le réseau linéaire Est. Les calculs ont été effectués dans la bande 1-15 Hz. La fréquence inférieure a été choisie en fonction de la fréquence de coupure des capteurs (2 Hz) et la fréquence supérieure en fonction des signaux sismiques. L'énergie des signaux de l'Arenal est concentrée entre 1 et 4 Hz, parfois jusqu'à 12 Hz pour certains trémors harmoniques.

Simulations numériques des effets site

En utilisant un code développé au LGIT de Grenoble, nous avons calculé les fonctions de transfert théoriques à chaque site, pour des ondes S à incidence verticale. Le programme a été développé suivant la méthode de réflectivité de Kennet & Kerry (1979) et permet d'obtenir les fréquences de résonance de la structure. Celles-ci peuvent être comparées directement avec les rapports spectraux H/V. Même si ces deux grandeurs sont différentes, la position en fréquence des pics et principalement de celui du mode fondamental doit être la même. En revanche, l'amplitude peut être très différente.

Les paramètres d'entrée du programme sont: la profondeur de chaque interface, les vitesses des ondes P et S , la densité et les facteurs de qualité Q_p et Q_s . La sismique réfraction et les sondages géoélectriques ont fourni les vitesses des ondes P , l'épaisseur de couches ainsi que la position de la nappe phréatique. Nous avons estimé les vitesses des ondes S en prenant un rapport V_p/V_s raisonnable pour des contextes volcaniques et de matériaux peu consolidés et en tenant compte des conditions de saturation en profondeur. Ce rapport a été choisi autour de 2.0 et de 3.0 pour les couches sèches et saturées respectivement. La densité a été déterminée en fonction des matériaux interprétés par la sismique réfraction. Les facteurs de qualité contrôlent principalement l'amplitude des pics spectraux de la fonction de transfert; nous avons réglé ces valeurs de façon à garder un ordre de grandeur des amplitudes comparable à celles des rapports spectraux H/V. Les modèles utilisés dans chaque site sont donnés dans l'annexe 4. Des précisions sur l'obtention de ces modèles sont données ci-dessous.

Modèles de structure obtenus par sismique de réfraction

Les profils de sismique réfraction ont été effectués avec des lignes de 48 capteurs séparées de 10 m et des explosions séparées de 100 m. La profondeur de pénétration atteinte est d'environ 100 m. Les erreurs sur la lecture des temps d'arrivées des ondes P sont estimées à ± 2 ms et celles des vitesses et des positions d'interface peuvent atteindre 15 %. Les sondages géoélectriques ont une profondeur de pénétration du même ordre. Les résultats détaillés sont décrits par Leandro & Alvarado (1999) et les modèles de structure sont représentés sur les figures 3.11b et 3.12b (c.f. paragraphe 3.5.2).

Schématiquement, les modèles sont constitués d'une couche de téphras, peu à moyennement consolidés ($V_p < 1.95 \text{ km s}^{-1}$) d'une épaisseur plus importante sur le flanc ouest (25 - 140 m) que sur le flanc est (20 - 50 m), surmontant des brèches et laves (V_p entre 2.4 et

3.9 km s^{-1}). Cette structure repose sur un socle de roches anciennes provenant d'un volcanisme antérieur à celui de l'Arenal et qui est indiquée par des faibles résistivités (15-70 Ωm).

La couche de téphras est subdivisée en plusieurs couches correspondant à différents types de dépôts pyroclastiques et épicyclastiques avec des niveaux de consolidation variables (tableau 3.1, figure 3.11b et 3.12b). Ils deviennent de plus en plus minces au fur et à mesure qu'on descend du volcan. On observe de plus, sur le flanc ouest, une couche de forme lenticulaire interprétée par Leandro & Alvarado (1999) comme une paléovallée formée par une ancienne rivière remplie par des téphras.

Tableau 3.1. Épaisseurs et vitesses des unités décrites par la sismique de réfraction dans les flancs Est et Ouest.

Profil	Épaisseurs (m)	V _p (km/s)
Est	5 - 15	0.2 - 0.8
	10 - 45	0.9 - 1.6
	15 - 60	2.1 - 2.8
	?	2.8 - 3.9
Ouest	2 - 20	0.35 - 0.9
	20 - 130	0.6 - 1.95
	?	2.1 - 2.4

Il faut remarquer aussi les variations rapides des vitesses et épaisseurs de couches le long des profils, ainsi que l'existence de plusieurs zones à faible vitesse (V_p entre 1.1 et 1.8 km/s). Plusieurs de ceux-ci sont des failles déjà identifiées sur le terrain et des photos aériennes.

3.5. Résultats

3.5.1. Forme et dispersion des rapports spectraux

Dans chaque site, quelque soit le type de signal utilisé pour le calcul, les rapports spectraux sont identiques et les principaux pics ont pratiquement la même fréquence (Figures 3.9 et 3.10). Nous reviendrons ultérieurement sur ce point important. La dispersion statistique des mesures est assez faible pour que les principales caractéristiques des rapports H/V soient bien déterminées. Les déviations standards sont inférieures à 1.5 pour les deux réseaux. Sur le réseau Est, les déviations standards les plus basses ont été obtenues à partir du bruit de fond, même en utilisant moins de tranches que pour les autres signaux. Les déviations standards les plus élevées sont obtenues en utilisant du trémor harmonique. D'autre part, sur le réseau Ouest, nous trouvons que les déviations standards les plus basses correspondent au calcul à partir du trémor spasmodique et les plus élevées au calcul à partir du trémor harmonique. Par la suite, nous utiliserons les rapports ayant les plus petites déviations standards.

3.5.2. Les rapports spectraux et la structure géologique

Sur la figure 3.11 nous avons représenté pour le profil Est: (1) les rapports spectraux, (2) les fonctions de transfert théoriques calculées avec (3) le modèle de structures obtenu par sismique réfraction.

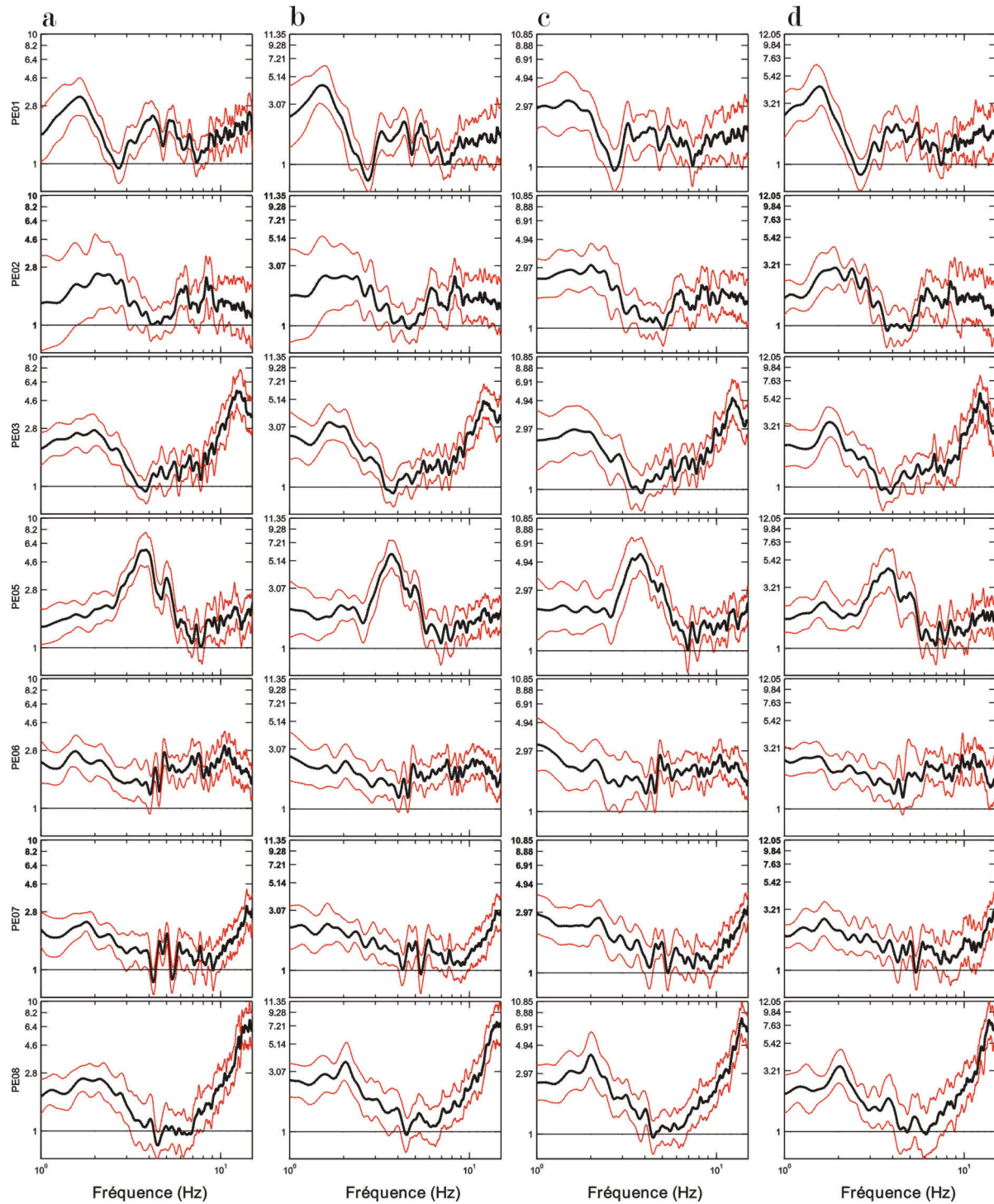


Figure 3.9. Rapports spectraux (H/V) calculés sur le profil Est avec différents types de signaux: a) Bruit de fond, N = 21; b) Trémor spasmodique, N = 40; c) Trémor harmonique, N = 45; d) Séismes longue période et explosions, N = 19. N = nombre de tranches de signal utilisées. Les lignes rouges correspondent aux écart-types (± 1).

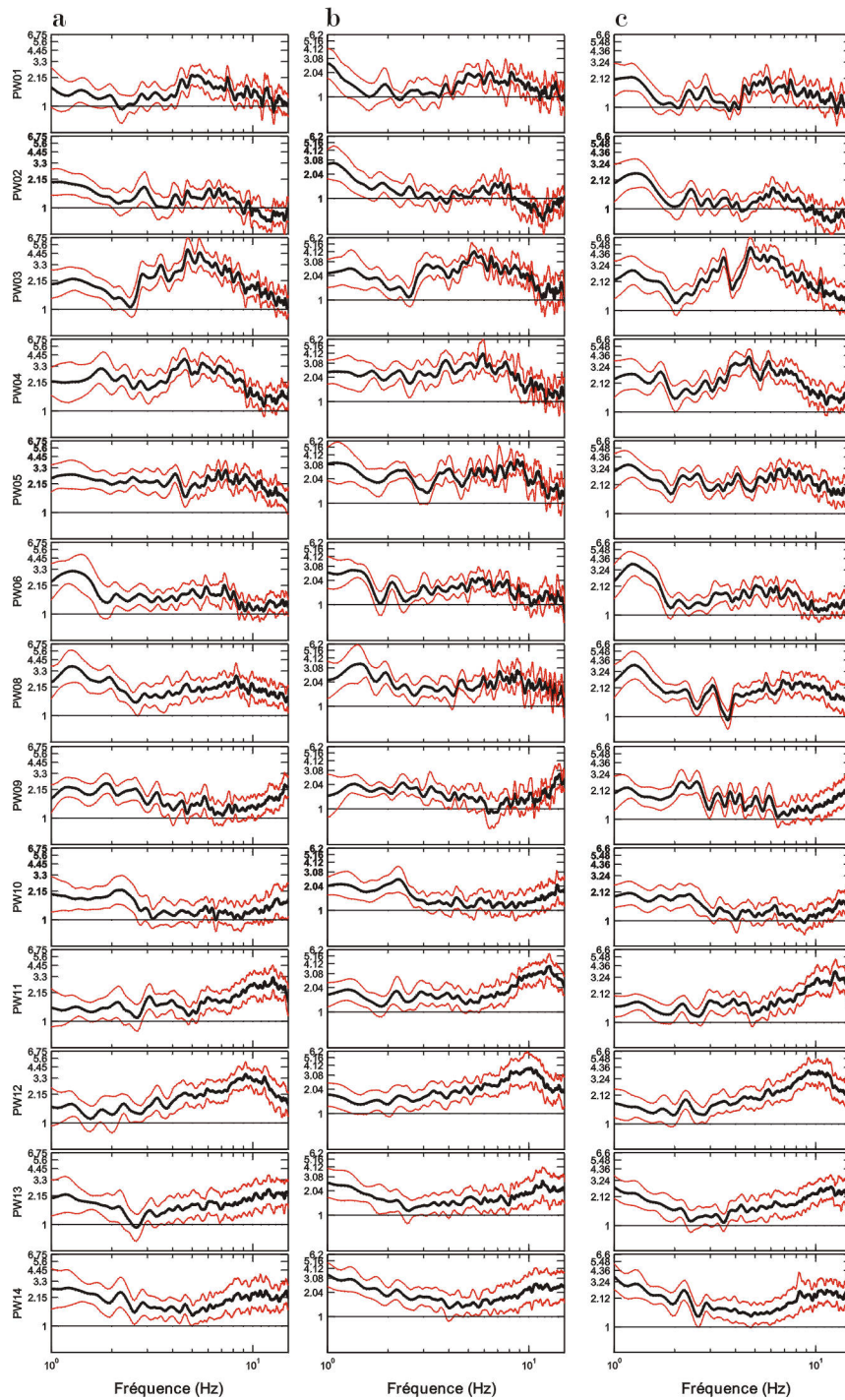


Figure 3.10. Rapports spectraux (H/V) calculés sur le profil Ouest avec différents types de signaux: a) Trémor harmonique, N = 43; b) Séismes longue période et explosions, N = 27; c) Trémor spasmodique, N = 43. N = nombre de tranches de signal utilisées. Les lignes rouges correspondent aux écart-types ($\pm 1s$).

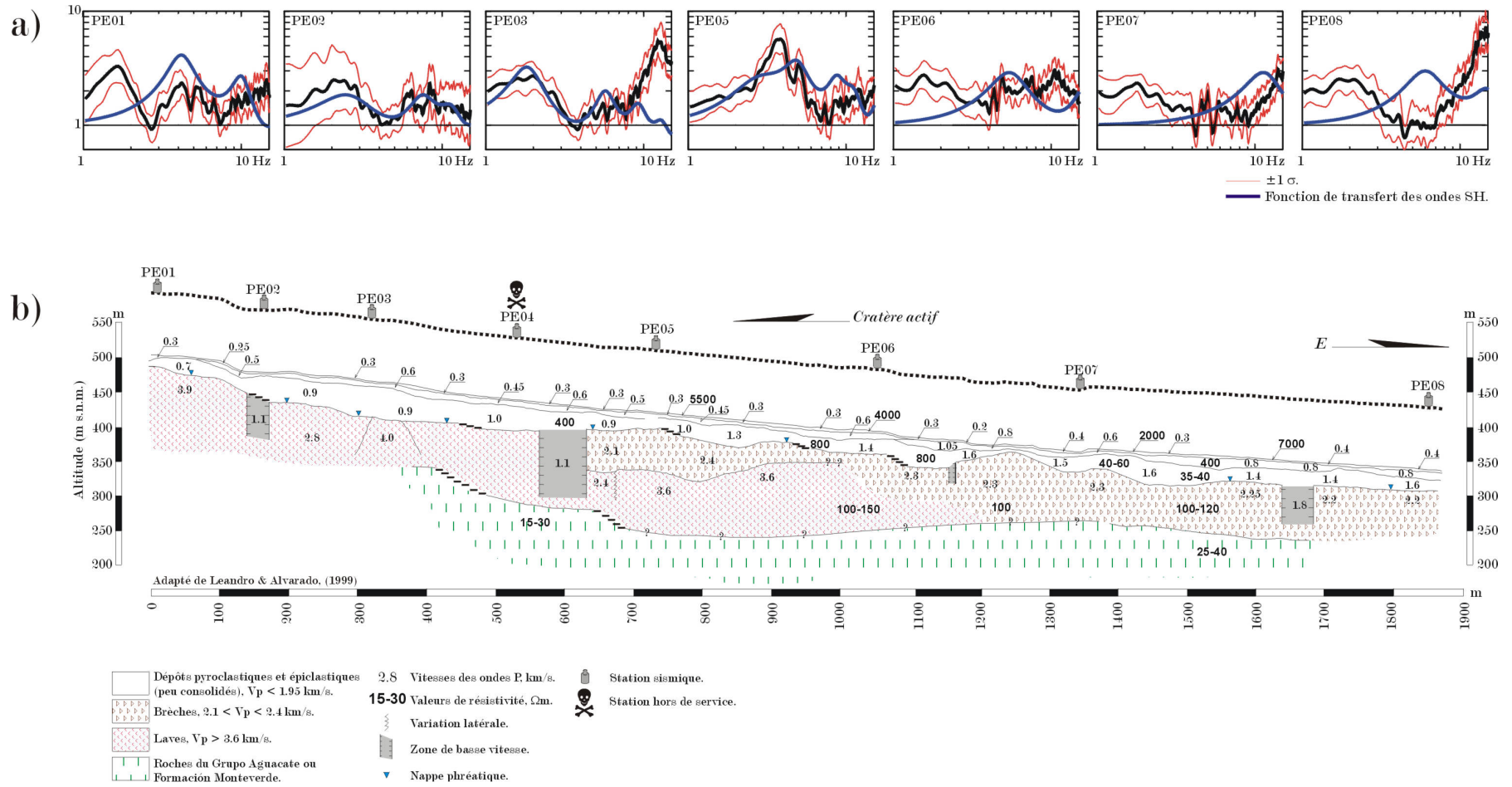


Figure 3.11. Profil Est. a) Rapports spectraux calculés à partir du bruit de fond comparés avec les fonctions de transfert théoriques des ondes S. b) Modèle de structure interprété à partir des sondages de sismique réfraction.

Dans le réseau Est les rapports spectraux H/V indiquent un mode de résonance fondamental dont la fréquence f_0 varie le long du profil (Figure 3.11). De PE01 à PE03 et en PE08 le pic correspondant est centré entre 1.8 et 2.2 Hz. Dans PE05 la fréquence de ce mode est 3.5 Hz alors que dans PE06 il n'y a pas de pics de résonance clairs. Dans PE07 f_0 est supérieure à 10 Hz. La fréquence du mode fondamental est confirmée par la position du minimum qui se trouve après le pic: 3 Hz pour PE01, 4 Hz pour PE02 et PE03, 7 Hz pour PE05, 4-5 Hz pour PE08. En effet, selon Konno & Ohmachi (1998) le pic du mode fondamental est suivi par un minimum à environ deux fois f_0 en raison de l'annulation de la composante horizontale et d'une nouvelle inversion du sens de rotation des ondes Rayleigh (figure 3.6). Ce minimum peut être observé clairement même pour des structures ayant de faibles contrastes d'impédance.

Pour les sites PE02, PE03 et PE05, il y a un bon accord entre les fréquences du mode fondamental des fonctions de transfert théoriques et celles des rapports spectraux H/V. Pour PE06 et PE07 les fonctions de transfert ne présentent aucun pic en dessous de 5 Hz, comme nous le pouvons observer aussi pour les rapports spectraux. Cependant, à plus haute fréquence, la corrélation entre les deux types de fonction est faible. Pour PE01 et PE08 les fonctions de transfert et les rapports spectraux sont très peu semblables. La différence entre l'observation et le calcul théorique sur PE01 peut être due au fait que la station se trouve à une extrémité du profil de réfraction et que le modèle de structure n'est pas bien contraint à cet endroit.

Dans le modèle de sismique réfraction il y a une grande différence de structure entre la section PE01 - PE04 et la section PE05 - PE08. A partir de la deuxième zone à faible vitesse, une nouvelle couche de vitesse $V_p = 2.1 - 2.4 \text{ km s}^{-1}$ apparaît et le "socle" (V_p de 3.6 km/s) devient plus profond. Dans la deuxième section du profil la couche de téphra est plus mince et par conséquent f_0 augmente. Pour PE05, ce sont les trois premières couches, d'un total de 22 m d'épaisseur, qui forment la structure résonante, tandis que pour PE07 ce sont les deux premières couches avec une épaisseur totale de 6 m qui la forment (Annexe 4). Sous PE06 la structure est apparemment plus compliquée. La réfraction sismique n'a pas pu déterminer les deux dernières interphases de la structure ce qui suggère de faibles contrastes d'impédance ou des variations latérales abruptes. Le pic entre 5 et 6 Hz dans la fonction de transfert théorique n'est donc probablement pas significatif. De plus le modèle n'est peut-être plus adapté car la station est éloignée de 60 m du profil de réfraction. Il en est de même pour PE08 qui se trouve à 100 m du profil de réfraction est à l'une de ses extrémités.

Dans certains rapports spectraux H/V du réseau Est, on observe des pics secondaires: à 6 et 8 Hz dans PE02, autour de 13 Hz et de 15 Hz dans PE03. Ceux-ci suggèrent l'existence de résonances dans des couches plus minces, probablement quand le contraste d'impédance avec les couches sous-jacentes est suffisamment grand.

Sur le réseau Ouest (Figure 3.12), de la station PW01 à la station PW08, on trouve un mode de résonance fondamental de fréquence f_0 de l'ordre de 1.5 Hz. Celle-ci est confirmée par la position du minimum après le pic autour de 2 Hz. On constate à partir de PW09 l'absence de pic à basse fréquence. Les rapports spectraux des stations PW09 et PW10 sont presque constants et ceux des stations PW11 et PW12 présentent une bosse vers 10 et 13 Hz respectivement. Les rapports spectraux des stations PW13 et PW14 sont de valeurs décroissantes avec la fréquence entre 1 et 4 Hz et présentent un maximum peu marqué vers 10 Hz.

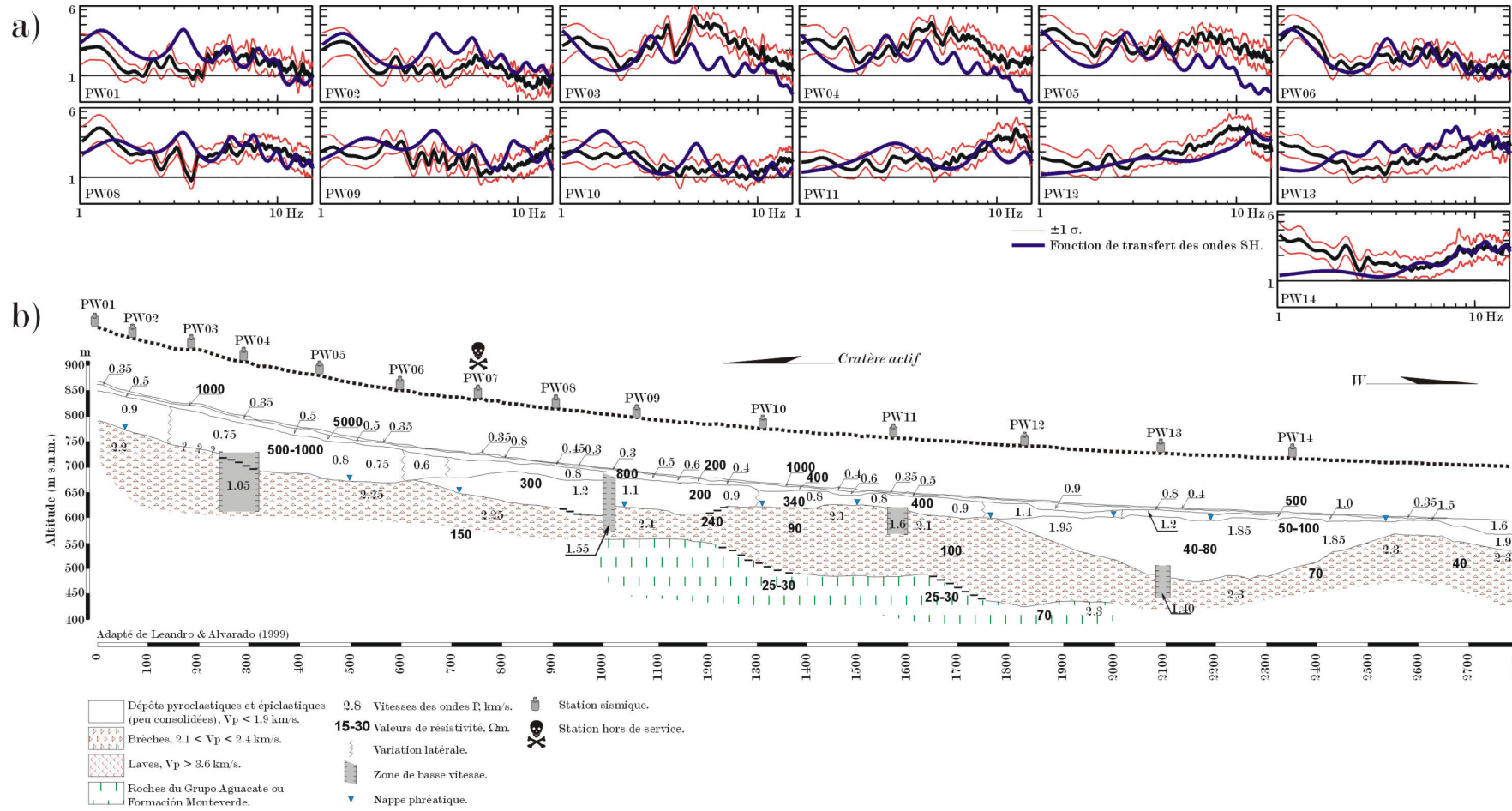


Figure 3.12. Profil Ouest. a) Rapports spectraux calculés à partir du trémor comparés avec les fonctions de transfert théoriques des ondes S. b) Modèle de structure interprété à partir des sondages de sismique réfraction.

L'accord entre la fonction de transfert et le rapport spectral est bon pour les sites PW01, PW02 et PW06. Pour PW03, PW04 et PW05, le pic de la fonction de transfert est décalé vers les basses fréquences tandis que pour la station PW08 le pic est à plus haute fréquence. Pour PW09 et PW10 il n'y a pas d'accord entre les observations et les calculs théoriques. De PW11 à PW14 les fonctions de transfert ne présentent pas de pic à basse fréquence comme on l'observe sur les rapports spectraux.

Dans le flanc Ouest on constate que la couche de téphras devient plus mince le long le profil en s'éloignant du cratère. Ceci réduit l'épaisseur de la structure résonante qui, combiné avec une augmentation de la vitesse dans les couches superficielles, entraîne l'augmentation de f_0 . Ceci pourrait expliquer les pics à hautes fréquences à partir de PW11 dans les rapports spectraux. Par ailleurs, la couche lenticulaire observée entre 1800 et 2500 m peut être à l'origine de phénomènes de résonance plus complexes et que nous ne pouvons pas modéliser par une structure 1D. Cela expliquerait les différences entre les rapports spectraux H/V et les fonctions de transfert en PW13 et PW14.

En conclusion, les variations de la forme des rapports spectraux H/V observées le long des deux réseaux linéaires mettent en évidence la nature très hétérogène de la structure du volcan l'Arenal. La couche résonante sur les flancs Est et Ouest devient plus mince au fur et à mesure qu'on descend du volcan et par conséquent la fréquence de résonance (f_0) augmente. Dans les zones où les contrastes d'impédances entre les couches superficielles et le socle sont faibles, la structure est mal déterminée par la méthode de réfraction, ce qui explique la plupart des incohérences entre les fonctions de transfert théoriques et les rapports spectraux H/V. Un accord satisfaisant entre l'expérience et la théorie est obtenu lorsque le contraste d'impédance est de l'ordre de 2.4 à 3.0.

3.5.3. Les rapports spectraux et les anomalies sur les courbes $E(r)$

Pour le réseau Est, la distorsion la plus évidente de la courbe $E(r)$ est observée sur la composante transversale de la station PE05 entre 3 et 5 Hz (Figure 3a). On constate que cette distorsion peut être bien expliquée par l'effet de site autour de 3.5 Hz indiqué par le rapport spectral. Sur les stations PE03 et PE08 on observe également des distorsions dans la courbe $E(r)$ de la composante transversale entre 1 et 3 Hz. Ceux ci sont expliqués par des amplifications entre 1 et 2 Hz indiquées par les rapports spectraux. Pour le réseau Ouest (Figure 3b) on observe plusieurs distorsions importantes de la courbe $E(r)$ de la composante transversale, notamment celle de la station PW06 entre 1 et 2.3 Hz. Pour cette station le rapport spectral et la fonction de transfert montrent un pic clair entre 1 et 2 Hz. La station PW08 présente une distorsion de $E(r)$ entre 1 et 2 Hz qui peut être expliquée par un effet de site à la même fréquence. Les stations PW03 et PW04 présentent des distorsions entre 2.3 et 5 Hz qui peuvent être associées aux pics des rapports spectraux entre 3 et 6 Hz dans les deux stations.

On constate, néanmoins, que certaines distorsions ne correspondent à aucune anomalie du rapport spectral. C'est le cas de la station PW09 entre 1 et 2.3 Hz et de la station PW10 entre 2.3 et 3.7 Hz, dont les rapports spectraux ne présentent aucun pic.

Les distorsions de l'énergie en fonction de la distance pour les deux réseaux linéaires sont bien expliquées par les rapports spectraux H/V dans les cas où le site présente un bon contraste d'impédance entre la structure superficielle et le socle. Cela confirme notre hypothèse des effets de site comme source de ces anomalies. Toutefois, certaines distorsions ne peuvent pas être expliquées par le rapport spectral, ce qui indique des effets de site plus complexes.

3.6. Analyse comparative des effets de site sur les volcans Masaya et Arenal

La Caldeira Masaya se situe à environ 23 km au S-SE de Managua, Nicaragua (Figure 3.13). Elle a une forme allongée selon la direction NO-SE et mesure 11,5 km sur cet axe et 6 km de largeur. Dans la partie S-O il y a plusieurs cônes: le cratère Masaya (635 mètres), et d'Est à Ouest les cratères Santiago, Nindiri et San Pedro. La Caldeira Masaya a une activité de type basaltique toléiitique très particulière dans un contexte de subduction. Le cratère actif Santiago contient un lac de lave qui peut être associé à une chambre magmatique superficielle.

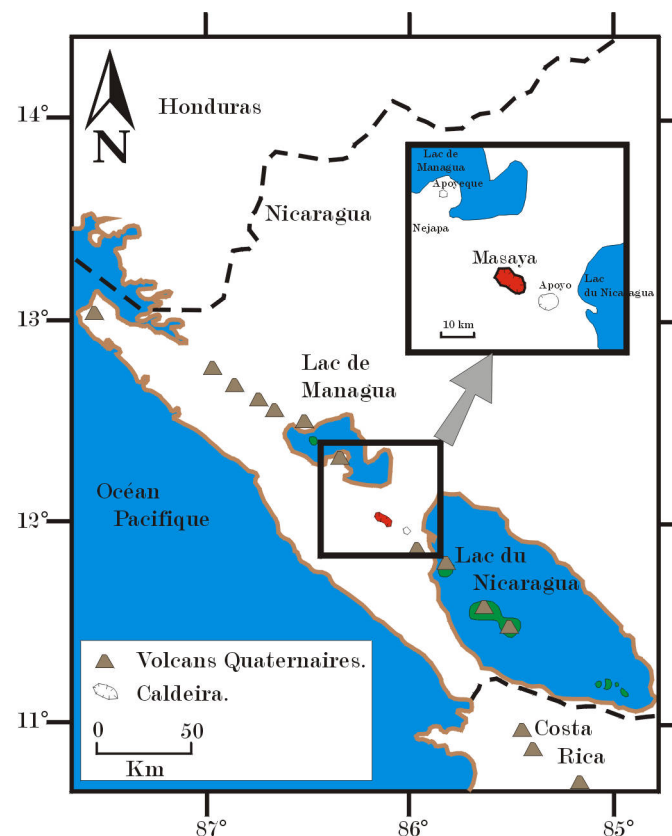


Figure 3.13. Localisation de la Caldeira Masaya, Nicaragua (Adaptée de Stoiber & Carr, 1973).

Dans le cadre d'une thèse doctorale, plusieurs expériences sismologiques ont été effectués en 1992 et 1993 dans la caldeira de Masaya, en collaboration avec l'INETER (Instituto Nacional de Estudios Territoriales). Pendant ces campagnes, des réseaux sismiques ont été déployés selon différentes configurations. Les résultats et conclusions obtenues de ces études ont été présentés par Métaxian (1994) et Métaxian et al. (1997).

Nous avons repris les données enregistrées le long d'un profil de 2.5 km de longueur déployé au nord du cratère Santiago. Deux stations de 3 composantes ont été utilisées pour les enregistrements, l'une comme référence et l'autre comme station mobile. La station de référence était positionnée à environ 400 m du bord du cratère Santiago, et la station mobile placée sur 10 sites séparés de 200 à 300 m entre le bord du cratère et le pied de l'édifice

volcanique (Figure 3.14). Pour ce profil Métaxian (1994) a obtenu des courbes d'énergie en fonction de la distance très régulières sans perturbation importante dans la plupart des sites. Nous avons reproduit ces courbes dans la figure 3.15.

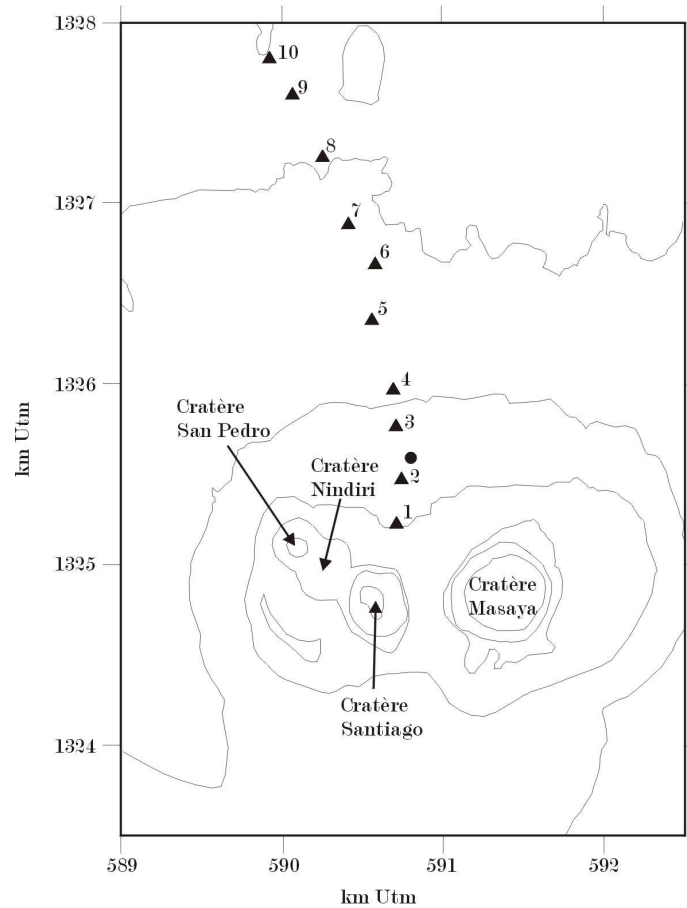


Figure 3.14. Profil N-S effectué sur le Masaya (D'après Métaxian, 1994). Cercle: station de référence. Triangles: stations mobiles.

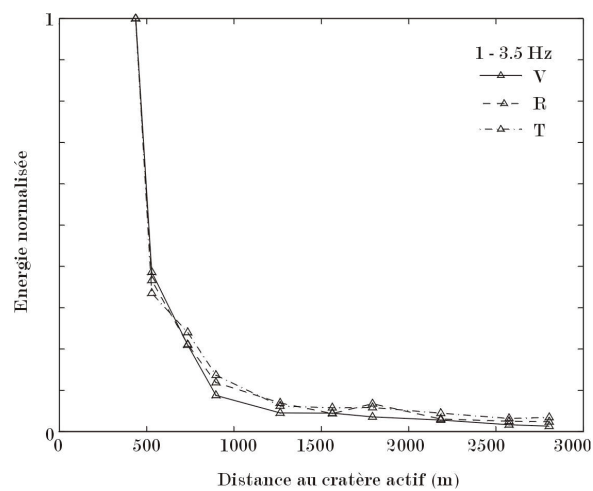


Figure 3.15. Energie normalisée en fonction de la distance au cratère actif pour le profil Nord du Masaya.

Les seules anomalies sont observées dans la dernière partie du profil où il y a une légère augmentation de l'énergie. Ceci nous conduit à nous poser la question suivante: pour quoi observe-t-on des comportements si différents entre le Masaya et l'Arenal? On peut faire l'hypothèse que dans le cas du profil dans la Caldeira Masaya, la structure géologique est plus homogène verticalement et ne produit pas d'effets de site notables. Métaxian (1994) remarque en effet que le profil Est situé sur des coulées basaltiques. Il attribue l'augmentation de l'énergie dans la dernière partie du profil soit à une contamination du signal par des bruits non volcaniques devenant dominants à une certaine distance du cratère, soit au fait que le profil n'est pas strictement radial et que les ondes ne traversent pas tout-à-fait les mêmes régions.

Afin de vérifier notre hypothèse, nous avons analysé les données du réseau linéaire du Masaya par la méthode des rapports spectraux H/V et les avons comparé avec ceux de l'Arenal. Cependant, nous n'avons pas de modèle suffisamment détaillé de la structure géologique avec lequel nous puissions calculer les fonctions de transfert théoriques. Le trémor enregistré sur le réseau nord est pratiquement stationnaire avec de l'énergie concentrée principalement entre 1 et 5 Hz et des pics dominants à 0.8, 1.2, 1.8 et 2.9 Hz. Pour le calcul des rapports spectraux H/V nous avons suivi la même procédure que pour l'Arenal. La longueur de la fenêtre de calcul a été fixée à 1024 points (8,19 s, les signaux étant échantillonnés à 125 Hz) et la valeur m à 4. Les résultats sont montrés sur la figure 3.16. Les rapports sont caractérisés par des écart-types faibles, de l'ordre de 1.3 dans toutes les stations. La plupart des rapports sont pratiquement constants en fonction de la fréquence. La station de référence en particulier est la station où le rapport spectral est le plus constant, ce qui valide la procédure utilisée pour le calcul de la courbe $E(r)$. On observe seulement de faibles augmentations de H/V entre 1 et 2 Hz pour les sites 1, 3 et 4 et vers 2 Hz pour le site 9 et, dans une moindre mesure, les sites 8 et 10. La forme des rapports spectraux montre que la structure le long du réseau est relativement homogène et ne produit pas d'effets de site importants. Cela explique pourquoi l'énergie décroît en fonction de la distance de façon régulière.

Les différences, notamment magmatiques et de dynamisme éruptif, entre les volcans Masaya et Arenal se traduisent par des différences importantes du point de vue des structures géologiques. Le volcan Masaya possède une structure plus régulière par rapport à l'Arenal, constitué d'un ensemble de coulées de lave basaltique qui recouvrent une grande partie de la caldeira, principalement dans la zone du profil sismique. Ces matériaux plus homogènes, entraînent de plus faibles distorsions des signaux sismiques. Ceci est cohérent avec les rapports spectraux qui ont des valeurs pratiquement indépendantes de la fréquence et ne contiennent pas de pics de résonance marqués.

3.7. Discussion et conclusion

Les deux réseaux linéaires installés sur les flancs Est et Ouest du volcan Arenal étaient destinés à l'étude de la propagation des ondes dans la structure. Il s'agissait d'obtenir l'ordre de grandeur de la profondeur des sources et une estimation du facteur d'atténuation d'ondes, comme cela a été fait pour le Masaya (Métaxian, 1994 ; Métaxian et al., 1997 ; Del Pezzo et al., 2001). Les courbes de l'énergie des ondes en fonction de la distance ($E(r)$) obtenues pour ces deux réseaux, sont par endroits très irréguliers et n'ont pas pu être utilisées comme cela était prévu. L'hypothèse sur laquelle nous avons travaillé est que ces irrégularités sont dues à la structure géologique superficielle.

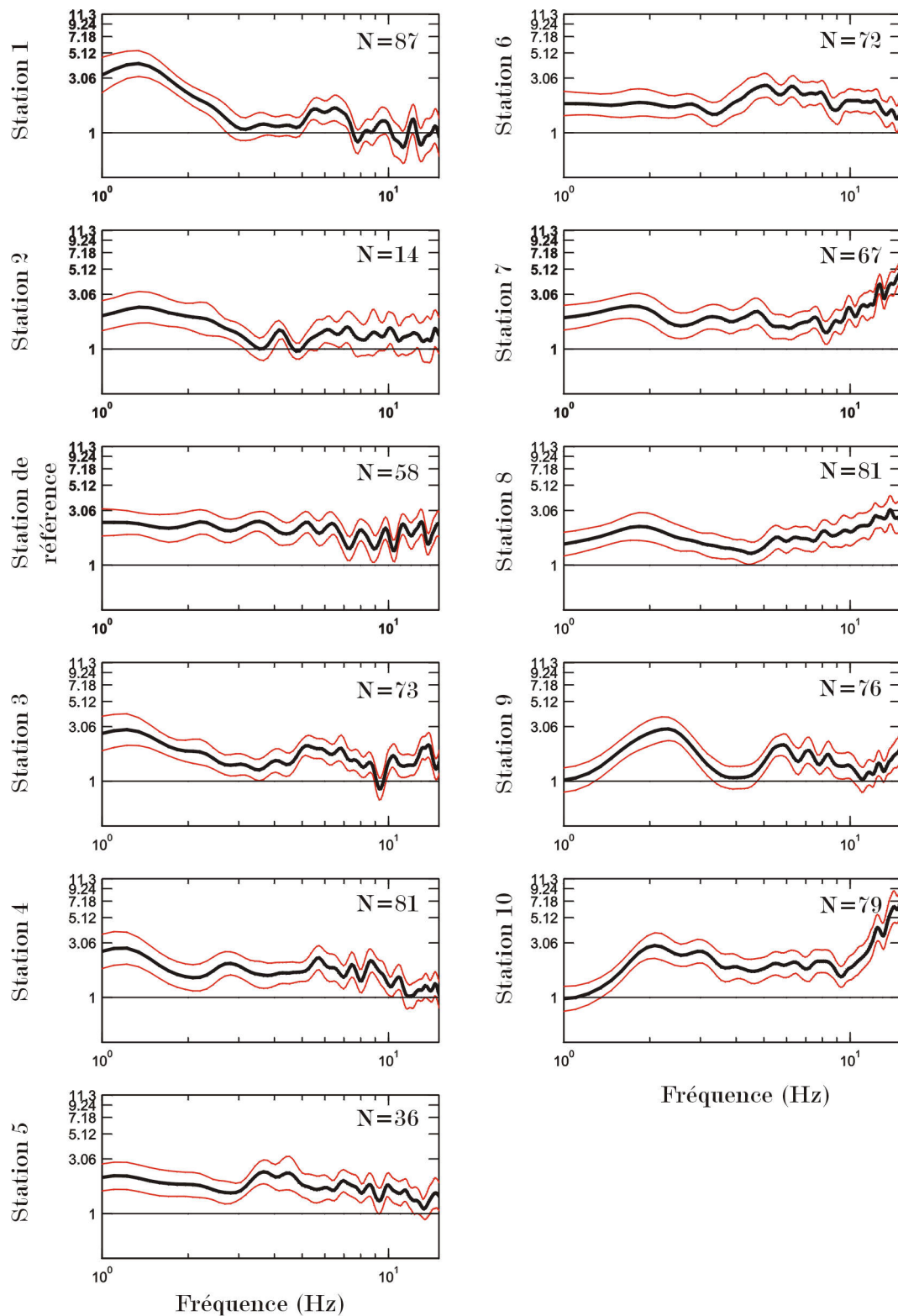


Figure 3.16. Rapports spectraux H/V calculés sur le profil Nord du Masaya à partir du tremor. Les lignes rouges correspondent aux écart-types ($\pm 1s$). N = nombre de tranches de signal utilisées.

Nous avons montré que la forme du rapport spectral est pratiquement indépendante du type de signal utilisé pour le calcul et donc que tous les signaux sismo-volcaniques peuvent être employés pour cette méthode. Cela confirme que le rapport H/V est indépendant des caractéristiques de la source, comme l'ont montré Lachet & Bard (1994), Seekins et al. (1996) et Theodulidis et al. (1996).

Les déviations standards, obtenues en calculant la moyenne des rapports pour plusieurs tranches de signal, sont relativement faibles, ce qui montre la bonne stabilité des résultats. Les rapports spectraux dérivés du bruit de fond ont les déviations standards les plus faibles, alors que ceux dérivés du trémor harmonique présentent les déviations les plus fortes. Les rapports spectraux sont donc plus stables lorsqu'ils sont calculés avec des signaux ayant un spectre large. Dans le cas particulier du trémor harmonique, l'énergie est concentrée dans des bandes de fréquence étroites et ne peut donc pas bien exciter les résonances de la structure dans toute la bande de fréquence considérée. Il est préférable d'utiliser un signal ayant un spectre large tel que le bruit de fond ou le trémor spasmodique. Malgré cette limitation, les rapports spectraux dérivés du trémor harmonique sont corrects ce qui indique la présence d'énergie en dehors des pics spectraux.

Les variations de la forme des rapports spectraux le long des profils mettent en évidence la nature hétérogène de la structure géologique sous-jacente. Ceci est confirmé par les fonctions de transfert théoriques. L'accord entre la fréquence fondamentale du rapport spectral et celle de la fonction de transfert théorique est bon quand le pic correspondant est bien marqué (PE02, PE03, PE05 dans le profil Est; PW02 et PW06 dans le profil Ouest). Ceci est probablement lié à un plus fort contraste d'impédance à l'interface entre la structure résonante et la couche sous-jacente. Dans ces conditions la discontinuité est facilement détectée par la sismique réfraction et le modèle de vitesse obtenu est plus fiable. Cela met en évidence le rapport entre la structure géologique et les effets de site observés dans les rapports spectraux. Par contre, si le contraste d'impédance est faible, le pic fondamental dans le rapport spectral n'est pas bien défini et parallèlement les sondages sismiques ont une faible résolution. Ceci peut expliquer les désaccords observés dans plusieurs sites entre les rapports spectraux et les fonctions de transfert théoriques (p. e. PE06, PE07, PE08 dans le profil Est et plusieurs sites du profil Ouest). Dans certains cas, le mauvais accord peut être expliqué par le fait que les stations du réseau linéaire étaient situées soit à l'extrémité (p. e. PE01), soit en dehors du profil sismique réfraction. Cet écart peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (environ 60, 100, 50 et 58 m pour les stations PE06, PE08, PW13 et PW14, respectivement). Le modèle de structure n'est donc pas forcément adapté à la station. Les hétérogénéités latérales, telle que la couche lenticulaire dans la partie terminale du réseau Ouest, peuvent provoquer aussi des perturbations complexes du champ d'ondes. Il en est de même pour la topographie. Le long du réseau Est, la topographie est relativement régulière; ses effets sont donc probablement faibles et ne peuvent expliquer les différences entre les rapports spectraux et les fonctions de transfert. Par contre les premières stations du réseau Ouest sont à plus haute altitude et la topographie environnante est plus complexe. Il est donc possible que les effets topographiques soient plus importants pour les premières stations du réseau Ouest.

Les rapports spectraux mettent en évidence des résonances qui peuvent amplifier localement les signaux à certaines fréquences et qui peuvent expliquer plusieurs anomalies observées dans les courbes d'énergie en fonction de la distance. Néanmoins, d'autres anomalies ne peuvent pas être expliquées par le rapport ce qui indique l'existence d'effets de site plus complexes.

Les rapports spectraux du profil du Masaya ne contiennent généralement pas de pics et ils sont pratiquement indépendants de la fréquence. Les sites 1, 9 et 10 présentent de faibles

amplifications à basse fréquence. La forme de ces rapports montre donc qu'il n'y a pratiquement pas d'effets de site sur le Masaya. Cela s'explique par une structure plus homogène constituée par des coulées de lave qui ne produit pas de résonance des couches superficielles.

En conclusion les ondes sismiques peuvent être très affectées par la complexité de la structure des édifices volcaniques. Cela peut masquer des informations importantes concernant la source des signaux et entraîner des interprétations incorrectes. Ce travail montre l'importance de détecter et d'étudier les effets de site avant de réaliser le traitement formel des données, afin d'interpréter correctement les résultats. La méthode proposée ici pour étudier les effets de site est simple et peut s'appliquer facilement lorsqu'on dispose de capteurs à trois composantes. Elle devrait donc faire partie de l'analyse préliminaire de routine pour toute étude sismologique sur les volcans.

Etude de la structure superficielle du volcan par la méthode d'autocorrélation spatiale

4.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons traiter les données obtenues par les 2 réseaux semi-circulaires qui ont été déployés à l'Est et l'Ouest du volcan. Dans une première étape, nous allons déterminer les vitesses de phase des ondes de Rayleigh et de Love par la méthode d'auto-corrélation spatiale proposée initialement par Aki (1957). Nous proposerons des améliorations de la procédure d'inversion et présenterons les tests et les résultats. Dans une deuxième étape, à partir des courbes de vitesses de phase, nous allons estimer des modèles de vitesse des structures sous-jacentes aux réseaux.

4.2. Description de la méthode d'autocorrélation spatiale

Cette méthode a été développée par Aki (1957) pour étudier le bruit de fond microsismique. Elle est basée sur le rapport existant entre le spectre en temps et le spectre en espace, en faisant l'hypothèse que le bruit est stationnaire et stochastique dans les deux domaines.

La méthode originale a été implémentée pour un réseau en forme de demi-cercle avec une station centrale et une série de capteurs disposés sur la circonférence à intervalle azimutal régulier. On calcule le coefficient de corrélation spatial ϕ entre les signaux u enregistrés au centre du réseau, de coordonnées (x, y) , et en chaque station de la circonférence, de coordonnées $(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi)$:

$$\phi(r, \varphi) = \langle u(x, y, t) u(x + r \cos \varphi, y + r \sin \varphi, t) \rangle \quad (4.1)$$

où r et φ sont la longueur et l'azimut du rayon joignant deux stations et le symbole $\langle \rangle$ représente la moyenne temporelle. En filtrant les signaux dans des bandes étroites autour d'un ensemble de fréquences ω , on déduit les coefficients de corrélation spatiale en fonction de la fréquence:

$$\rho(r, \varphi, \omega) = \frac{\phi(r, \varphi, \omega)}{\phi(0, \varphi, \omega)} \quad (4.2)$$

Pour une valeur du rayon r fixée, la représentation en coordonnées polaires (ω, φ) de ces coefficients montrent des ellipsoïdes dont le grand axe est parallèle au front d'onde. Cela fournit un moyen de déterminer la direction de propagation des ondes. Aki (1957) a montré que dans le cas d'un mode unique d'une onde de surface scalaire, la moyenne azimutale de ces coefficients est:

$$\bar{\rho}(r, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \rho(r, \varphi, \omega) d\varphi = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) \quad (4.3)$$

où J_0 est la fonction de Bessel d'ordre 0 et $c(\omega)$ la vitesse de phase de l'onde. Dans le cas de la composante verticale du mouvement, on peut donc estimer la vitesse de phase des ondes de Rayleigh $c_R(\omega)$ à partir des coefficients $\bar{\rho}(r, \omega)$. De même, en utilisant les composantes horizontales du mouvement dans les directions radiales et tangentielles à chaque rayon du demi-cercle, on peut traiter les ondes polarisées avec les relations :

$$\begin{aligned} \bar{\rho}_r(r, \omega) &= J_0\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)} r\right) \\ \bar{\rho}_i(r, \omega) &= J_0\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)} r\right) \end{aligned} \quad (4.4)$$

pour des ondes de Rayleigh et :

$$\begin{aligned} \bar{\rho}_r(r, \omega) &= J_0\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)} r\right) + J_2\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)} r\right) \\ \bar{\rho}_i(r, \omega) &= J_0\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)} r\right) - J_2\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)} r\right) \end{aligned} \quad (4.5)$$

pour des ondes de Love de vitesse de phase $c_L(\omega)$, où J_2 est la fonction de Bessel d'ordre 2.

Dans le cas général où le champ d'ondes est composé d'une superposition d'ondes de Rayleigh et de Love, les coefficients de corrélation pour les composantes horizontales s'écrivent :

$$\begin{aligned} \overline{\rho_r(r, \omega)} &= \alpha [J_0(x) - J_2(x)] + (1 - \alpha) [J_0(x') + J_2(x')] \\ \overline{\rho_i(r, \omega)} &= \alpha [J_0(x) + J_2(x)] + (1 - \alpha) [J_0(x') - J_2(x')] \end{aligned} \quad (4.6)$$

avec $x = \omega r / c_R(\omega)$ et $x' = \omega r / c_L(\omega)$. Ces relations permettent d'estimer la proportion des ondes de Rayleigh (α) et Love ($1 - \alpha$), ainsi que les vitesses de phase $c_R(\omega)$ et $c_L(\omega)$.

4.3. Applications antérieures de la méthode de corrélation spatiale

La méthode de corrélation spatiale a été appliquée sur des volcans par Wada et Ono (1965) pour étudier le trémor de l'Aso (Japon), puis par Ferrazzini et al. (1991) pour analyser le champ d'ondes du Kilauea. Ces derniers ont déployé un réseau de 12 sismomètres à 3

composantes, placés au centre et sur la circonférence d'un demi-cercle de 60 m de rayon, et complétés par 36 sismomètres verticaux répartis sur 7 rayons du demi-cercle. Ils ont trouvé que le champ d'ondes du trémor et des événements de type "piston à gaz" (gas-piston) provenant du cratère Puu Oo était composé d'ondes de Rayleigh, pour 60 % de l'énergie, et d'ondes de Love. En supposant une dépendance fréquentielle des courbes de dispersion de la forme $c(f) = a f^{-b}$, où a et b sont des constantes, ils obtiennent des vitesses de phase comprises entre 700 m s^{-1} vers 2 Hz et 300 m s^{-1} à 8 Hz. Ils en déduisent un modèle de structure comportant 2 couches ($V_P = 650$ et 1250 m s^{-1} , $V_S = 350$ et 720 m s^{-1}) d'épaisseur 30 et 75 m respectivement, surmontant un demi-espace ($V_P = 2500 \text{ m s}^{-1}$, $V_S = 1440 \text{ m s}^{-1}$).

Métaxian (1994) et Métaxian et al. (1997) ont appliqué cette méthode sur le volcan Masaya. Ils ont estimé que le trémor dans ce volcan contient des proportions égales d'ondes de Rayleigh et de Love. Les vitesses de phase des ondes de Love varient suivant le site de 730 à 1240 m s^{-1} à la fréquence de 2 Hz et de 330 à 550 m s^{-1} à 6 Hz. La vitesse des ondes de Rayleigh quant à elle varie de $[930 - 1100] \text{ m s}^{-1}$ à la fréquence de 2 Hz à $[330 - 440] \text{ m s}^{-1}$ à 6 Hz. L'inversion des courbes de dispersion donne des structures de vitesse très semblables pour les 3 sites. Cette structure comprend: 1) une ou deux couches de 50 à 70 m d'épaisseur totale constituées probablement de matériaux pyroclastiques récents et peu consolidés, 2) une couche de 130 à 180 m d'épaisseur qui pourrait correspondre aux cônes centraux et 3) une couche de 510 à 570 m d'épaisseur associée aux matériaux anciens produits lors de la formation de la caldeira.

Une procédure identique a été utilisée pour investiguer les structures du Stromboli (Chouet et al., 1998a & b), de l'Ile Déception en Antartique, (Saccorotti et al., 2001c), du Vésuve en Italie (Saccorotti et al., 2001b) et du Kilauea en Hawaii (Saccorotti et al., 2002). Dans le cas de l'Ile Déception, de fortes différences de structure ont été trouvées dans les 200 premiers mètres de profondeur entre deux sites séparés de 3 km. Cela illustre l'hétérogénéité des milieux volcaniques. Le sondage du Vésuve a été effectué en enregistrant du bruit sismique à l'aide d'un réseau non circulaire de 20 capteurs. Pour appliquer la méthode d'Aki, Saccorotti et al. (2001b) ont sélectionné des ensembles de paires de stations ayant approximativement même écartement et ont effectué les moyennes azimutales des coefficients de corrélation lorsque le domaine des azimuts était correctement échantillonné. Bettig et al. (2002) ont proposé une démarche plus rigoureuse pour généraliser la méthode d'Aki à des réseaux de formes irrégulières. Lorsque la distribution des azimuts est correcte, mais que les distances entre capteurs varient dans un intervalle $[r_1, r_2]$, ils ont montré que l'on pouvait remplacer la moyenne azimutale (éq. 2.3) par une intégrale double :

$$\begin{aligned} \overline{\rho_{\bar{r}}(\omega)} &= \frac{2}{\pi(r_2^2 - r_1^2)} \int_0^\pi \int_{r_1}^{r_2} \rho(r, \varphi, \omega) r dr d\varphi \\ &= \frac{2}{r_2^2 - r_1^2} \frac{c(\omega)}{\omega} \left[r J_1 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right) \right]_{r_1}^{r_2} \end{aligned} \quad (4.7)$$

avec $\bar{r} = (r_1 + r_2)/2$. Des relations équivalentes sont obtenues pour les composantes horizontales.

4.4. Traitement des données et calcul des coefficients de corrélation

4.4.1. Calcul des coefficients de corrélation

Pour le calcul des coefficients de corrélation, nous avons utilisé les données des réseaux qui ont été déployés à l'Ouest et au Nord-Est de l'Arenal. Ils étaient exactement de forme demi-circulaire avec un rayon de 60 m et étaient composés de 8 capteurs, un au centre et 7 sur la demi-circonférence tous les 30°. Les sismomètres horizontaux étaient tous orientés dans les directions radiales et transversales au cratère. La première étape du traitement consiste à calculer les composantes radiales et tangentielles au demi-cercle.

Nous avons isolé jusqu'à 30 minutes de trémor spasmodique plus ou moins stationnaire pour le demi-cercle est et jusqu'à 40 minutes pour le demi-cercle ouest. A titre d'exemple la figure 4.1 présente des enregistrements et les spectrogrammes associés. Pour le demi-cercle est nous avons aussi sélectionné 10 minutes de trémor harmonique afin de comparer les résultats (Figure 4.2).

Les signaux sont divisés en fenêtres de durée fixée (de l'ordre de plusieurs dizaines de secondes) puis apodisés par une fonction de type *Hanning*. Chaque fenêtre est ensuite filtrée autour d'une fréquence ω en utilisant une fonction rectangulaire de 0.25 Hz de largeur. Pour chaque station de la circonférence, chaque fenêtre d'indice n et chaque fréquence ω , on alors calcule le coefficient de corrélation $\rho_n(r, \varphi, \omega)$ entre le signal de la station et le signal correspondant de la station centrale.

On obtient ainsi pour chaque station périphérique de coordonnées polaires (r, φ) , un ensemble de courbes de corrélation en fonction de la fréquence. Cela permet de déterminer la moyenne et l'écart-type de ces courbes:

$$\begin{aligned}\bar{\rho}(r, \varphi) &= \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \rho_n(r, \varphi, \omega) \\ \sigma(r, \varphi) &= \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [\rho_n(r, \varphi, \omega) - \bar{\rho}(r, \varphi, \omega)]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}\end{aligned}\tag{4.8}$$

où N est le nombre de fenêtres considérées.

Il est bien établi, notamment grâce à l'étude détaillée de Métaxian (1994) que les coefficients de corrélation deviennent stables en fonction de la fréquence dès lors que l'on utilise des fenêtres suffisamment longues (en général supérieures à 20 secondes). Par exemple, la figure 4.3 présente les différents coefficients de corrélation correspondant à un même couple de stations en fonction de la durée de la fenêtre temporelle utilisée. On constate que les courbes obtenues sont similaires. Pour nos calculs nous avons choisi une longueur de fenêtre temporelle de 81,92 s.

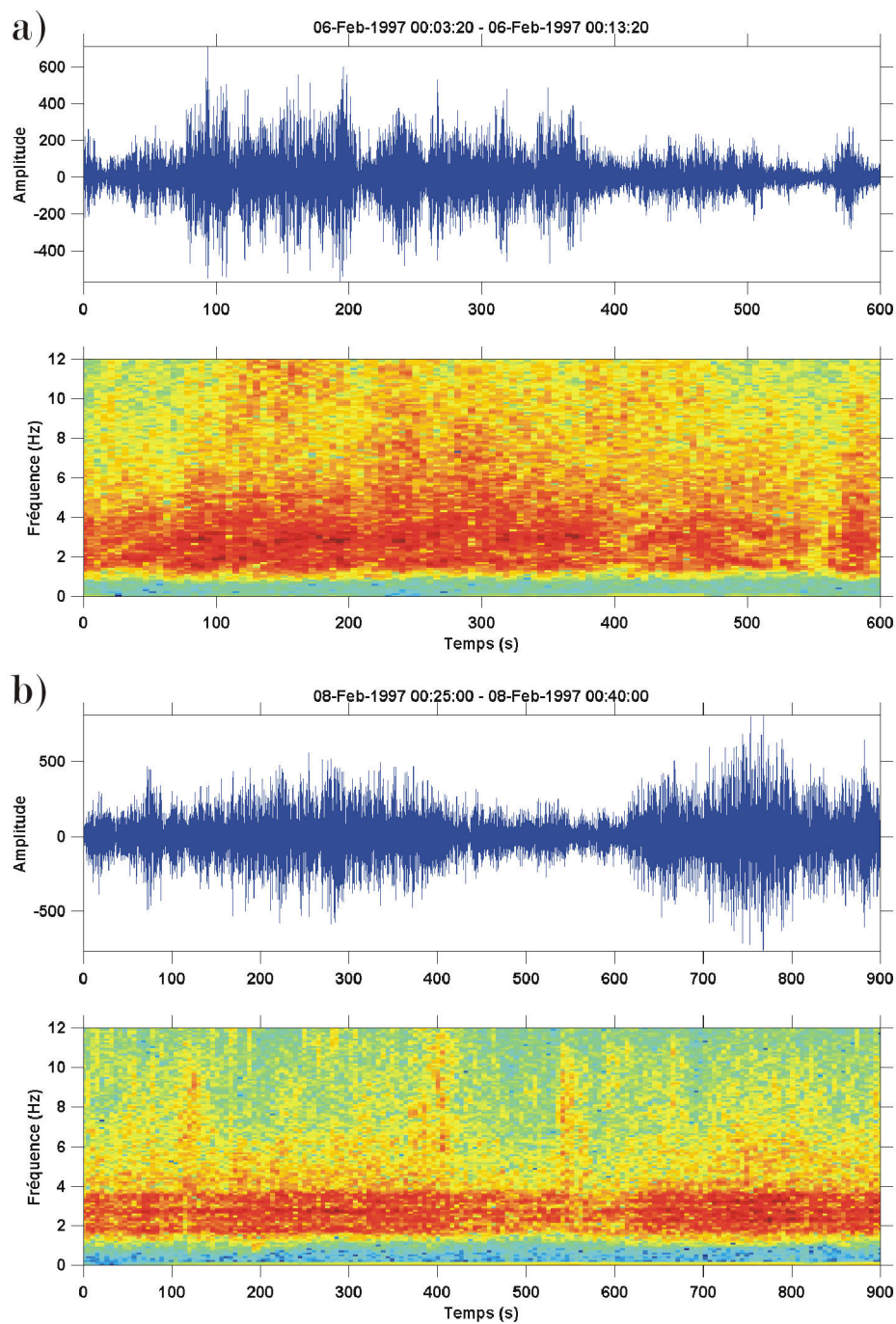


Figure 4.1. Formes d'onde et spectrogrammes associés de trémor spasmodique enregistrées sur a) le demi-cercle Ouest et b) le demi-cercle Est. Pour le signal en a) on constate que l'énergie est quasi-stationnaire concentrée entre 1 et 5 Hz alors que en b) la bande est légèrement plus étroite (1 - 4 Hz). Les spectrogrammes ont été calculés en utilisant une fenêtre glissante de 10.24 s (Fréquence d'échantillonnage = 25 Hz).

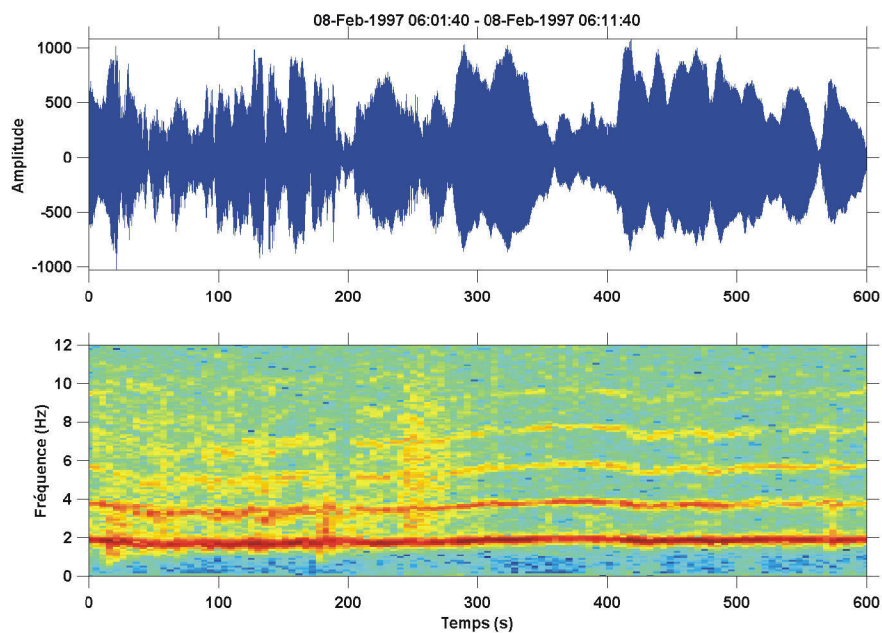


Figure 4.2. Forme d'onde et spectrogramme associé pour un trémor harmonique enregistré sur le demi-cercle Est. Le pic fondamental est situé à 2 Hz et les harmoniques à 4, 6, 8 et 10 Hz. Ceux-ci présentent peu de variations au cours du temps. La procédure de calcul du spectrogramme est la même que celui de la figure 4.1.

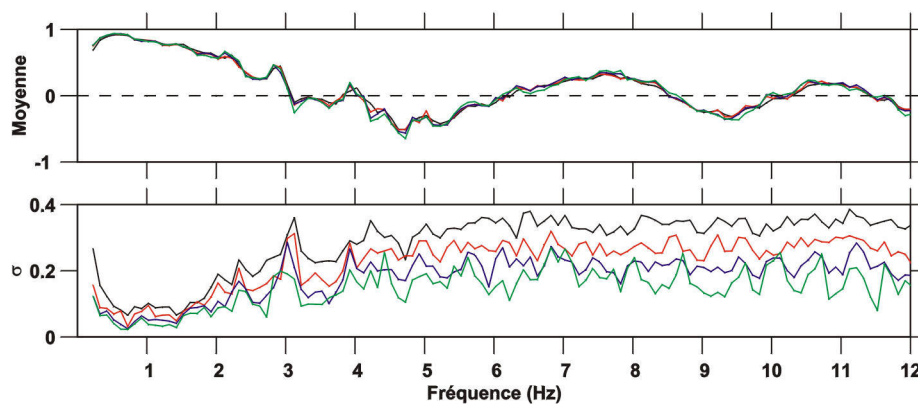


Figure 4.3. a) Coefficients de corrélation moyennés et b) écart-types associés, calculés pour différentes longueurs de fenêtre temporelle (composante transversale de la station 4 du demi-cercle ouest). En noir: 20,48 s, $N = 116$; en rouge: 40,96 s, $N = 56$; en bleu: 81,62 s, $N = 28$; en vert: 163,84 s, $N = 12$. N est le nombre de fenêtres utilisées. On constate que les erreurs sont faibles entre 1 et 2 Hz puis augmentent avec la fréquence jusqu'à 5 Hz. Au-dessus de cette fréquence les erreurs restent constantes.

4.4.2. Résultats

Les coefficients de corrélation pour chaque demi-cercle sont montrés dans les figures 4.4 et 4.5. Dans tous les cas on observe entre 1 et 5 Hz environ la forme proche de celle du début d'une fonction Bessel. A plus hautes fréquences, on ne voit que dans certains cas des oscillations typiques de cette fonction. On remarque dans les coefficients du demi-cercle Est, un pic entre 5 et 6 Hz environ, que l'on ne voit pas dans les coefficients du demi-cercle Ouest. Les courbes de coefficients de corrélation calculées à partir du trémor harmonique présentent une forme similaire à celles calculées à partir du trémor spasmodique (Figure 4.6). On peut donc obtenir des résultats corrects avec un signal dont l'énergie est concentrée dans des bandes de fréquence étroites.

Les représentations des coefficients de corrélation en coordonnées polaires (φ , ω) ne montrent pas de directions de propagation dominantes sauf pour le demi-cercle Ouest entre 1 et 4 Hz (Figure 4.7). Une fois de plus, le diagramme obtenu à partir du trémor harmonique est cohérent avec celui du trémor spasmodique. Cela suggère que les deux types de signal présentent des caractéristiques du champ d'ondes similaires.

4.4.3. Calcul des moyennes azimutales des coefficients de corrélation

Pour déterminer les vitesses de phase des ondes de Love et de Rayleigh, il est nécessaire de calculer les moyennes azimutales des coefficients de corrélation pour les 3 composantes:

$$\bar{\rho}(r, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \rho(r, \varphi, \omega) d\varphi \quad (4.5)$$

La variance est calculée en supposant que les erreurs sur les coefficients sont indépendantes. Cela conduit tout d'abord à:

$$\bar{\sigma}^2(r, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \sigma^2(r, \varphi, \omega) d\varphi \quad (4.6)$$

Cette variance ne rend pas compte de toutes les erreurs pouvant affecter les coefficients de corrélation. On est donc amené à lui rajouter un terme indépendant de la fréquence que nous avons pris comme la moyenne de $\bar{\sigma}^2(r, \omega)$ en fonction de la fréquence. La variance adoptée est donc finalement:

$$\bar{\sigma}^2(r, \omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \sigma^2(r, \varphi, \omega) d\varphi + \frac{1}{N_{\omega}} \sum_{i=1}^{N_{\omega}} \left\{ \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \sigma^2(r, \varphi, \omega) d\varphi \right\} \quad (4.7)$$

La figure 4.8 montre les résultats de ces calculs pour les 3 cas étudiés précédemment.

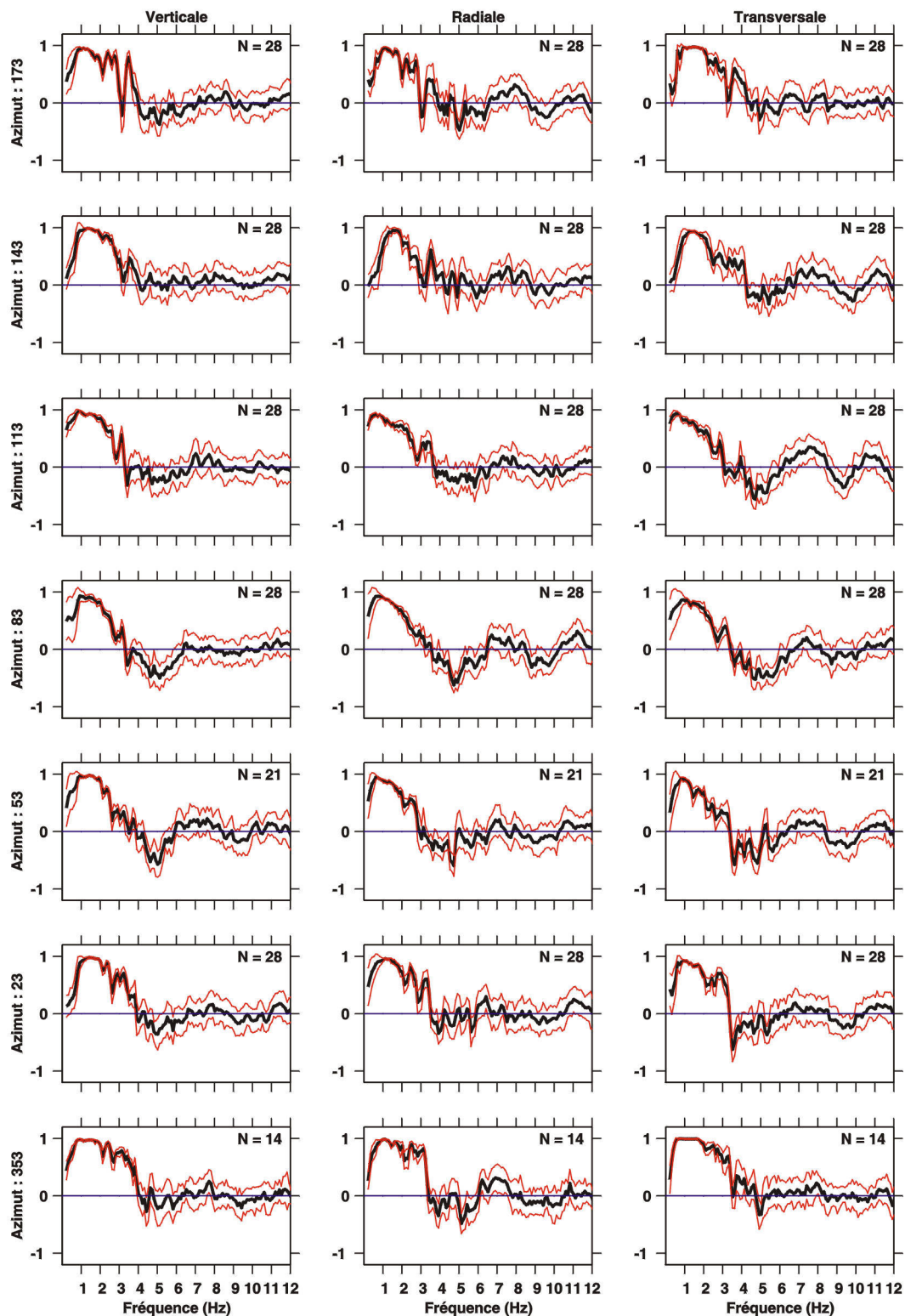


Figure 4.4. Coefficients de corrélation par composante et par azimut, demi-cercle Ouest. Les lignes rouges correspondent aux écart-types ($\pm 1\sigma$). N est le nombre de fenêtres utilisées pour le calcul.

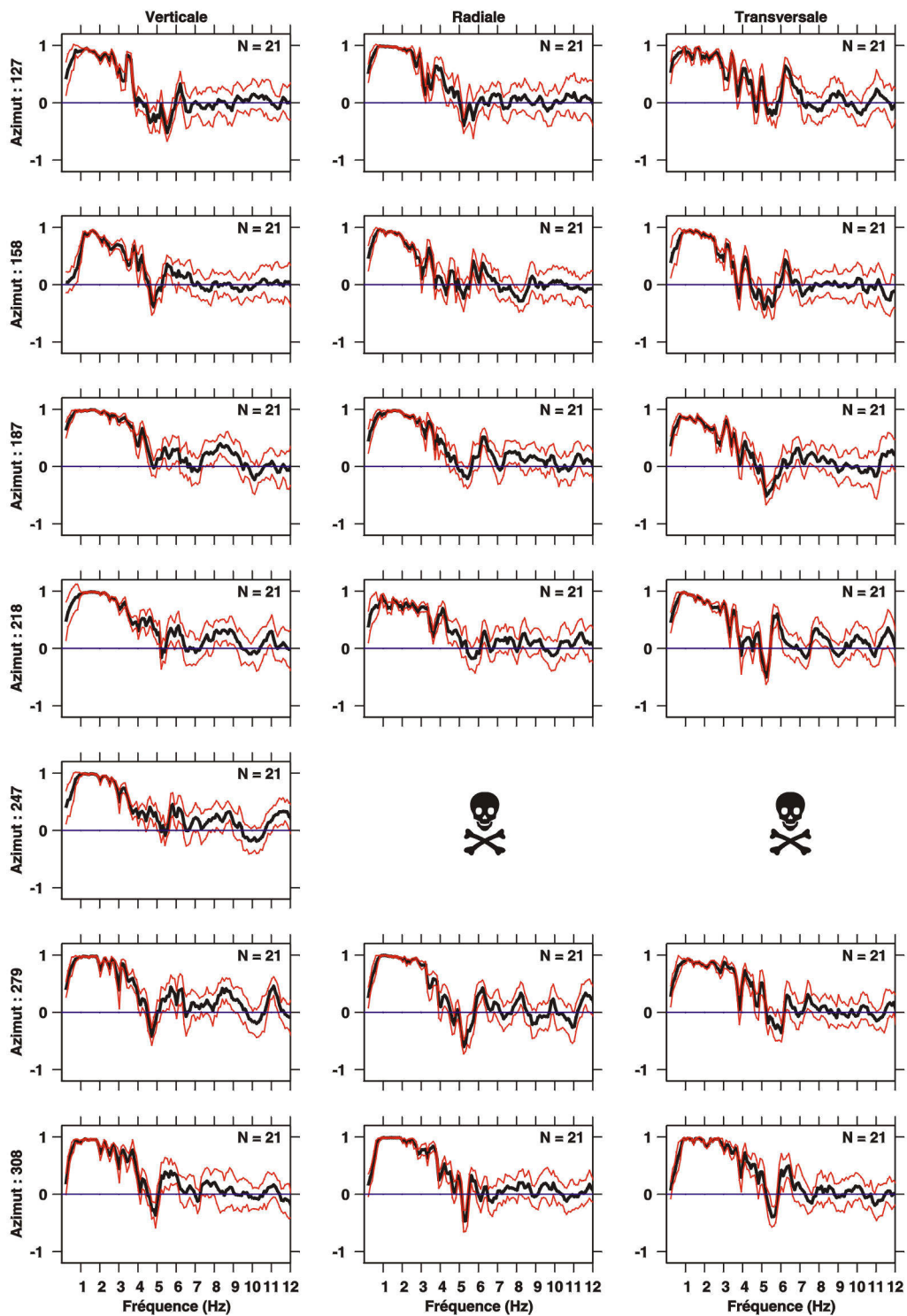


Figure 4.5. Idem figure 4.4 pour le demi-cercle Est en utilisant du trémor spasmodique. Les composantes horizontales de la station située à l'azimut 247° n'ont pas fonctionné.

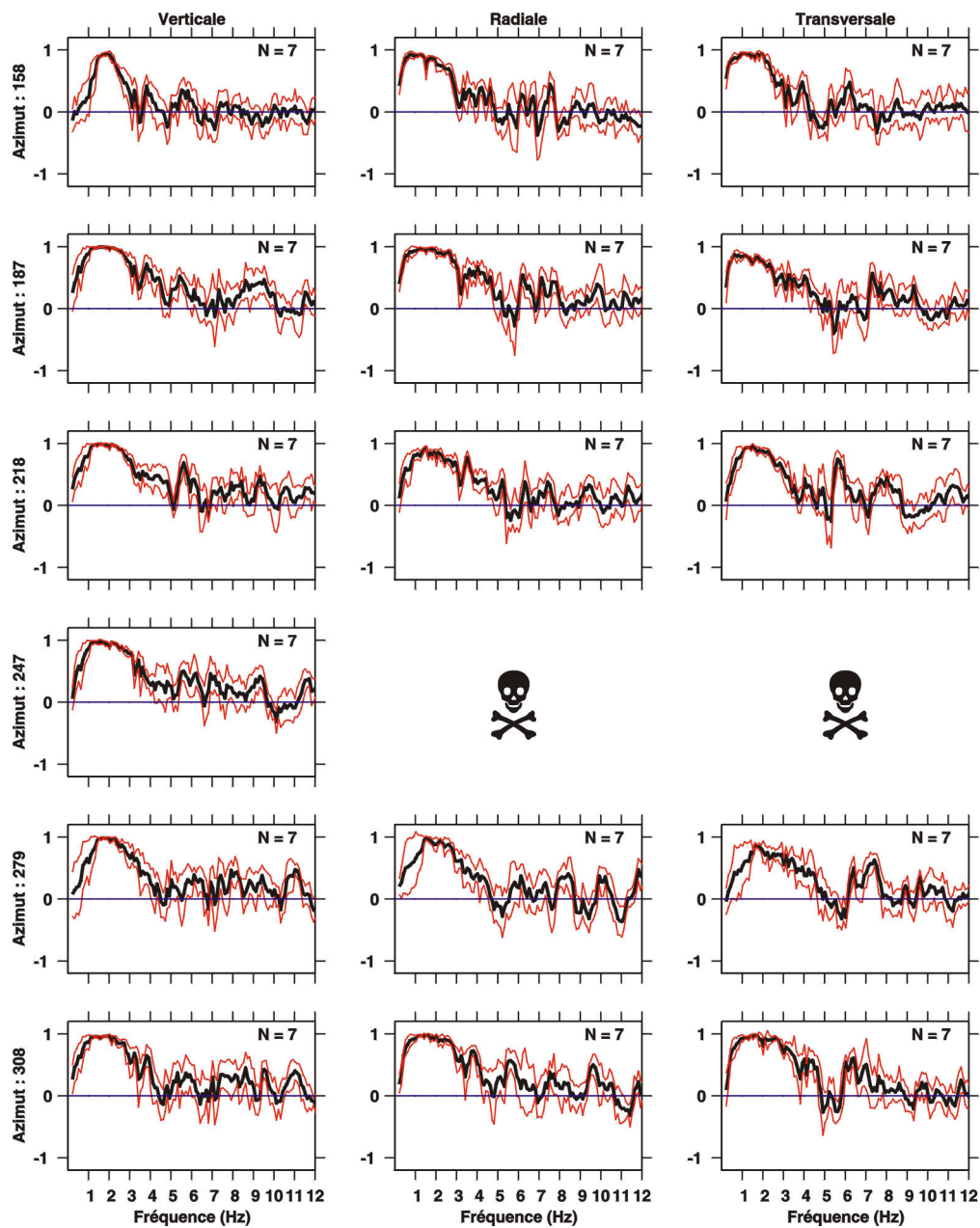


Figure 4.6. Idem figure 4.5, avec du trémor harmonique enregistré sur le demi-cercle Est. La station située à l'azimut 127 ainsi que les composantes horizontales de la station située à l'azimut 247° n'ont pas fonctionné.

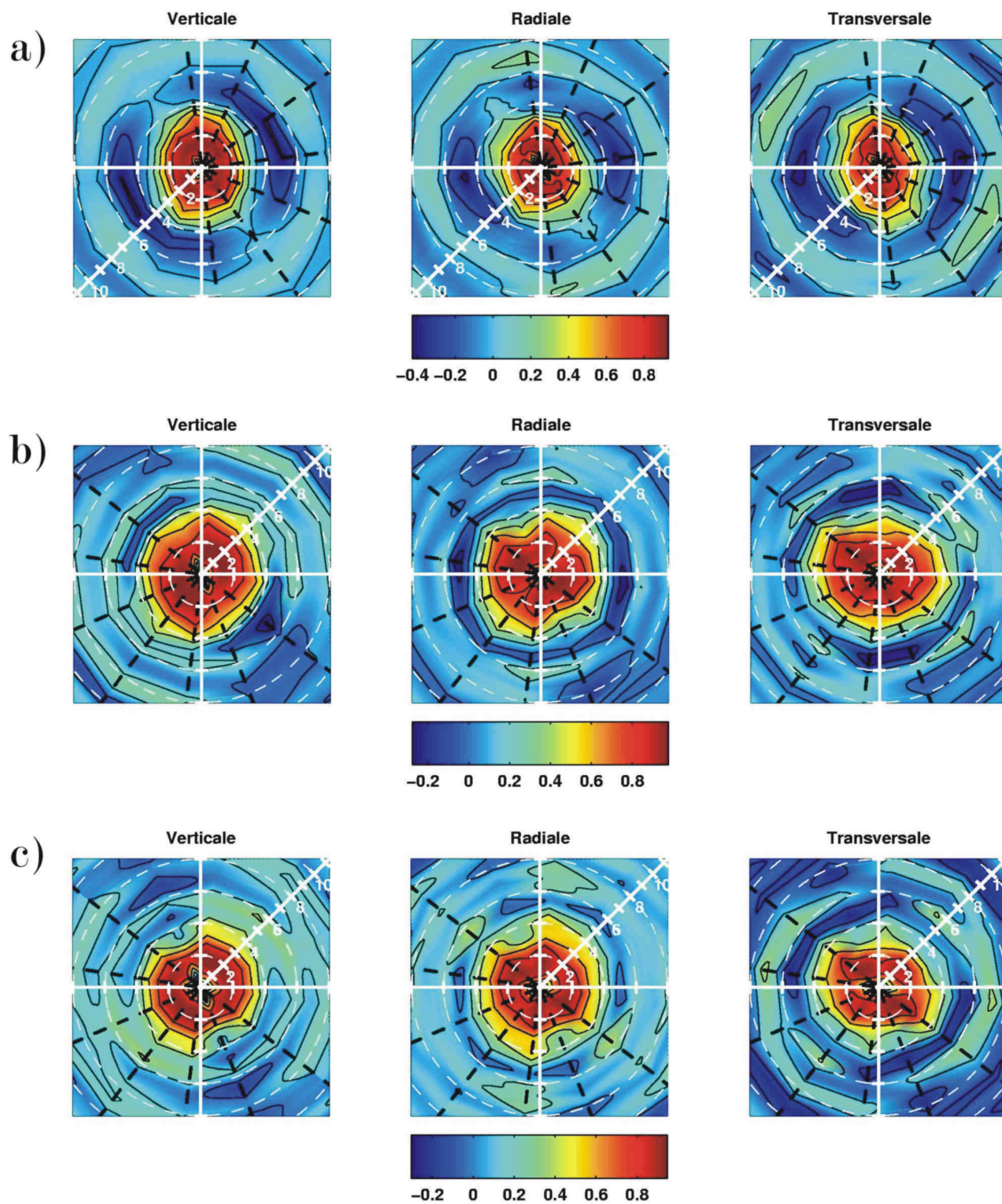


Figure 4.7. Coefficients de corrélation représentés en coordonnées polaires en fonction de la fréquence et de l'azimut: a) demi-cercle Ouest, b) demi-cercle Est (trémor spasmodique), c) demi-cercle Est (trémor harmonique). Les axes blancs verticaux et horizontaux sont orientés respectivement N-S et E-O. Les lignes noires tiretées indiquent les azimuts des rayons des demi-cercles.

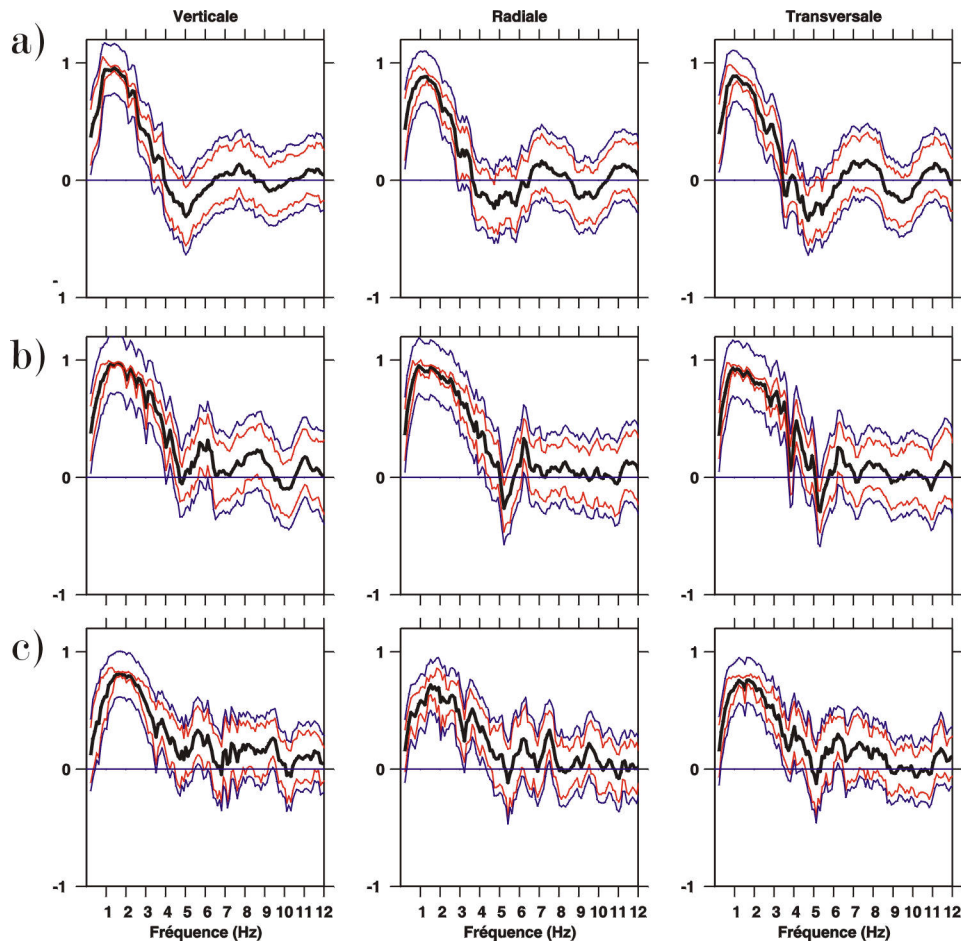


Figure 4.8. Moyennes azimutales des coefficients de corrélation (lignes noires): a) demi-cercle Ouest, b) demi-cercle Est (trémor spasmodique), c) demi-cercle Est (trémor harmonique). Les lignes rouges correspondent aux écart-types ($\pm 1\sigma$). Les lignes bleues correspondent aux variances (équation 4.7).

4.5. Détermination des vitesses de phase des ondes de Rayleigh et de Love

La détermination des vitesses de phase se fonde sur les équations 4.3, 4.4 et 4.5. Il s'agit de résoudre un problème inverse pour lequel les données sont les coefficients de corrélation $\bar{\rho}_z(r, \omega)$, $\bar{\rho}_r(r, \omega)$, $\bar{\rho}_t(r, \omega)$ en fonction de la fréquence. Les inconnues sont les vitesses de phase des ondes de Rayleigh $c_R(\omega)$ et de Love $c_L(\omega)$ en fonction de la fréquence, ainsi que le nombre α qui représente la proportion des ondes Rayleigh dans le signal et que l'on suppose indépendant de la fréquence. Ce problème est fonctionnel et faiblement non linéaire. Nous l'avons donc abordé à la suite des travaux de Métaxian (1994) et Métaxian et al. (1997) par l'approche des moindres carrés généralisés développée par Tarantola et Valette (1982).

Usuellement dans des travaux similaires, cette inversion est abordée sous forme paramétrique en cherchant la vitesse de phase $c(f)$ sous la forme:

$$c(f) = a f^{-b} \quad (4.8)$$

où f est la fréquence et a et b sont des constantes à déterminer (c.f. Ferrazzini et al., 1991). Par ailleurs, du fait que les coefficients de corrélation de la composante verticale ne dépendent que de la vitesse de Rayleigh, on peut déterminer celle-ci indépendamment des composantes horizontales pour lesquelles $c_R(\omega)$, $c_L(\omega)$ et α sont impliqués. L'inconvénient de cette approche est que cela conduit à deux estimations distinctes de la vitesse de phase de Rayleigh qui ne sont pas toujours compatibles. Inverser globalement les coefficients correspondants aux trois composantes permet d'établir un juste compromis entre les erreurs des composantes verticales et horizontales et conduit ainsi à une meilleure estimation du coefficient de répartition α et des différentes vitesses.

4.5.1. Formulation de l'approche des moindres carrés

Les équations non-linéaires reliant les moyennes azimutales des coefficients de corrélation aux vitesses des ondes de Rayleigh $c_R(\omega)$ et de Love $c_L(\omega)$ ainsi qu'au coefficient de répartition α peuvent s'écrire sous la forme:

$$d = g(p) \quad (4.9)$$

avec:

$$d = \begin{pmatrix} \cdot \\ \bar{\rho}_z(\omega) \\ \vdots \\ \bar{\rho}_r(\omega) \\ \vdots \\ \bar{\rho}_t(\omega) \\ \cdot \end{pmatrix} \quad p = \begin{pmatrix} \cdot \\ c_R(\omega) \\ \vdots \\ c_L(\omega) \\ \vdots \\ \alpha \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

et

$$g(p) = \begin{pmatrix} \cdot \\ J_0\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)}r\right) \\ \vdots \\ \alpha\left(J_0\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)}r\right) - J_2\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)}r\right)\right) + (1-\alpha)\left(J_0\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)}r\right) + J_2\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)}r\right)\right) \\ \vdots \\ \alpha\left(J_0\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)}r\right) + J_2\left(\frac{\omega}{c_R(\omega)}r\right)\right) + (1-\alpha)\left(J_0\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)}r\right) - J_2\left(\frac{\omega}{c_L(\omega)}r\right)\right) \\ \cdot \end{pmatrix} \quad (4.11)$$

$$\omega \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}$$

Dans ces équations, r est le rayon constant du demi-cercle considéré qui est parfaitement connu. Remarquons d'emblée qu'il n'y a pas de couplage théorique entre les fréquences: seules les vitesses $c_R(\omega)$ et $c_L(\omega)$ à la fréquence ω interviennent dans les coefficients $\bar{\rho}(\omega)$. Ainsi la dérivée G_p de g est facile à calculer et est représentée par une matrice $3n \times 2n+1$ qui est diagonale par blocs:

$$G = \begin{bmatrix} \begin{bmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\partial \bar{\rho}_z}{\partial c_R}(\omega) & \\ 0 & & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \ddots & 0 \\ & 0 \\ 0 & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \cdot \\ 0 \\ \cdot \end{bmatrix} \\ \begin{bmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial c_R}(\omega) & \\ 0 & & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial c_L}(\omega) & \\ 0 & & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \cdot \\ \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial \alpha} \\ \cdot \end{bmatrix} \\ \begin{bmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial c_R}(\omega) & \\ 0 & & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial c_L}(\omega) & \\ 0 & & \ddots \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} \cdot \\ \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial \alpha} \\ \cdot \end{bmatrix} \end{bmatrix} \quad (4.12)$$

$$\omega \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}$$

avec (c.f. Métaxian, 1994):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\rho}_z}{\partial c_R}(\omega) &= \frac{\omega \cdot r}{c_R^2} \cdot J_1\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial c_R}(\omega) &= -\frac{\omega \cdot r}{c_R^2} \cdot \alpha \cdot \left(-J_1\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - \frac{2c_R}{\omega \cdot r} J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) + J_3\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) \right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial c_R}(\omega) &= -\frac{\omega \cdot r}{c_R^2} \cdot \alpha \cdot \left(-J_1\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - \frac{2c_R}{\omega \cdot r} J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - J_3\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) \right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial c_L}(\omega) &= -\frac{\omega \cdot r}{c_L^2} \cdot (1-\alpha) \cdot \left(-J_1\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) - \frac{2c_L}{\omega \cdot r} J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) + J_3\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) \right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial c_L}(\omega) &= -\frac{\omega \cdot r}{c_L^2} \cdot (1-\alpha) \cdot \left(-J_1\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) - \frac{2c_L}{\omega \cdot r} J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) - J_3\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) \right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_r}{\partial \alpha} &= J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) - J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) \\ \frac{\partial \bar{\rho}_t}{\partial \alpha} &= J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) + J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_R(\omega)}\right) - J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) + J_2\left(\frac{\omega \cdot r}{c_L(\omega)}\right) \end{aligned} \quad (4.13)$$

$$\omega \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}$$

On suppose que les erreurs sur les données sont indépendantes de sorte que la matrice de covariance C_d peut s'écrire sous la forme:

$$C_d = \begin{bmatrix} \cdot & & & & \\ \sigma_{\bar{\rho}_z}^2(\omega) \cdot & & & & 0 \\ & \cdot & & & \\ & & \sigma_{\bar{\rho}_r}^2(\omega) \cdot & & \\ 0 & & & \cdot & \\ & & & & \sigma_{\bar{\rho}_t}^2(\omega) \cdot \end{bmatrix} \quad (4.14)$$

$$(\omega, \omega') \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}^2$$

où les variances $\sigma^2(\omega)$ sont données par la formule 4.7.

Dans l'approche des moindres carrés généralisés le vecteur paramètre p est considéré comme un vecteur aléatoire gaussien. Cela revient à supposer que $c_R(\omega)$ et $c_L(\omega)$ sont des fonctions aléatoires gaussiennes et que α est une variable gaussienne. En supposant que $c_R(\omega)$, $c_L(\omega)$ et α sont deux à deux indépendants, la matrice de covariance de p peut s'écrire sous la forme:

$$C_p = \begin{bmatrix} \begin{array}{|c|c|c|} \hline C_{c_r}(\omega, \omega') & 0 & 0 \\ \hline 0 & C_{c_L}(\omega, \omega') & 0 \\ \hline 0 & 0 & \sigma_\alpha^2 \\ \hline \end{array} \end{bmatrix} \quad (4.15)$$

$\leftarrow n \quad \quad \quad n \quad \quad \quad 1 \rightarrow$

$$(\omega, \omega') \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}^2$$

où $C_{c_R}(\omega, \omega')$ et $C_{c_L}(\omega, \omega')$ sont respectivement les noyaux de covariance des fonctions aléatoires $c_R(\omega)$ et $c_L(\omega)$.

On suppose initialement que $c_R(\omega)$ et $c_L(\omega)$ sont nulles a priori. La valeur a priori de α est fixé à 0.5. Ce qui correspond à une équirépartition entre les ondes de Rayleigh et de Love. Ainsi le modèle a priori p_0 peut s'écrire:

$$p_0 = \begin{pmatrix} \cdot \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ \cdot \\ 0.5 \end{pmatrix} \quad (4.16)$$

La solution du problème peut être obtenue par le processus itératif suivant (c.f. Tarantola & Valette, 1982):

$$p_{k+1} = p_0 + C_p G_k^* (C_d + G_k C_p G_k^*)^{-1} (d - g(p_k) + G_k (p_k - p_0)) \quad (4.17)$$

où G_k est la matrice dérivée au point p_k : $G_k \equiv G_{p_k}$ et G_k^* sa transposée.

Le processus est initialisé pour $k = 1$. On peut prendre $p_1 = p_0$, mais il est plus judicieux d'adopter un modèle de départ p_1 de la forme:

$$p_1 = \begin{pmatrix} \cdot \\ c_R(\omega) \\ \vdots \\ c_L(\omega) \\ \vdots \\ 0.5 \end{pmatrix} \quad (4.18)$$

$$\omega \in \{\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n\}$$

où les fonctions $c(\omega)$ sont de la forme $a\omega^{-b}$. Les constants a et b sont choisis par essai-erreur de manière à ajuster approximativement les données.

4.5.2. Noyau de covariance des fonctions $c(\omega)$; prise en compte des effets de bord

Le noyau de covariance $C(\omega, \omega')$ d'une fonction aléatoire gaussienne $c(\omega)$ est défini comme la covariance des variables aléatoires $c(\omega)$, $c(\omega')$ pour tout couple (ω, ω') . Il peut s'écrire:

$$C(\omega, \omega') = \sigma(\omega)\sigma(\omega')Cor(\omega, \omega') \quad (4.19)$$

où $Cor(\omega, \omega')$ est le noyau de corrélation. On peut supposer que $Cor(\omega, \omega')$ n'est fonction que de $x = (\omega - \omega')/\xi$ où ξ est une longueur caractéristique de lissage. Ainsi $Cor(\omega, \omega')$ peut s'écrire:

$$Cor(\omega, \omega') = f(x) \quad (4.20)$$

où f est une fonction paire telle que $f(0) = 1$. Le fait que f représente un noyau de corrélation se traduit par le fait que sa transformée de Fourier est une fonction positive (théorème de Bochner). Des choix classiques de fonctions f sont (Figure 4.9) :

$$f(x) = \exp(-x^2/2) \quad (4.21)$$

$$f(x) = \exp(-|x|) \quad (4.22)$$

Un choix intéressant est:

$$f(x) = \exp(-|x|)(\cos x + \sin|x|) \tag{4.23}$$

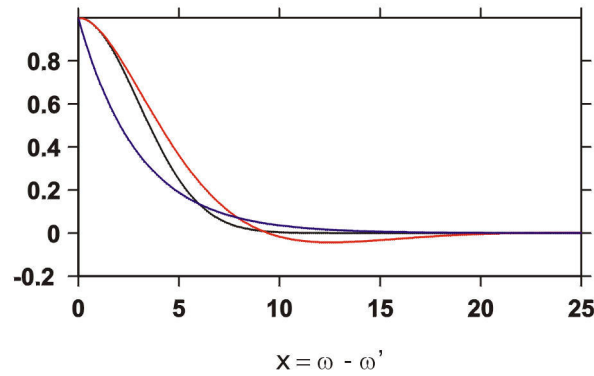


Figure 4.9. Représentation des fonctions $f(x)$ avec $x = (\omega - \omega')/\xi$. En noir: $f(x) = \exp(-x^2/2)$ avec $\xi = 3$ Hz; en bleu $f(x) = \exp(-x^2/2)$ avec $\xi = 3$ Hz; en rouge: $f(x) = \exp(-|x|)(\cos x + \sin|x|)$ avec $\xi = 4$ Hz.

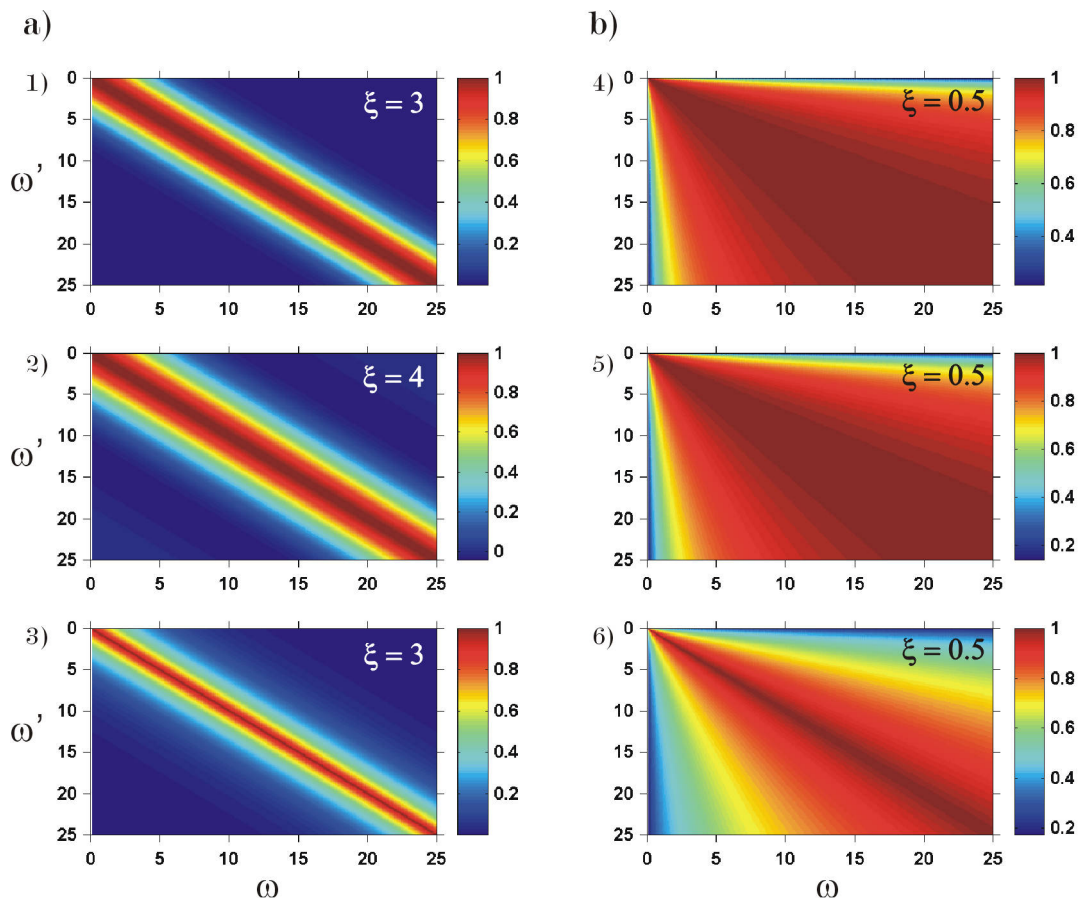


Figure 4.10. Matrices correspondant aux familles de noyaux de covariance: a) $x = (\omega - \omega')/\xi$ et b) $x = \log(\omega/\omega')/\xi$. De haut en bas, les fonctions sont données par les équations: 4.21, 4.22 et 4.23.

On peut également obtenir une autre famille de noyaux en prenant pour variable $\log(\omega)$ au lieu de ω . Cela revient à supposer que x est de la forme $\log(\omega/\omega')/\xi$. D'une part le choix du logarithme est naturel pour une fonction positive comme la fréquence, d'autre part, sur le plan pratique, cela revient à lisser plus fortement à haute fréquence qu'à basse fréquence (Figure 4.10). Ce qui est bien adapté à la situation présente où la résolution est moins bonne à haute fréquence.

La covariance a priori sert à régulariser la fonction $c(\omega)$ en imposant un lissage de longueur caractéristique ξ . Pour éviter des problèmes numériques et se raccorder au bruit blanc quand ξ tend vers 0, il est nécessaire de renormaliser les écart-types $\sigma(\omega)$ en fonction de ξ . Pour ce faire on introduit une fonction poids $w(\omega)$ telle que:

$$\sigma(\omega) = w(\omega)\sigma_{phys}(\omega) \quad (4.24)$$

où $\sigma_{phys}(\omega)$ est l'écart-type physique a priori et $\sigma(\omega)$ celui utilisé dans l'inversion. Par ailleurs au bord de l'intervalle en fréquence, la solution tend à moins s'éloigner de l'a priori puisqu'elle n'est corrélée que sur un seul côté, à la différence du milieu de l'intervalle où la corrélation peut jouer des deux côtés. Pour corriger cet effet de bord, Valette & Lesage (2002) ont proposé de prendre pour fonction $w(\omega)$ la solution de l'équation fonctionnelle suivante:

$$w(\omega) = \frac{\xi_0 \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx}{\int_{zone(\omega)} f((\omega - \omega')/\xi) w(\omega') d\omega'} \quad (4.25)$$

avec comme précédemment: $Cor(\omega, \omega') = f((\omega - \omega')/\xi)$.

La formule correspondante dans le cas où la variable est $\log(\omega)$ s'obtient en remplaçant respectivement ω et ω' par $\log(\omega)$ et $\log(\omega')$. Dans cette formule ξ_0 est la longueur élémentaire de référence qui correspond aux vrais erreurs a priori σ_{phys} . Autrement dit le noyau de covariance qui traduit les vraies erreurs a priori peut s'écrire:

$$C_0(\omega, \omega') = \sigma_{phys}(\omega)\sigma_{phys}(\omega') f\left(\frac{\omega - \omega'}{\xi_0}\right) \quad (4.26)$$

Il convient donc de bien distinguer la matrice C_p (4.15), que l'on utilise dans le processus itératif (4.17) et qui sert à régulariser la solution, d'une matrice C_0 qui correspond aux vraies erreurs a priori sur le modèle.

4.5.3. Données auxiliaires et robustesse de l'inversion

L'inversion par moindres-carrés est fondamentalement liée au choix de variables gaussiennes et donc à la minimisation d'une norme L^2 . Du fait que l'on considère des problèmes non-linéaires on peut néanmoins considérer des lois non gaussiennes sur les données en introduisant des données auxiliaires gaussiennes qui correspondent en probabilité aux données réelles (c.f. Valette & Lesage, 2002). Considérons, par exemple, une variable aléatoire d qui correspond à une donnée scalaire. Le choix de la densité de probabilité *sech* (sécante hyperbolique):

$$\rho(d) = \frac{1}{\pi\sigma \cosh\left(\frac{d-d_0}{\sigma}\right)} \quad (4.27)$$

est très utile dans le cas où une erreur aberrante n'est pas à exclure. En effet cette densité vérifie:

$$\rho(d) \sim \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{d-d_0}{\sigma}\right)^2\right\} \quad \text{quand} \quad \frac{d-d_0}{\sigma} \rightarrow 0$$

$$\rho(d) \sim 2\exp\left\{-\left|\frac{d-d_0}{\sigma}\right|\right\} \quad \text{quand} \quad \left|\frac{d-d_0}{\sigma}\right| \rightarrow +\infty$$

Autrement dit la loi est tangente à une loi gaussienne (norme L^2) pour $(d-d_0)/\sigma$ petit, tandis qu'elle est tangente à une loi exponentielle (norme L^1) pour $|d-d_0|/\sigma$ grand. Supposons donc que l'on adopte une telle loi pour la donnée réelle et considérons la variable auxiliaire définie par:

$$d' = \text{Erf}^{-1}\left(\frac{2}{\pi} \arctan\left(\sinh\left(\frac{d-d_0}{\sigma}\right)\right)\right) \quad (4.28)$$

où $\text{Erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-t^2) dt$. Utilisant le fait que:

$$\frac{\partial d'}{\partial d} = \frac{\exp(d'^2)}{\sqrt{\pi}\sigma_d \cosh\left(\frac{d-d_0}{\sigma}\right)} \quad (4.29)$$

on montre facilement que d' est une variable gaussienne de variance 1/2, c'est à dire que:

$$\rho(d') = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-d'^2) \quad (4.30)$$

On peut donc, en considérant la nouvelle variable d' , se ramener à un problème toujours non-linéaire, mais gaussien, et donc traitable par la méthode des moindres carrés.

4.5.4. Equirépartition a priori du paramètre α

Un problème analogue est lié au fait que le paramètre de répartition des ondes de Rayleigh est compris entre 0 et 1. Il ne peut donc, en toute rigueur, être considéré comme une variable gaussienne. Par ailleurs, il est naturel de prendre comme densité de probabilité a priori la fonction caractéristique de l'intervalle $[0, 1]$ afin d'assurer l'equirépartition a priori de ce paramètre. De la même manière que précédemment, on est conduit à considérer un nouveau paramètre x défini par:

$$x = \text{Erf}^{-1}(2\alpha - 1) \quad (4.31)$$

c'est-à-dire:

$$\alpha = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \text{Erf}(x) \quad (4.32)$$

On en déduit que:

$$\frac{d\alpha}{dx} = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-x^2) \quad (4.33)$$

puis que la densité de probabilité de x est:

$$\rho(x) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-x^2) \quad (4.34)$$

Cela montre que x est une variable gaussienne de variance $1/2$. On reparamétrise donc le modèle en remplaçant α par x et l'on adopte 0 comme moyenne a priori de x et $1/2$ comme variance. Cela assure a priori l'équirépartition dans $[0,1]$ de α .

4.5.5. Calcul de la covariance a posteriori

Une solution \hat{p} , limite du processus itératif (4.17), vérifie:

$$\hat{p} - p_0 = C_p G_k^* (C_d + G_{\hat{p}} C_p G_{\hat{p}}^*)^{-1} \{d - g(\hat{p}) + G_{\hat{p}}(\hat{p} - p_0)\} \quad (4.35)$$

Tenant compte que les vraies données d et le vrai modèle p sont reliés par $d=g(p)$, on peut écrire:

$$d_0 - g(\hat{p}) + G_{\hat{p}}(\hat{p} - p_0) = d_0 - d + g(p) - g(\hat{p}) + G_{\hat{p}}(\hat{p} - p_0) \quad (4.36)$$

Un développement de Taylor autour de \hat{p} montre que:

$$g(p) - g(\hat{p}) \cong G_{\hat{p}}(p - \hat{p}) \quad (4.37)$$

de sorte que:

$$d_0 - g(\hat{p}) + G_{\hat{p}}(\hat{p} - p_0) \cong d_0 - d + G_{\hat{p}}(p - p_0) \quad (4.38)$$

Il s'ensuit que:

$$\hat{p} - p_0 \cong R(p - p_0) - L(d - d_0) \quad (4.39)$$

et que:

$$\hat{p} - p \cong (R - I)(p - p_0) - L(d - d_0) \quad (4.40)$$

avec:

$$L = C_p G_k^* (C_d + G_{\hat{p}} C_p G_{\hat{p}}^*)^{-1} \quad \text{et} \quad R = L G_{\hat{p}} \quad (4.41)$$

En tenant compte que $p - p_0$ est a priori un vecteur aléatoire centré, de covariance C_0 (la covariance qui correspond aux vraies erreurs a priori sur le modèle) et que $d - d_0$ a pour covariance C_d , on déduit finalement que:

$$C_{\hat{p}} = (R - I)C_0(R - I)^* + L C_d L^* \quad (4.42)$$

4.6 Tests

L'objet de ce paragraphe est de présenter différentes inversions suivant le choix du noyau de corrélation. Dans toutes ces inversions les paramètres ξ_0 , et σ_{phys} ont été respectivement fixés à 0.1 Hz et 1000 m s⁻¹ aussi bien pour les vitesses des ondes de Rayleigh que pour celles de Love. L'équirépartition du paramètre α a été imposée par l'introduction d'un paramètre gaussien auxiliaire x comme décrit en 4.5.4.

Nous avons considéré 4 types de noyau de covariance pour les vitesses. Plus précisément, le type 1 et le type 2 correspondent respectivement aux formules 4.21 et 4.23 avec $x = (\omega - \omega') / \xi$ comme variable; les types 3 et 4 correspondent, dans l'ordre, aux mêmes formules avec cette fois $x = \log(\omega / \omega') / \xi$ comme variable. Le noyau de covariance exponentielle (4.22) conduit à des résultats peu satisfaisants car il tend à trop lisser. Nous ne l'avons donc pas retenu dans cette présentation. Nous avons testé par ailleurs l'influence de la correction des effets de bord, de la longueur de lissage ξ , du choix du modèle a priori et de l'introduction de données auxiliaires. Tous ces tests ont été menés avec les données obtenues dans le demi-cercle Ouest qui se prêtaient mieux à ce genre de comparaison. Le tableau 4.1 ci-dessous présente l'ensemble de ces tests.

Tableau 4.1. Essais d'inversion suivant le choix des paramètres. Demi-cercle Ouest

Essai	Loi de probabilité sur les données	Type de noyau de covariance	Correction des effets de bord	Modèle a priori*	ξ (Hz)	Résidu quadratique moyen	Figure
1	gaussienne	3	oui	0	0.8	0.371	4.11 - 4.14
2	gaussienne	4	oui	0	0.8	0.362	4.11
3	gaussienne	1	oui	0	5	0.356	4.11
4	gaussienne	2	oui	0	5	0.360	4.11
5	gaussienne	3	oui	0	0.5	0.361	4.12
6	gaussienne	3	oui	0	0.6	0.364	4.12
7	gaussienne	3	non	0	0.8	0.387	4.13
8	gaussienne	3	oui	1	0.8	0.395	4.14

* Modèle a-priori: (0) nul, (1) non nul.

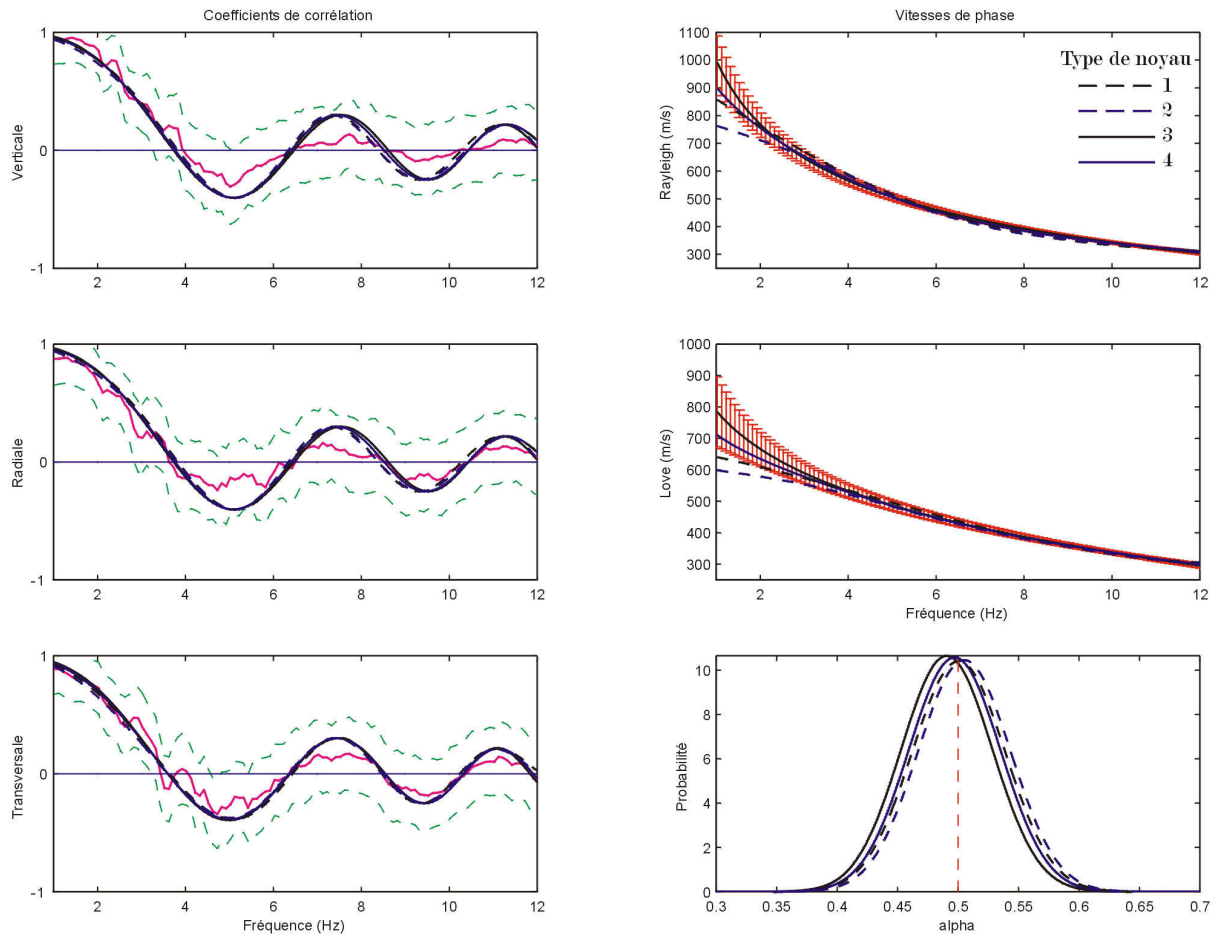


Figure 4.11. Inversions de coefficients de corrélation (trait magenta) en changeant le noyau de covariance (Essais 1 à 4, tableau 4.1). Les erreurs sur les coefficients de corrélation et sur les vitesses de phase (Essai 1) sont indiquées respectivement par les traits verts et les barres rouges. Le coefficient alpha est représenté sous forme de probabilité dans le cadre inférieur droit selon les relations expliquées en 4.5.4. Le trait rouge pointillé indique une équirépartition parfaite des ondes Rayleigh et de Love ($\alpha = 50\%$).

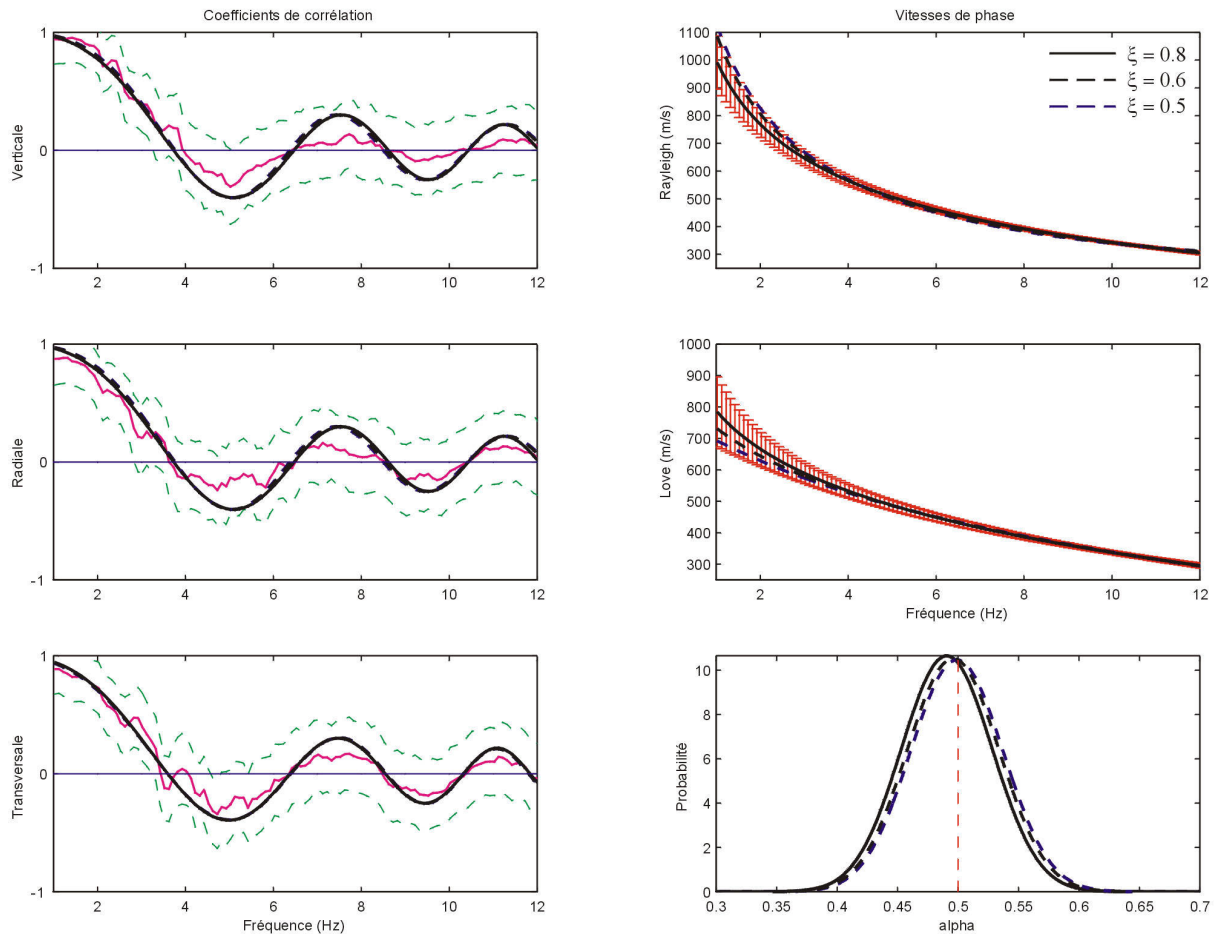


Figure 4.12. Idem 4.11 en variant le paramètre ξ (Essais 1, 5 et 6, tableau 4.1).

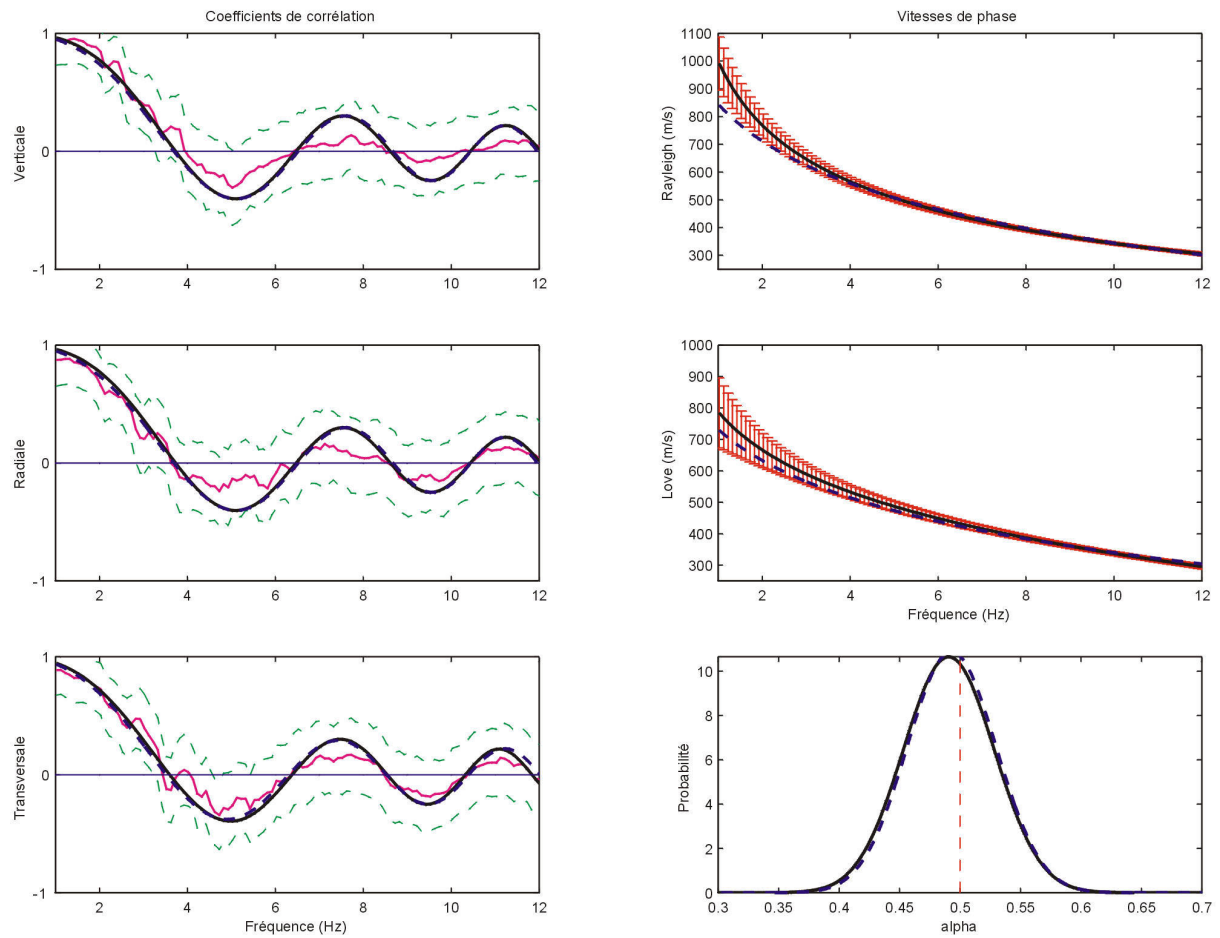


Figure 4.13. Idem 4.11 en corrigeant (Essai 1, trait noir) ou pas (Essai 7, trait bleu pointillé) les effets de bord.

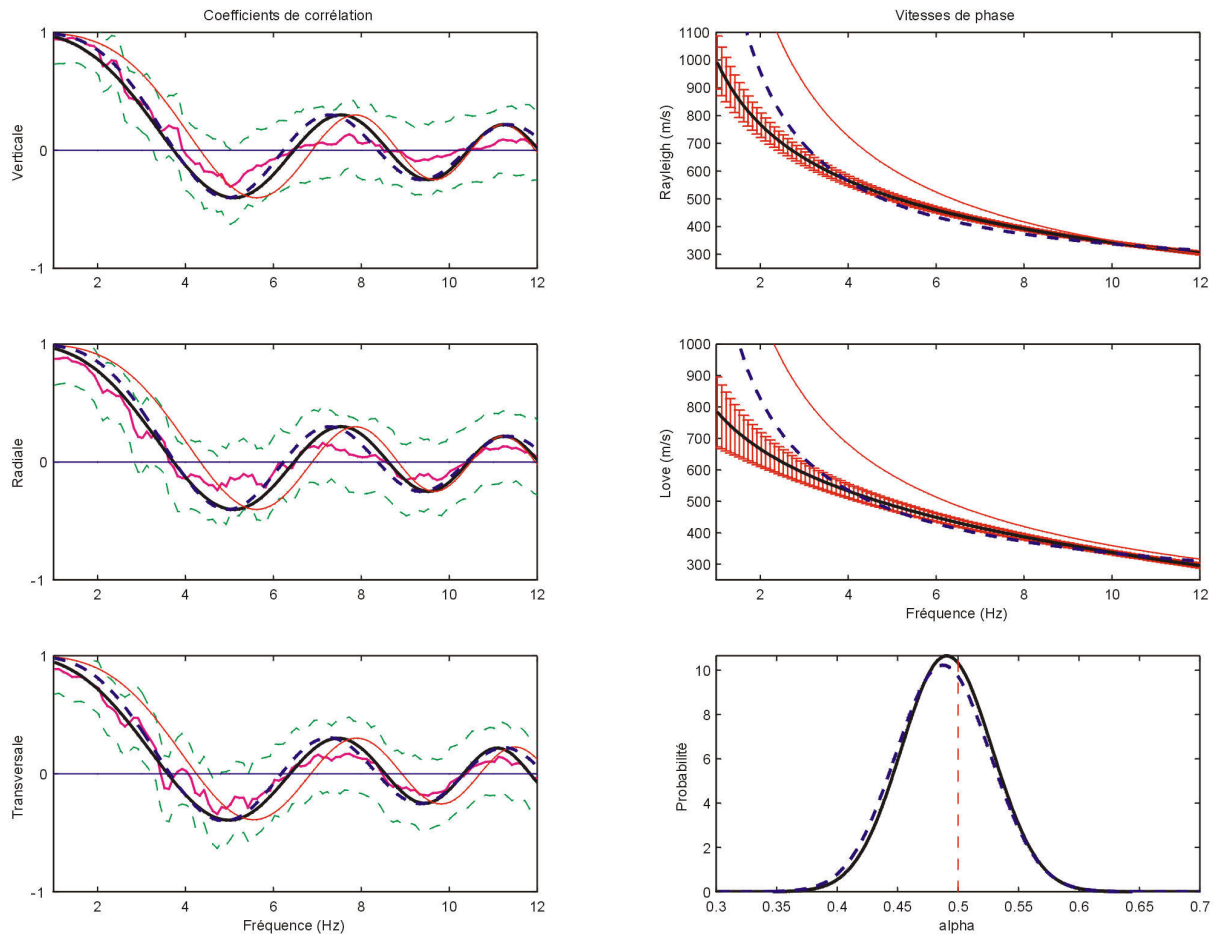


Figure 4.14. Idem 4.11 en changeant le modèle a priori. (Essais 1, trait noir, et 8, trait bleu pointillé, du tableau 4.1). La ligne rouge indique le modèle a priori non nul considéré.

On constate des différences importantes dans les courbes de vitesses de phase pour les fréquences inférieures à 4 Hz. Les noyaux de type 3 et 4 conduisent à un meilleur ajustement dans cette bande de fréquences (Essais 1 à 4, figure 4.11). Cela est dû à l'utilisation pour ces noyaux de la variable $\log(\omega/\omega')/\xi$ qui, toute chose égale par ailleurs, tend à moins lisser le modèle à basse fréquence. Quand on augmente ξ (essais 1, 5 et 6) on lisse davantage le modèle et le résidu tend à augmenter (Figure 4.12). La correction des effets de bord permet un meilleur ajustement (Essais, 1 et 7, figure 4.13). L'utilisation d'un modèle a priori non nul n'est pas judicieux car le résultat dépend fortement de celui-ci. Le ajustement des données est d'ailleurs nettement moins bon (Essai 8, figure 4.14).

Pour le demi-cercle Ouest l'utilisation de lois gaussiennes ou en sech ne modifie pas significativement les résultats. Ce n'est pas le cas du demi-cercle Est. En effet la forme très particulière des trois coefficients de corrélation qui constituent les données du demi-cercle Est conduit à un problème inverse présentant deux solutions. Cette situation relativement rare permet de mieux apprécier l'influence du choix de la loi de probabilité sur les données.

Pour obtenir les deux solutions A et B correspondant au même problème inverse avec a priori nul, nous avons utilisé deux modèles de départ p_l différents dans l'algorithme 4.17. En clair, une solution ajuste le pic vers 6 Hz, l'autre pas. Le tableau 4.2 et la figure 4.15 présentent ces différents résultats en fonction du choix de la loi de probabilité sur les données. Il faut remarquer que l'on a adopté dans chaque cas le noyau de covariance le mieux adapté.

Tableau 4.2. Essais d'inversion suivant le choix des paramètres. Demi-cercle Est

Essai	Solution	Loi de probabilité sur les données	Type de noyau de covariance	Correction des effets de bord	Modèle a priori	ξ (Hz)	Résidu quadratique moyen	Figure
1	A	sech	4	oui	0	0.5	0.654	4.15 a
2	A	gaussienne	3	oui	0	0.5	0.639	4.15 a
3	B	sech	4	oui	0	0.7	0.714	4.15 b
4	B	gaussienne	3	oui	0	0.7	0.686	4.15 b

Les résultats confirment que l'utilisation d'une densité de probabilité en sech pour les données conduit à une inversion plus robuste et donc à des modèles plus lisses. Néanmoins l'utilisation de la densité sech ne permet pas de lever l'ambiguïté en éliminant une des solutions A ou B. Il faut donc dans ce cas s'appuyer sur d'autres informations pour faire le choix de la solution.

4.7. Résultats

Pour l'inversion finale des coefficients de corrélation du demi-cercle Ouest, nous avons choisi les paramètres utilisés dans l'essai 1 du tableau 4.1 (Figure 4.16). Pour ce qui est du demi-cercle Est, il est clair qu'il vaut mieux utiliser une loi sech. Cela conduit à choisir les paramètres utilisées dans les essais 1 ou 3 du tableau 4.2 (Figure 4.17). Les vitesses de phase correspondant aux modèles A et B sont très différentes.

On constate que les vitesses des ondes de Rayleigh et de Love sont inférieures dans le demi-cercle Ouest. Les proportions de ces ondes sont légèrement différentes dans les deux demi-cercles, autour de 49% à l'Ouest et environ 54% à l'Est.

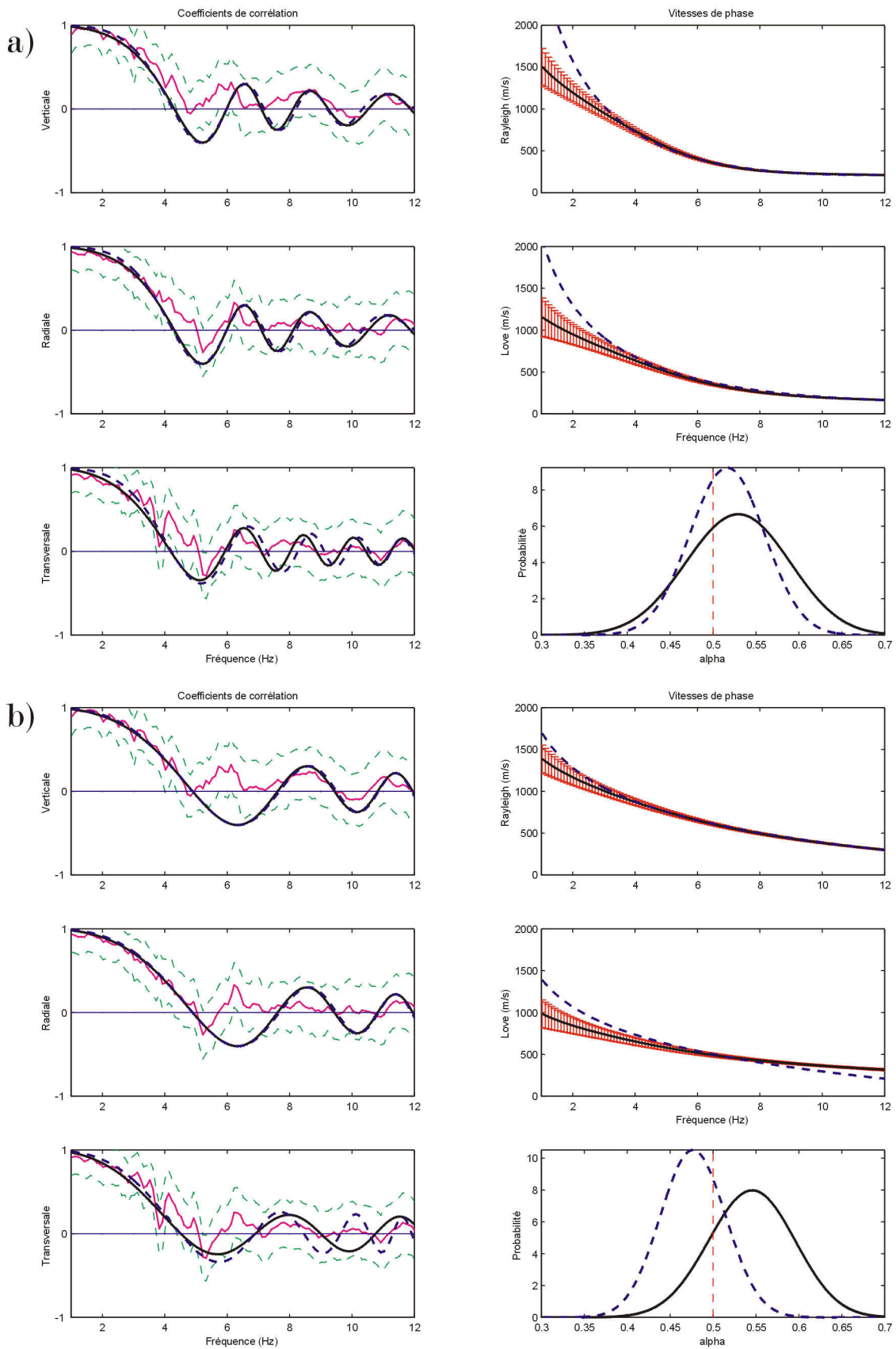


Figure 4.15. Inversion des coefficients de corrélation du demi-cercle Est. a) Solution A, essais 1 (trait noir) et 2 (trait bleu pointillé) et b) Solution B, essais 3 (trait noir) et 4 (trait bleu pointillé). Voir tableau 4.2.

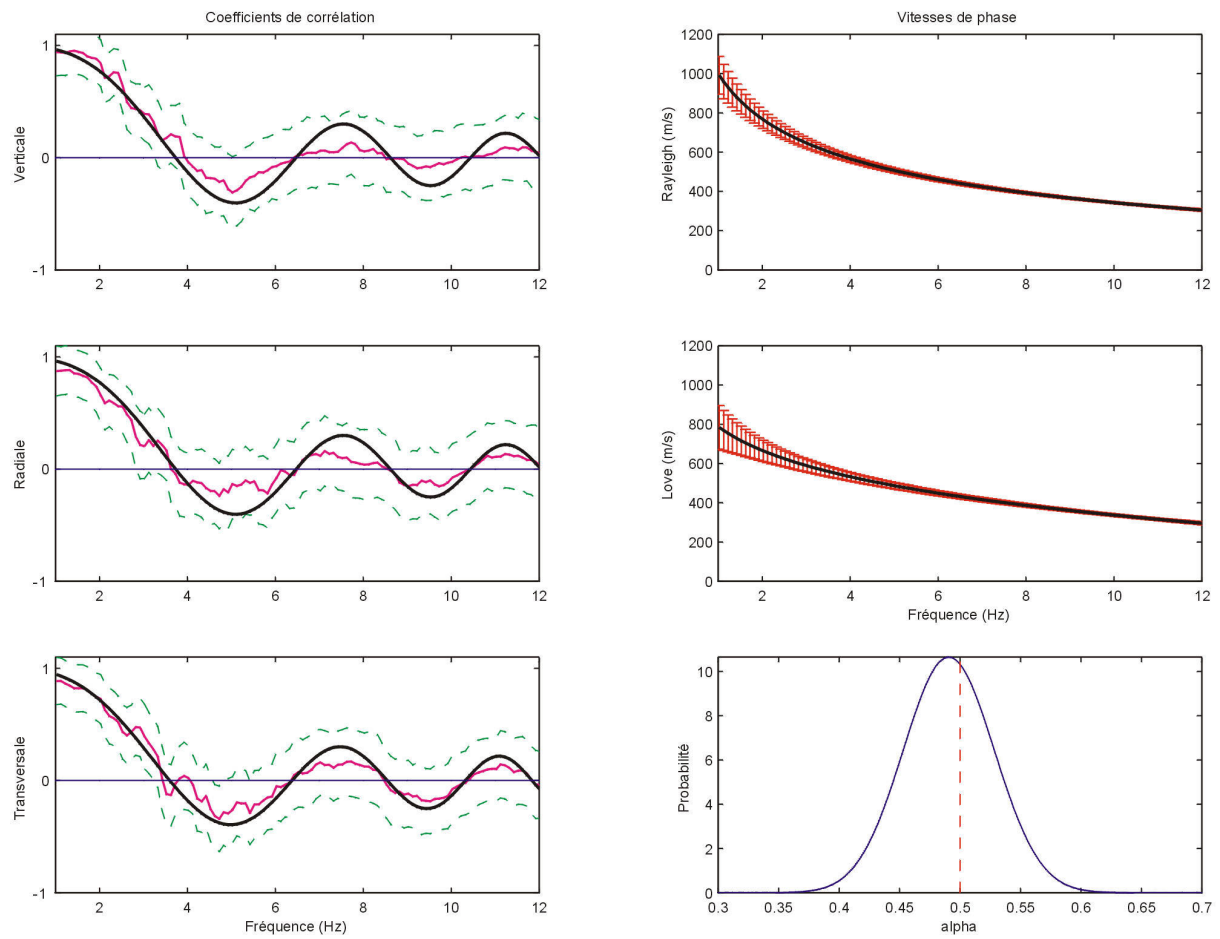


Figure 4.16. Vitesses de phase déterminées par l'inversion des coefficients de corrélation du demi-cercle Ouest et utilisées pour le calcul du modèle de vitesse.

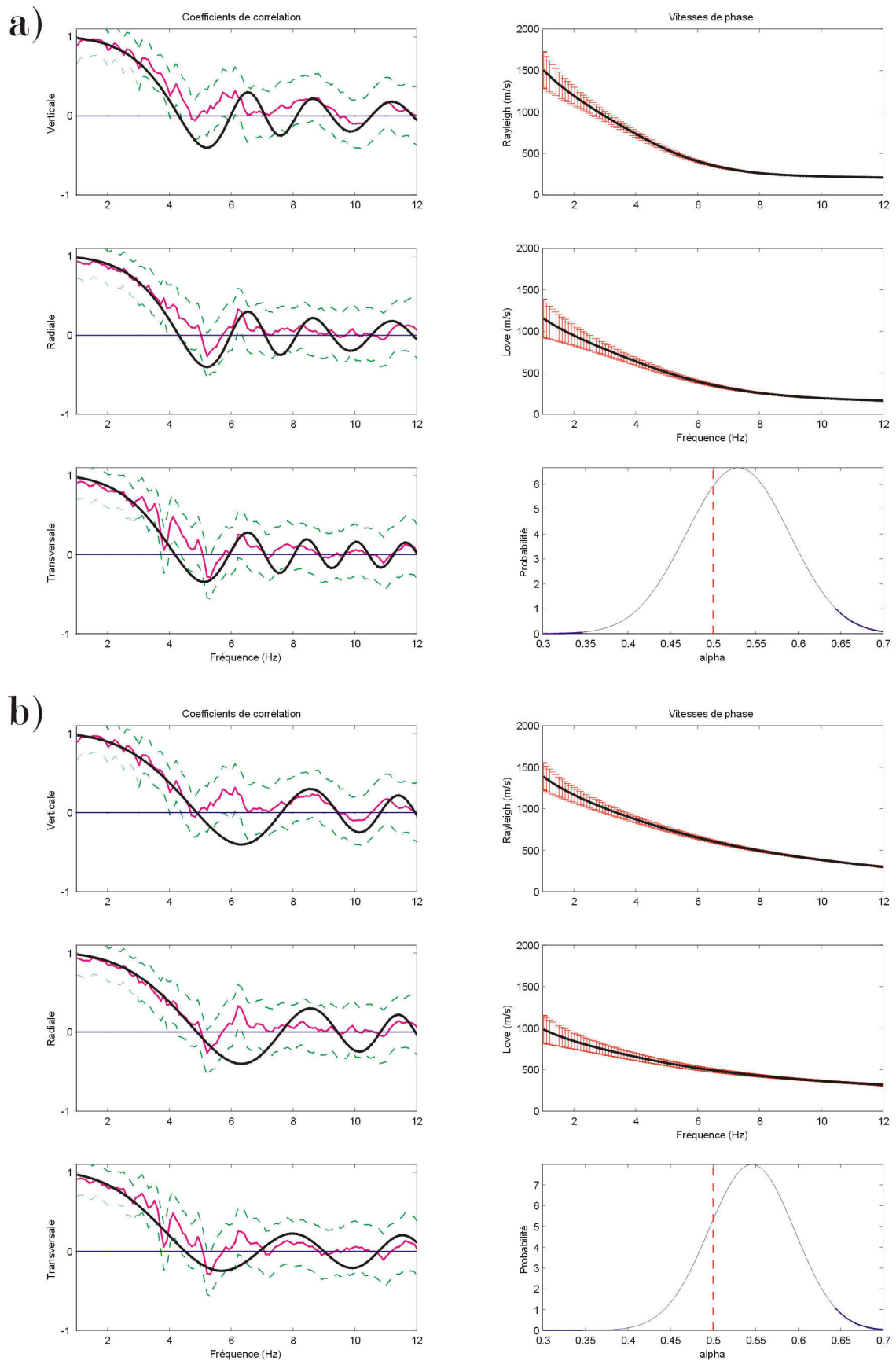


Figure 4.17. Idem 4.16 pour le demi-cercle Est. On montre les deux solutions obtenues A (a, essai 1) et B (b, essai 3).

4.8. Détermination des modèles de vitesse

4.8.1. Méthode

Les courbes de vitesse de phase permettent de déterminer un modèle de vitesse des ondes P et S approximatif au-dessous de chaque réseau. Pour ce faire nous avons utilisé un paquet de programmes développés par Herrmann & Ammon (2002). Les données d'entrée sont les courbes de dispersion observées. Les paramètres du modèle de structure sont: le nombre de couches, la densité et les vitesses des ondes P et S, ainsi que les facteurs de qualité Q_p et Q_s de chaque couche. On détermine par essais-erreurs le nombre de couches et un modèle approximatif qui ajuste raisonnablement les vitesses de phase. Ce modèle est ensuite affiné en utilisant le programme d'inversion.

4.8.2. Résultats

Pour les deux demi-cercles, il est nécessaire de considérer 5 couches et 1 demi-espace (tableau 4.3, figures 4.18 - 4.20).

Tableau 4.3. Modèle de vitesses.

Demi-cercle	Epaisseur (m)	V_p (km s ⁻¹)	V_s (km s ⁻¹)	
			Rayleigh et Love	Rayleigh
OUEST	3	0.30	0.17	0.15
	10	0.68	0.36	0.33
	25	1.00	0.50	0.49
	90	1.45	0.70	0.72
	300	2.00	0.98	1.02
	∞	2.81	1.43	1.45
EST Solution A	4	0.25	0.13	
	9	0.60	0.30	
	20	0.90	0.45	
	70	2.20	0.80	
	250	2.80	1.20	
	∞	3.60	1.70	
EST Solution B	2	0.25	0.12	0.13
	4	0.60	0.32	0.30
	20	0.90	0.45	0.45
	70	2.20	0.83	0.90
	250	2.80	1.18	1.20
	∞	3.30	1.60	1.60

La figure 4.18a présente la comparaison du modèle correspondant au demi-cercle Ouest avec le modèle obtenu à partir des données de sismique de réfraction (Leandro & Alvarado, 1999). Les deux modèles sont compatibles, leur différence en vitesse varie entre 7 et 30% selon la couche. Les résultats sont similaires que l'on ajuste simultanément les courbes de Love et de Rayleigh ou seulement celles de Rayleigh.

Pour le demi-cercle Est on montre, dans les figures 4.19 et 4.20, les modèles obtenus à partir des solutions A et B de l'inversion des coefficients de corrélation. Les modèles sont peu différents. Cependant, l'ajustement des courbes de vitesse de phase est moins bon dans le cas de la solution A, surtout en ce qui concerne la courbe de Love (Figure 4.19b et 4.20c). Le

modèle obtenu à partir de la solution B correspond mieux au sondage de sismique réfraction réalisé à proximité, bien que leur différence varie entre 15 et 28 % selon la couche.

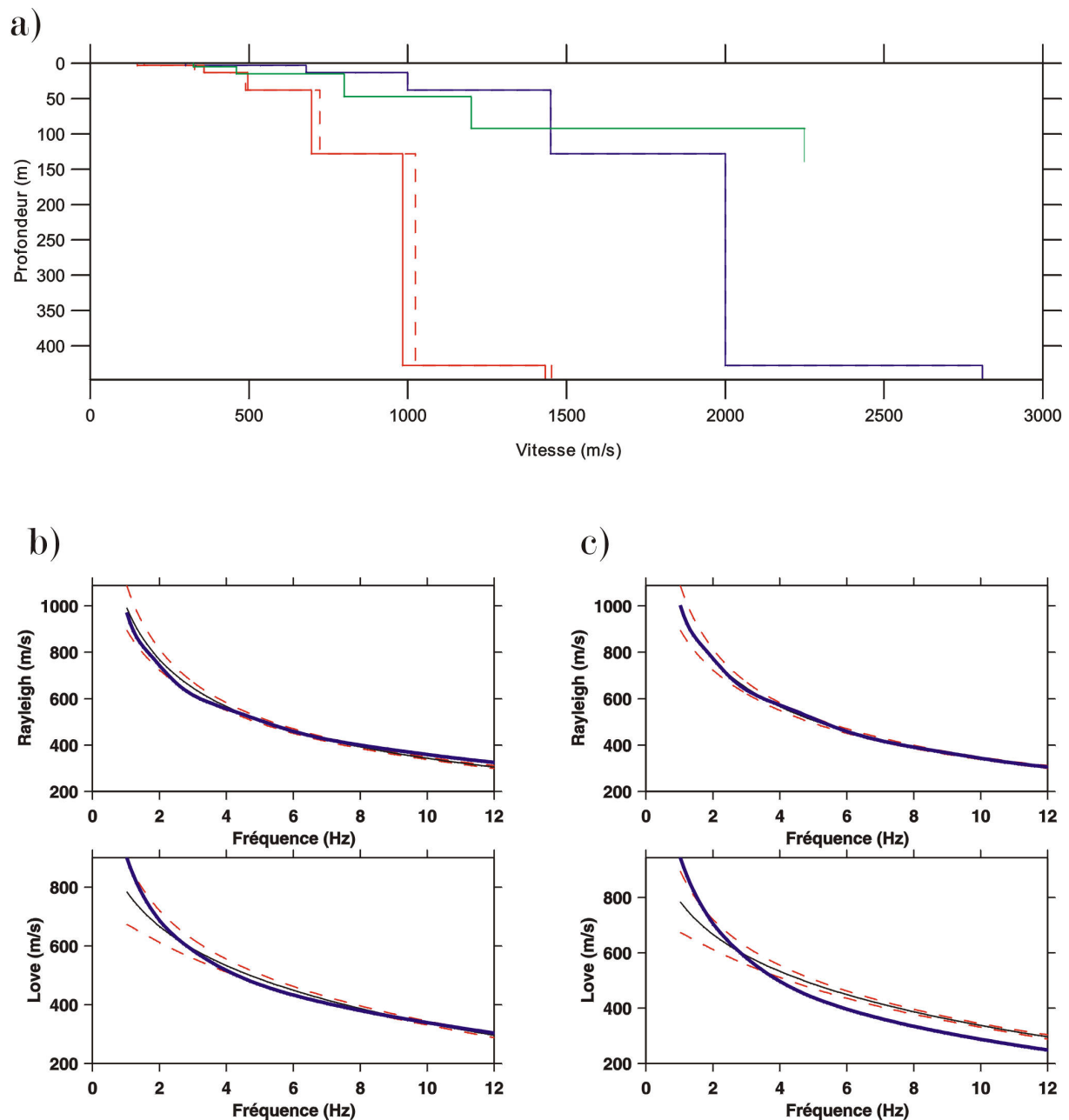


Figure 4.18. Demi-cercle Ouest: a) Modèles de vitesse (V_p en traits bleus et V_s en traits rouges) obtenus par l'ajustement simultané des ondes de Love et de Rayleigh (traits continus) ou seulement des ondes de Rayleigh (traits en pointillé); en trait vert le modèle de vitesse des ondes P obtenu par sismique réfraction. b) Vitesses de phase observées (trait fins noirs) et calculées (traits épais bleus) à partir du modèle obtenu avec les ondes de Love et de Rayleigh. c) Idem pour le modèle obtenu par les ondes de Rayleigh seules.

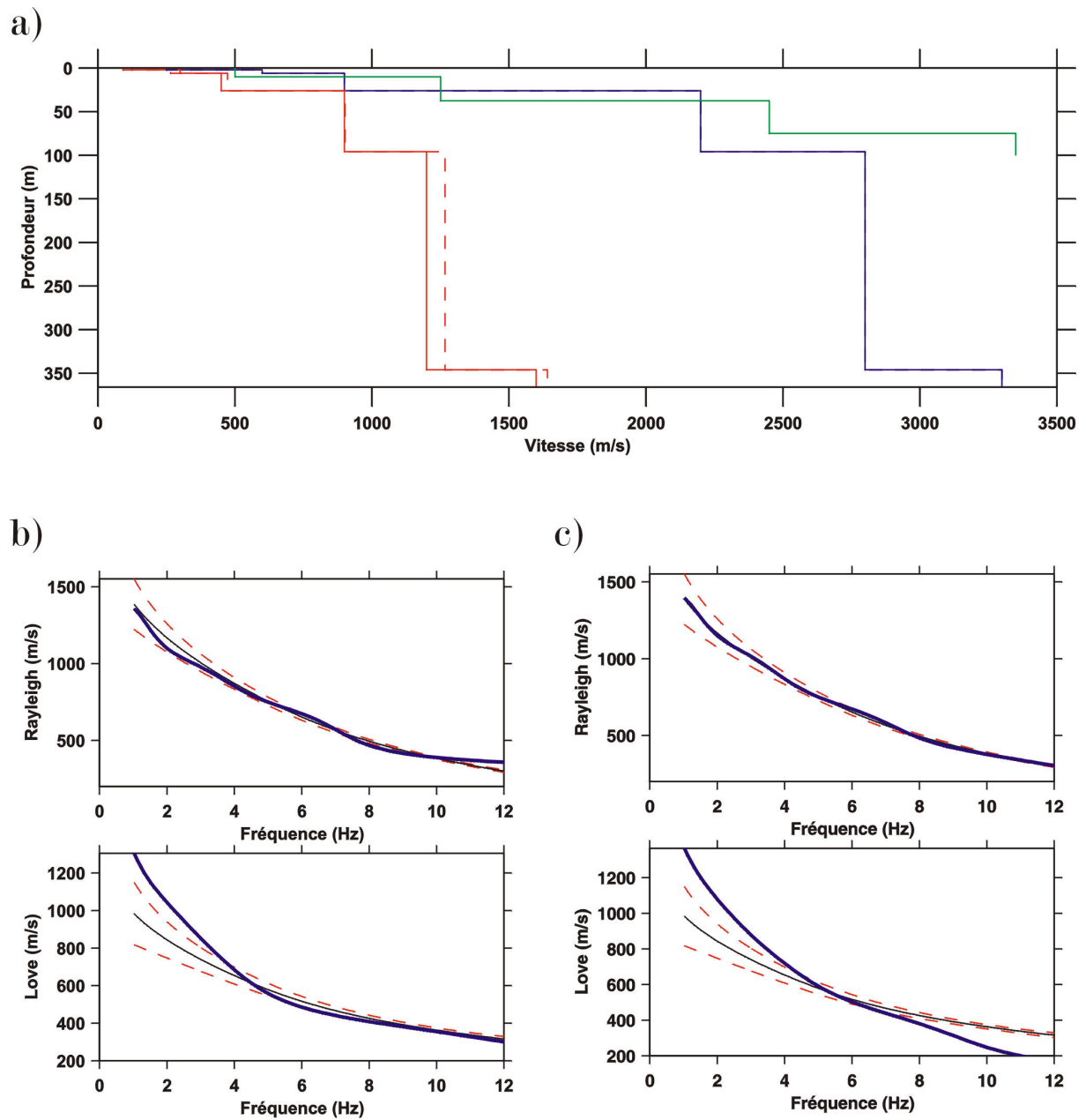


Figure 4.19. Idem figure 4.18 pour le demi-cercle Est: Solution B.

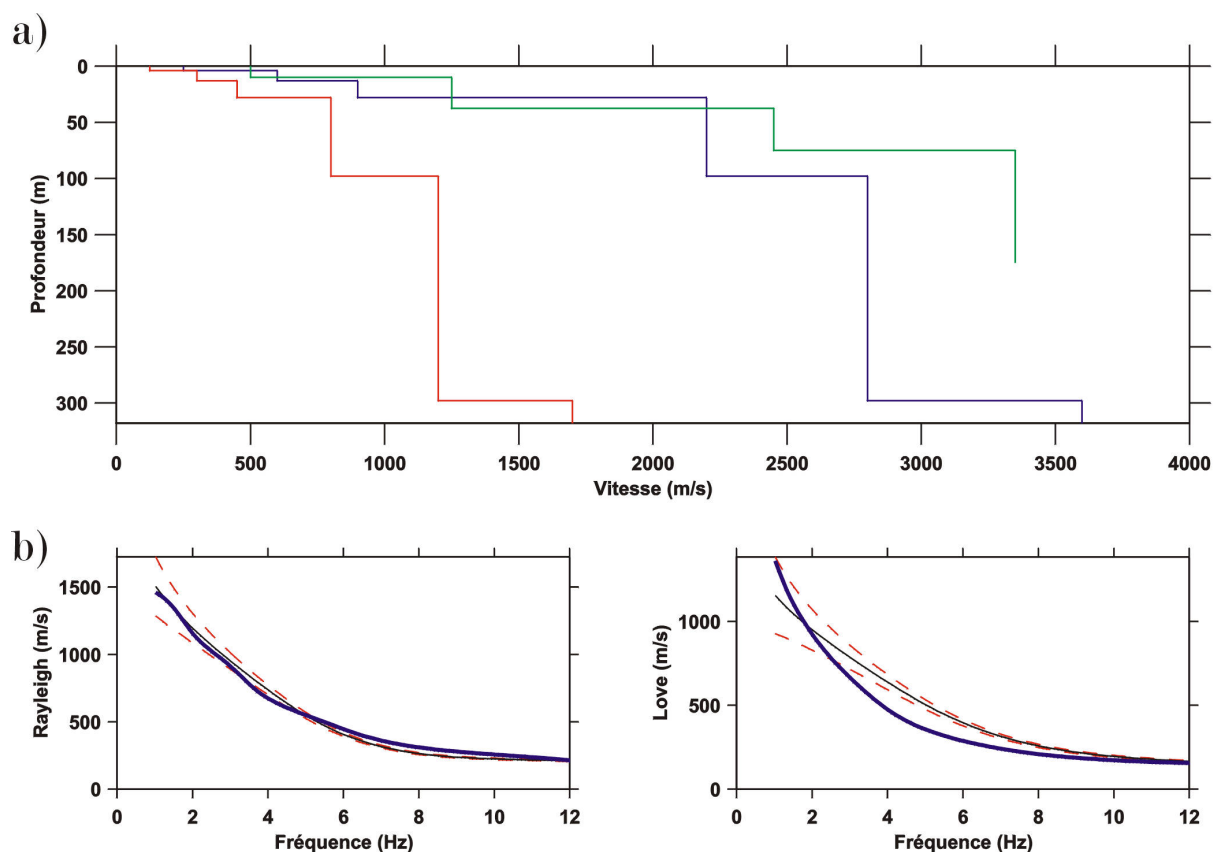


Figure 4.20. Demi-cercle Est: Solution A. a) Modèles de vitesse (V_p en traits bleus et V_s en traits rouges) obtenus par l'ajustement simultané des ondes de Love et de Rayleigh de la solution A. Vitesses de phase observées (trait fins noirs) et calculées (traits épais bleus) à partir du modèle obtenu avec les ondes de Love et de Rayleigh. En trait vert le modèle de vitesse des ondes P obtenu par sismique réfraction

Les ajustements de la courbe de Rayleigh, tenant compte ou pas de la courbe de Love, sont satisfaisants, les résidus quadratiques moyens étant généralement inférieurs à 0.05. Néanmoins, il est difficile de trouver un bon ajustement pour les courbes de Love au dessous de 2 et 4 Hz respectivement pour les demi-cercles Ouest et Est. La fréquence de coupure des sismomètres étant de 2 Hz, si l'on néglige l'information en dessous de cette fréquence, on constate que pour le demi-cercle Ouest l'ajustement est satisfaisant. Néanmoins, cela n'explique pas complètement le mauvais ajustement de la courbe de Love entre 2 et 4 Hz pour le demi-cercle Est. Le fait aussi d'avoir considéré un milieu parfaitement élastique (Q_p et Q_s nuls) dû à des contraintes imposées par les programmes de Herrmann & Ammon (2002) n'est pas judicieux et constitue une limitation importante pour l'ajustement des courbes de Rayleigh et de Love.

Afin d'explorer la validité des modèles de vitesse nous avons calculé les fonctions de transfert théoriques correspondantes. Cela permet une comparaison avec les rapports spectraux H/V de l'ensemble des stations des demi-cercles. Dans le cas du demi-cercle Ouest (Figure 4.21), les rapports spectraux et la fonction de transfert présentent un pic entre 1 et 2 Hz correspondant au mode fondamental local dans la bande de fréquence considérée. Pour le demi-cercle Est, on observe un pic entre 4 et 5 Hz (parfois entre 5 et 6 Hz) dans les rapports spectraux H/V, qui est en bon accord avec la fonction de transfert calculée avec le modèle B.

(Figure 4.22). En revanche, dans le cas de la fonction de transfert calculée avec le modèle A l'accord est nettement moins bon.

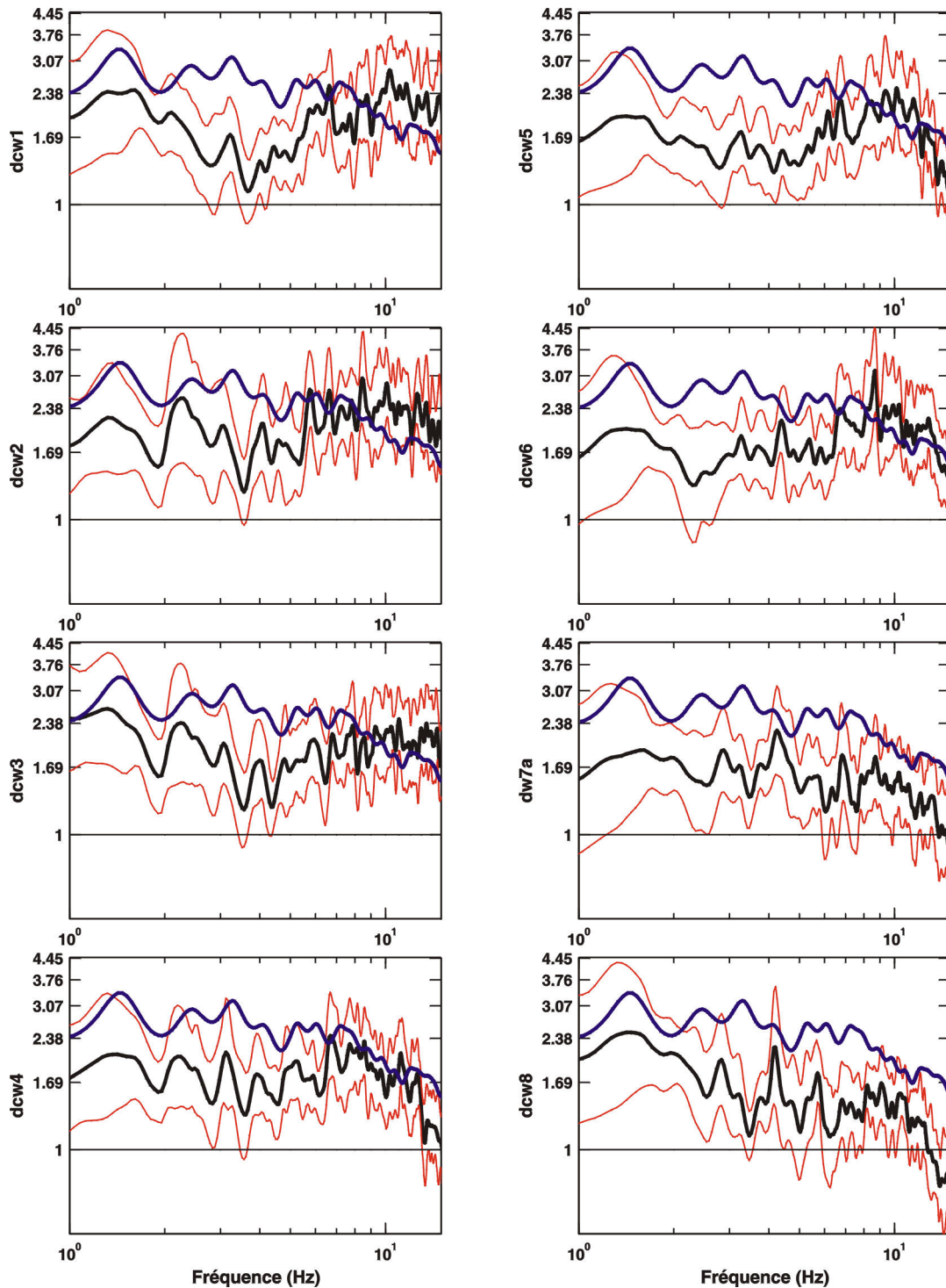


Figure 4.21. Rapports spectraux H/V (lignes noires) et fonction de transfert (lignes bleues) calculés pour le modèle de vitesse du demi-cercle Ouest. Les lignes rouges indiquent l'écart-type ($\pm 1\sigma$) des rapports spectraux.

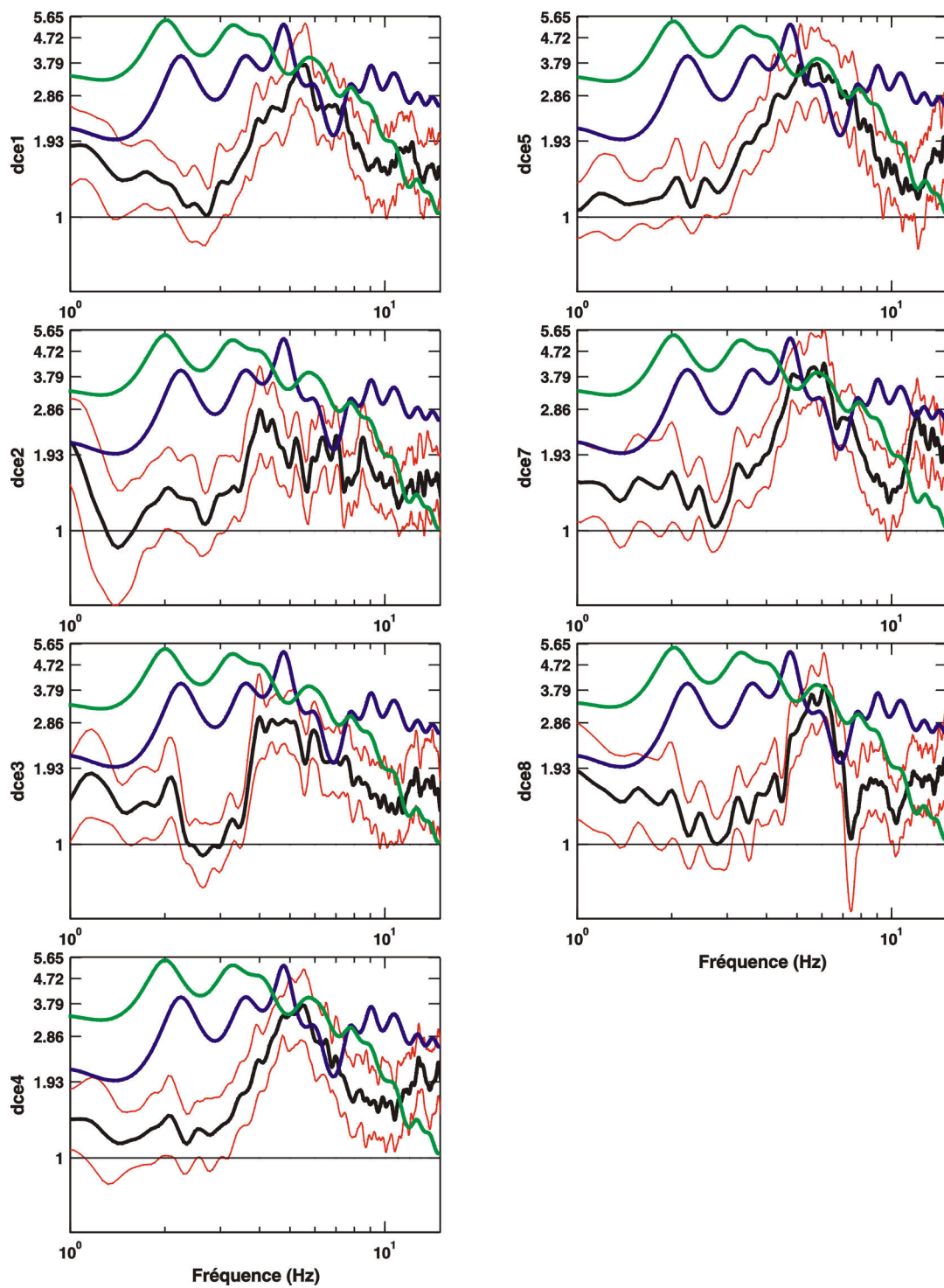


Figure 4.22. Rapports spectraux H/V (lignes noires) et fonctions de transfert calculés pour le modèle de vitesse du demi-cercle Est: solution A en lignes verts et solution B en lignes bleues. Les lignes rouges indiquent l'écart-type ($\pm 1\sigma$) des rapports spectraux.

4.10. Conclusions

La forme des trois coefficients de corrélation moyennés du demi-cercle Est, notamment le pic vers 6 Hz, a conduit à un problème inverse présentant deux solutions. Des résultats similaires ont été observés sur le Kilauea (Hawaii) par Saccorotti et al., (2002). Ils l'ont interprété par des ondes de volume plus rapides superposées au champ d'ondes de surface, produits par un effet de site ou de propagation. Néanmoins, le lien entre le pic dans les courbes de coefficients de corrélation et les effets site proposées par Saccorotti et al., (2002) n'est pas bien établi. A l'Arenal on constate à partir des rapports spectraux H/V, un effet de site entre 4 et 6 Hz sur le demi-cercle Est. Il est donc logique de penser qu'une résonance dans cette bande de fréquence provoque une meilleure corrélation des signaux. Cela pourrait expliquer le pic dans les coefficients de corrélation vers 6 Hz. L'hypothèse d'un mode unique fondamental des ondes de Rayleigh et de Love ne serait pas valide et la présence de modes harmoniques n'est pas à exclure. Une étude plus approfondie nécessiterait des réseaux semi-circulaires de plusieurs rayons déployés simultanément. Cela ouvre des perspectives pour un futur travail de recherche sur l'Arenal.

Un choix raisonnable pour le modèle de structure superficielle de l'Arenal considère cinq couches et un demi-espace. A partir de l'information apportée par la sismique réfraction on peut interpréter les 4 premières couches ($V_p < 2.2 \text{ km s}^{-1}$) comme des dépôts de téphras constitués de retombées de cendres et de dépôts d'écoulements pyroclastiques avec un degré de consolidation variable. L'épaisse cinquième couche (V_p entre 2.0 et 2.8 km s^{-1}) serait constituée par des brèches et des coulées de lave. Le demi-espace pourrait correspondre aux roches constituant la base de l'Arenal (Grupo Aguacate ou bien la Formation Monteverde; Leandro & Alvarado, 1999).

La méthode classique de Herrmann & Ammon (2002) présente encore beaucoup de limitations pour l'inversion des courbes de vitesse de phase. Nous avons dans ce travail amélioré l'inversion des coefficients de corrélation, mais il reste encore beaucoup à faire sur le plan de l'inversion des courbes de dispersion et de la détermination des modèles de vitesse afin de créer un code mieux adapté aux conditions réelles.

Analyse temps-fréquence de signaux sismo-volcaniques

5.1. Introduction

L'un des aspects fondamentaux à étudier dans les signaux sismo-volcaniques est le contenu spectral de ceux-ci, c'est-à-dire la distribution de l'énergie dans le domaine temporel et fréquentiel. On s'intéresse essentiellement aux caractéristiques des pics spectraux: fréquence, amplitude, forme, stabilité, temps d'arrivée. Dans le cas des signaux avec une forte signature harmonique, comme certains trémors et séismes longue période (LP), on s'intéresse aux caractéristiques du phénomène de résonance qui peuvent en être l'origine: la fréquence et le facteur de qualité Q associés. Il est possible d'obtenir cette information en combinant plusieurs méthodes de traitement du signal. Un exemple de cette approche se trouve dans Lesage et al. (2002). Ils utilisent des méthodes comme Fourier glissant, la mesure paramétrique de pôles du filtre AR, la mesure de la fréquence instantanée entre autres pour la description détaillée de signaux enregistrés sur différents volcans. Ils déterminent les limitations de chacune des méthodes et leurs avantages pour l'obtention d'information pertinente pour la modélisation de processus physiques à la source des signaux sismo-volcaniques.

Les caractéristiques des signaux sismiques de l'Arenal et leurs relations avec l'activité éruptive du volcan sont, jusqu'à présent, peu connues. Quelques travaux ont décrit des comportements particuliers du contenu spectral des signaux en fonction du temps. Benoit & McNutt (1997) ont observé des fluctuations de la fréquence et de la polarisation de plusieurs signaux de type "souffle". Ils ont attribué ce comportement à des variations de la profondeur de la source au cours du temps. Hagerty et al. (1997) et Garcés et al. (1998) ont remarqué que les spectres de trémor contiennent des pics régulièrement espacés (0.9, 1.8, 2.7, 3.6, 4.5, 5.4, 6.3 et 7.1 Hz) dont les fréquences au cours du temps. Ils proposent que ce phénomène est dû aux variations de la fraction de gaz dans le magma, déterminée en partie par le régime de flux dans le conduit. Hagerty et al. (2000) observent que l'amplitude des pics spectraux d'ordre impair diminue parfois par rapport à celles de modes pairs. Ils proposent que le modèle de Julian (1994), basé sur l'excitation non-linéaire des parois d'un conduit entre deux réservoirs, est le mieux adapté pour expliquer ce comportement. Toutes ces interprétations ont été réalisées en supposant que ces comportements sont représentatifs de la sismicité du volcan, ce qui n'est pas forcément le cas. Nous rappelons donc la question posée au début de ce travail: y a-t-il d'autres types de comportement du trémor? D'autres questions se posent: 1) la division entre trémor spasmodique et trémor harmonique recouvre-t-elle une réalité physique? 2) existe-il des transitions d'un type de signal à signal à l'autre ou bien chaque type forme-t-il des épisodes indépendamment l'un de l'autre? Pour répondre à ces questions, nous nous proposons d'analyser les enregistrements obtenus par la station large bande installée à 1,8 km à l'Ouest du cratère actif. Celle-ci a fonctionné en mode continu pendant 10 jours, du 1^{er} au 10 février

1997. Ce travail est essentiellement descriptif en raison de la durée d'observation limitée. Il s'agira de chercher les plus des comportements des signaux possibles, les caractériser et proposer ainsi de pistes pour des études plus approfondies.

Sur le plan méthodologique nous allons combiner deux techniques de traitement du signal: la transformation de Fourier glissante et la modélisation auto-régressive (AR). Ce dernière est adaptée à l'étude des phénomènes de résonance car elle permet de déterminer des caractéristiques fondamentales: la fréquence et le facteur de qualité associé (Q). Des applications récentes sur des signaux sismo-volcaniques, notamment le trémor harmonique et les séismes LP, conduisent à des conclusions encourageantes. Les travaux de Nakano et al. (1998), Kumagai et Chouet (1999 et 2000) mettent en évidence l'utilité de la mesure du facteur Q pour déterminer les propriétés acoustiques des fluides volcaniques. Par ailleurs, les variations temporelles du facteur Q permettent d'étudier l'évolution des caractéristiques de (Araujo, 2001; Kumagai et al., 2002).

Les caractéristiques de la TF Fourier glissante étant largement connues, nous allons nous focaliser d'abord sur la description de la méthode auto-régressive. Quelques applications de cette méthode sur les signaux volcaniques seront résumées et discutées. Ensuite nous allons exposer les résultats de nos analyses en décrivant les différents comportements des signaux de l'Arenal et leurs caractéristiques. Nous discuterons et interpréterons ces résultats. Nous préciserons finalement les aspects encore mal résolus et les questions qui restent encore à répondre sur l'activité sismique de l'Arenal, donnant ainsi des de perspectives pour des études futures.

5.2. Description de la méthode auto-régressive (AR)

La modélisation paramétrique considère un signal digital comme la sortie d'un filtre linéaire stationnaire excité par un signal d'entrée. La relation entre les échantillons de l'entrée e_n et de la sortie s_n est défini par l'équation aux différences (Marie et al., 1997):

$$s_n = \sum_{u=0}^M b_u e_{n-u} - \sum_{u=1}^N a_u s_{n-u} \quad (5.1)$$

Ce filtre est caractérisé par ses coefficients b_k et a_k et sa réponse impulsionnelle dont la transformée en z est:

$$H(z) = \frac{\sum_{u=0}^M b_u z^u}{1 + \sum_{u=1}^N a_u z^u} = K \frac{\prod_{u=1}^M (z - z_u)}{\prod_{u=1}^N (z - p_u)} = \frac{B(z)}{A(z)} \quad (5.2)$$

où $z = \exp(-2i\pi f\Delta t)$ avec Δt le pas d'échantillonnage et f la fréquence. Ce filtre est de type ARMA et résulte de la combinaison de filtres MA (filtre à moyenne mobile) et AR (filtre auto-régressif) représentés respectivement par les parties $B(z)$ et $A(z)$ de $H(z)$. Les pôles et les zéros des parties MA d'ordre M et AR d'ordre N sont respectivement p_u et z_u . Les paramètres du filtre AR sont déterminés à partir de l'autocorrélation du signal selon les équations établies par Yule-Walker (Marple, 1987; Richard, 2000). En présence d'un bruit additif seuls les premiers échantillons de la fonction d'autocorrélation sont modifiés; dans ce cas, les équations

de Yule-Walker modifiées permettent d'éliminer les échantillons de l'autocorrélation liées au bruit et de calculer façon rapide et robuste les coefficients du filtre AR (c.f. Marple, 1987).

Les filtres ARMA servent à modéliser de systèmes physiques qui incluent des oscillateurs. Ses caractéristiques s'expriment par les parties réelles f et imaginaires g de la fréquence complexe de pôles (Nakano et al., 1998) et/ou par le facteur de qualité:

$$Q = -\frac{f}{2g} \quad (5.3)$$

5.3. Applications antérieures de la méthode auto-régressive (AR)

La modélisation auto-régressive a été utilisée en sismologie sous plusieurs versions. En sismologie volcanique, notamment, a été utilisée sous deux versions: la méthode du maximum d'entropie (Seidl et al., 1990) et la méthode Sompi (Nakano et al., 1998). Le principal objectif est la détermination du facteur de qualité Q qui permet d'avoir, selon Kumagai & Chouet (1999), des informations sur la composition des fluides volcaniques impliqués dans la source des signaux. Pour des pertes d'énergie faibles, Q est exprimé de la façon suivante (Aki, 1984):

$$Q^{-1} = Q_r^{-1} + Q_i^{-1} \quad (5.6)$$

où Q_r^{-1} représente la perte par radiation et Q_i^{-1} représente la perte intrinsèque du fluide. Q_r est lié au contraste d'impédance Z par (Nakano et al., 1998):

$$Q_r^{-1} = S \ln\left(\frac{Z+1}{Z-1}\right) \quad (5.7)$$

avec $Z = \alpha_s \rho_s / \alpha_f \rho_f$, où ρ est la densité et α la vitesse acoustique dans le solide (indice s) et dans le fluide (indice f). S est un coefficient qui dépend du mode d'oscillation ($S \sim 1/\pi$, pour le mode fondamental). Kumagai & Chouet (1999) ont observé que les séismes LP des volcans Kusatsu-Shirane (Japon), Galeras (Colombie), Kilauea (Hawaii) et Redoubt (Alaska), présentent de valeurs de Q qui varient de quelques dizaines à quelques centaines. En se basant sur un modèle de fracture rectangulaire remplie de fluide ("*crack model*"), Kumagai & Chouet (1999) concluent que les facteurs de qualité inférieurs à 50 peuvent être expliqués par plusieurs combinaisons de liquides et de gaz et que les facteurs de qualité supérieurs à 250 sont associés à de mélanges de gaz et de cendre. Leurs résultats sont résumés sur la figure 5.1. On constate que le facteur de qualité augmente lorsque le contraste entre la roche et le fluide augmente. Les mélanges de gaz et de cendre sont ceux qui présentent les valeurs de Q les plus élevées, suivi par les mélanges de gouttes d'eau et de gaz, puis par le mélange de liquide basaltique avec du gaz.

Araujo (2001) a analysé l'évolution temporelle du facteur de qualité et de la fréquence des séismes type hybrides et LP du volcan Pichincha (Equateur) dans le contexte d'une crise éruptive. Il détermine un pic spectral entre 1.5 et 2 Hz stable pendant cette période, avec un facteur de qualité toujours compris entre 5 et 10. Il suggère un résonateur rempli d'eau dont la géométrie et les propriétés du fluide n'ont pas varié au cours de la crise.

Kumagai et al. (2002) analysent l'évolution du facteur de qualité en fonction du temps (durant une période de quelques mois) dans le volcan Kusatsu-Shirane (Japon). Ils observent des variations intéressantes qu'ils divisent en trois périodes. La deuxième période présente une

diminution progressive de Q au cours du temps qu'ils expliquent par un changement physique du fluide dû à l'injection de chaleur.

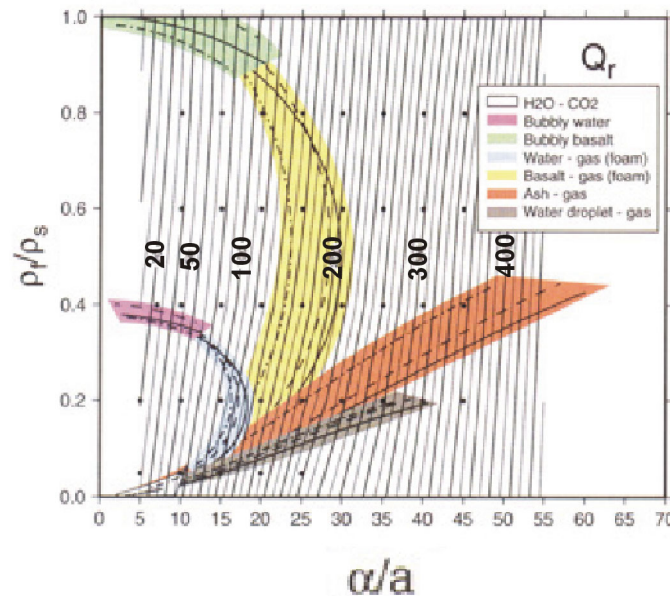


Figure 5.1. Diagramme de contours du facteur de qualité Q_r (associé à la radiation) en fonction des rapports ρ_f/ρ_s et α/a pour différents types de fluides remplissant une fissure. D'après Kumagai & Chouet (2000).

Lesage et al. (2002) ont étudié des séismes LP de plusieurs volcans: Galeras et Purace (Colombie), Misti (Pérou) pour lesquels ils obtiennent de facteurs de qualité supérieurs à 100. Ceci contraste avec le facteur de qualité inférieur à 30 obtenu pour des séismes LP du volcan Kelut (Java) et du trémor du volcan Ruapehu (Nouvelle Zélande) également analysés par eux.

5.4. Traitement numérique

5.4.1. Analyse sur le diagramme f - g

Dans cette analyse on augmente successivement l'ordre du filtre AR jusqu'à obtenir une identification optimale des fréquences de résonance. Les fréquences complexes sont représentées sur le diagramme f - g dans lequel les concentrations de points indiquent les fréquences associées à la résonance contenue dans le signal alors que le bruit aléatoire est représenté par des points dispersés (Figure 5.2). Chaque concentration conduit à une valeur moyenne de f , g et Q et les écarts-types correspondantes. Cette technique permet donc d'avoir une estimation de la dispersion sur les paramètres.

Cette méthode a été utilisée pour l'analyse de signaux de courte durée (< 60 s) pour lesquels on suppose que le phénomène de résonance est stationnaire. C'est le cas des applications réalisées, entre autres, par Nakano (1998) sur le volcan Kusatsu-Shirane (Japon) et Araujo (2001) sur le volcan Pichincha (Equateur). Cependant, à l'Arenal, les phénomènes de résonance ont des caractéristiques non-stationnaires et leur durée dépasse les 60 s. Nous avons donc adapté cette analyse à la structure d'une analyse temps-fréquence.

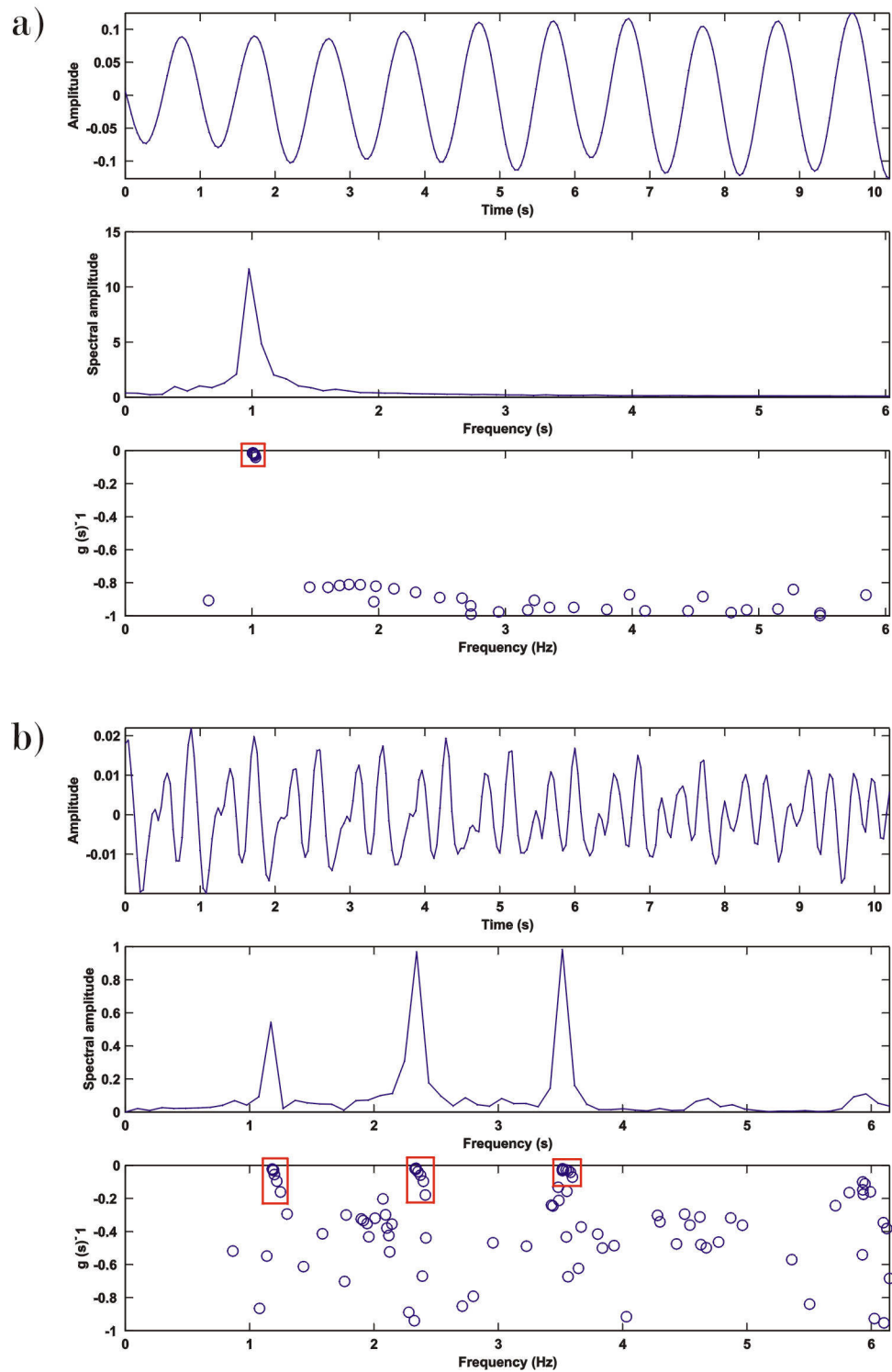


Figure 5.2. Analyse sur le diagramme (f - g) de: a) un signal harmonique synthétique et b) un trémor harmonique. De haut en bas, on montre pour chacun: le signal, le spectre et le diagramme (f - g). Les carrés rouges indiquent les concentrations de points associées aux pics du spectre.

Etant donné que la position des pics spectraux dans le plan f - g change au cours du temps, le problème principal qui se pose est de localiser pour chaque fenêtre d'analyse la concentration de points associée au même pic. Pour ce faire, nous avons créé un algorithme semi-automatique. Celui-ci est initialisé pour la première tranche de signal où l'on choisit manuellement la fenêtre dans le diagramme f - g qui délimite la concentration de points associée au pôle choisi. Dans les autres tranches, la fenêtre est repositionnée automatiquement autour du point donné par les moyennes de f et de g calculées pour la tranche précédente. Le positionnement est réalisé automatiquement jusqu'au moment où le nombre de points à l'intérieur de la fenêtre diminue au-dessous d'un seuil fixé. Dans ce cas, où l'algorithme n'a pas pu suivre l'évolution du pôle, on peut le réinitialiser en choisissant à nouveau manuellement une nouvelle fenêtre sur le diagramme f - g .

Ce programme est adapté pour analyser un seul pic spectral. Par ailleurs, lorsqu'il y a des diminutions fortes de l'amplitude du pic, l'analyse peut suivre facilement un chemin sur le plan f - g erroné.

5.4.2. Analyse AR temps-fréquence avec ordre de filtre fixe

Cette technique est analogue à celle du Fourier glissant. Les fréquences réelles et les facteurs de qualité sont déterminés pour chaque tranche du signal en fixant l'ordre du filtre. Par ailleurs on peut aussi calculer la densité spectrale de puissance AR défini par (Marple, 1987):

$$DSP_{AR}(f) = \frac{\Delta t \rho}{|A(f)|^2}$$

où ρ est la variance du signal d'entrée (autocorrélation), Δt le pas d'échantillonnage, est $A(f)$ le filtre autorégressif (c.f. formule 5.2). Cette analyse permet d'avoir une image du contenu spectral du signal facilement comparable avec le spectrogramme obtenu par la technique de Fourier glissant.

5.4.3. Robustesse de la modélisation AR

Choix de l'ordre du filtre

La première difficulté de la modélisation AR est la sélection de l'ordre du filtre, surtout pour l'analyse des signaux réels où la présence de bruit aléatoire peut être importante. Il n'y a pas de critère unique et définitif qui permette de déterminer l'ordre optimal du filtre. En général on utilise un ordre qui est égale à deux fois le nombre de pics spectraux à modéliser, plus quelques pôles afin de tenir compte du bruit (Lesage et al., 2002). Néanmoins le choix du filtre reste une décision qui doit être prise sur la base de tests.

Fiabilité du calcul du facteur de qualité

Les analyses AR de séismes LP sont habituellement effectués sur une partie de la coda (Nakano et al., 1998; Kumagai & Chouet, 1999; Lesage et al., 2002). Le fait de travailler sur la partie du signal correspondant à des oscillations libres de la source assure une meilleure estimation de la fréquence et surtout du facteur de qualité. Il est toutefois possible en théorie de déterminer les caractéristiques d'un filtre à partir du signal de sortie si celui-ci est excité

par du bruit blanc continu. C'est l'hypothèse qu'il faut faire pour estimer la fréquence complexe du trémor volcanique.

Nous avons réalisé plusieurs tests sur des signaux synthétiques afin d'évaluer la fiabilité et les limites de la méthode appliquée à des signaux continus et quasi-stationnaires. Les signaux sont obtenus en résolvant par la méthode Runge-Kutta l'équation différentielle d'un oscillateur harmonique excité par du bruit blanc $\ddot{x} + 2\lambda(t)\dot{x} + \omega_0^2(t)x = b(t)$ où, le coefficient d'amortissement $\lambda(t) = \pi f_0(t)/Q(t)$ et la pulsation propre de l'oscillateur $\omega_0(t) = 2\pi f_0(t)$ peuvent varier lentement au cours du temps. Cela donne des signaux proches d'un trémor harmonique non-stationnaire. Nous avons analysé ceux-ci avec le code décrit en 5.4.1.

Pour tous les tests réalisés, nous avons constaté que la détermination de la fréquence est indépendante de la longueur de la fenêtre glissante utilisée. En revanche, la détermination du facteur de qualité est très variable. Pour le cas le plus simple, dans lequel la fréquence et le facteur de qualité sont constants, nous constatons que le facteur de qualité est sous-estimé par rapport à la valeur théorique (Figure 5.3). Cette sous-estimation est d'autant plus marquée que la fenêtre est courte. Toutefois quelques valeurs estimées de Q sont supérieures à la valeur théorique. Dans un deuxième signal synthétique, la fréquence reste constante mais le facteur de qualité varie en dents de scie (Figure 5.4). Le facteur Q est toujours sous-estimé par l'analyse AR, mais on retrouve les grandes tendances de ses variations. Logiquement, les fenêtres courtes produisent une meilleure localisation temporelle des fluctuations de Q . Il faut donc trouver un compromis entre résolution temporelle et précision de l'estimation. Pour le dernier exemple, f et Q varient (Figure 5.5). On retrouve les périodes dans lesquelles Q a varié mais contrairement au cas précédent une longueur de fenêtre glissante grande est celle qui sous-estime le plus le facteur de qualité. Cela est probablement dû au fait que le filtre théorique est non-stationnaire et que cela perturbe davantage les analyses sur les fenêtres longues.

Nous avons réalisé de tests analogues sur deux signaux réels: 1) une tranche de trémor harmonique dans laquelle la fréquence est constante (Figure 5.6), 2) une explosion suivie d'un trémor harmonique (signal type souffle) dont les fréquences diminuent légèrement au cours du temps (Figure 5.7). Dans les deux exemples on constate, comme dans les synthétiques, que plus on diminue la taille de la fenêtre, plus les valeurs de Q estimées sont faibles. Dans le cas du souffle notamment, on observe que le facteur de qualité augmente puis diminue progressivement au cours du temps. On observe par ailleurs une corrélation entre les variations du facteur Q et l'amplitude des pics spectraux.

Lorsque la durée de l'excitation est courte et que le signal est composé principalement de sinusoides amorties on peut éliminer le début du signal contenant l'excitation et obtenir de bonnes estimations du facteur de qualité. En revanche, dans les processus d'oscillations de longue durée, comme le trémor, l'excitation est présente tout au long du signal. Cela affecte la détermination du facteur de qualité, mais pas celle de la fréquence. Pour le trémor, on ne peut déterminer que les grandes tendances de l'évolution du facteur de qualité. Par ailleurs, il est préférable d'utiliser des fenêtres de plusieurs longueurs pour valider des résultats obtenus.

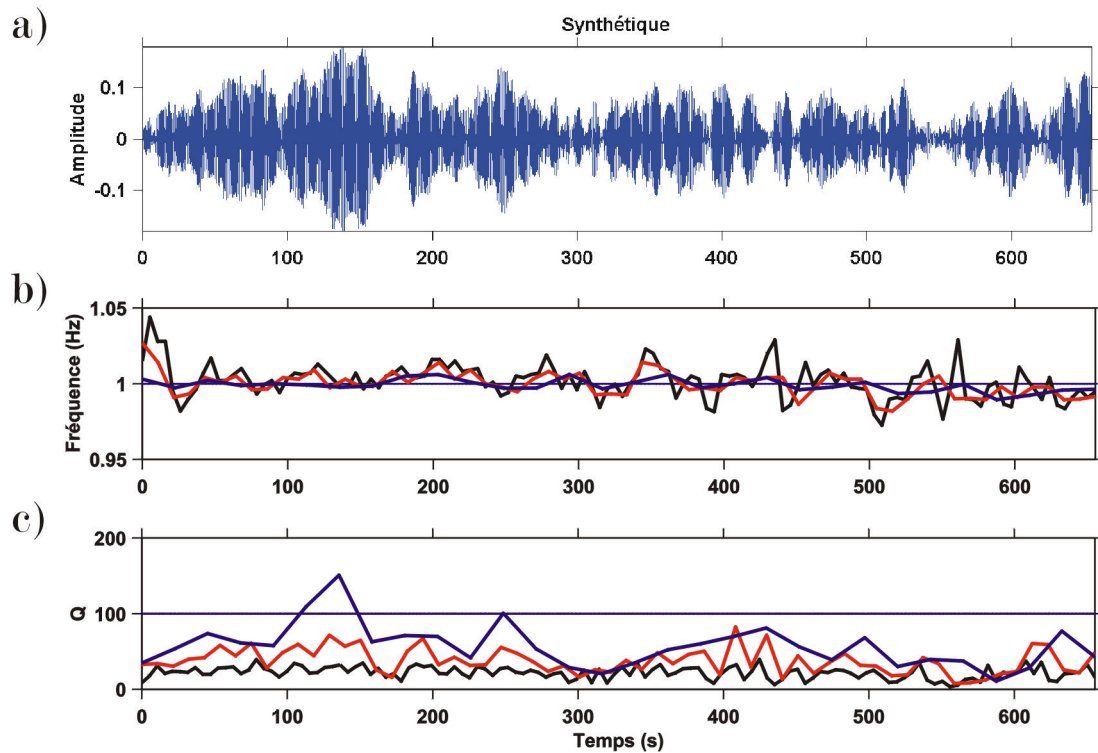


Figure 5.3. Modélisation auto-régressive d'un signal synthétique où la fréquence et le facteur de qualité ($f = 1$ Hz et $Q = 100$) sont constants. L'ordre du filtre AR (p) varie de 5 à 20. a) Signal, b) fréquence estimée et c) facteur de qualité estimé. Trois longueurs de fenêtre glissante ont été utilisées: $L = 10.24$ (trait noir), $L = 20.48$ s (trait rouge) et $L = 40.96$ s (trait bleu épais). Le trait bleu fin indique la valeur théorique de la fréquence et du facteur de qualité.

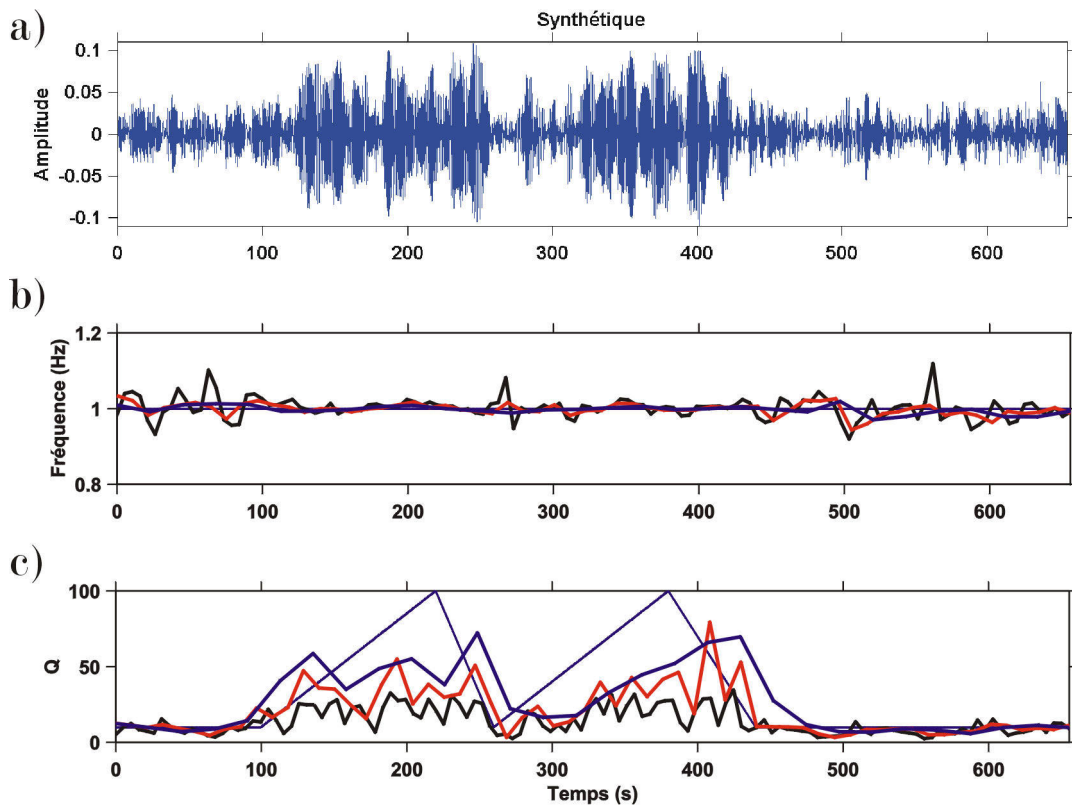


Figure 5.4. Idem figure 5.3 avec un signal synthétique où la fréquence est constante ($f = 1$ Hz) et le facteur de qualité varie de 10 à 100.

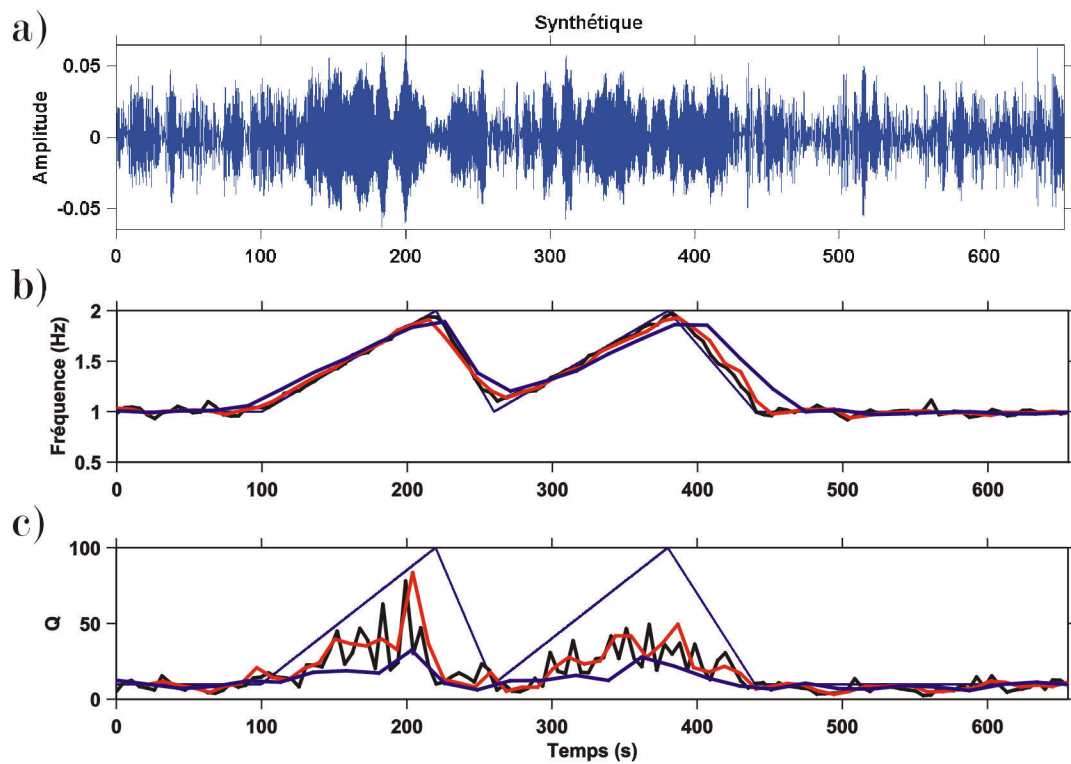


Figure 5.5. Idem figure 5.3 avec un signal synthétique où la fréquence et le facteur de qualité varient respectivement de 1 à 2 Hz et de 10 à 100.

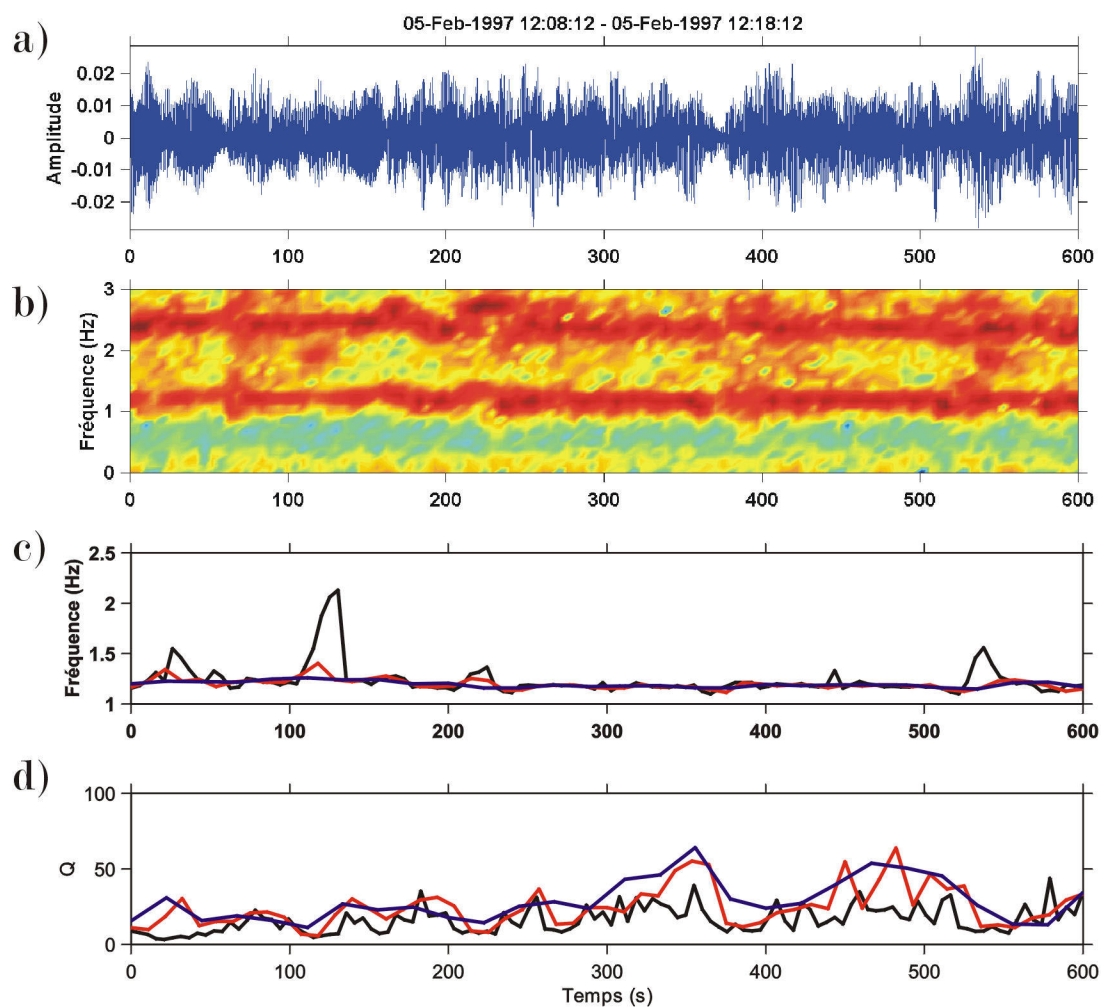


Figure 5.6. Modélisation auto-régressive d'un trémor harmonique où la fréquence reste constante ($f_0 = 1.2$ Hz). L'ordre du filtre AR varie de 5 à 20. a) Signal, b) fréquence et c) facteur de qualité. Trois longueurs de fenêtre glissant ont été utilisées: $L = 10.24$ (trait noir), $L = 20.48$ s (trait rouge) et $L = 40.96$ s (trait bleu).

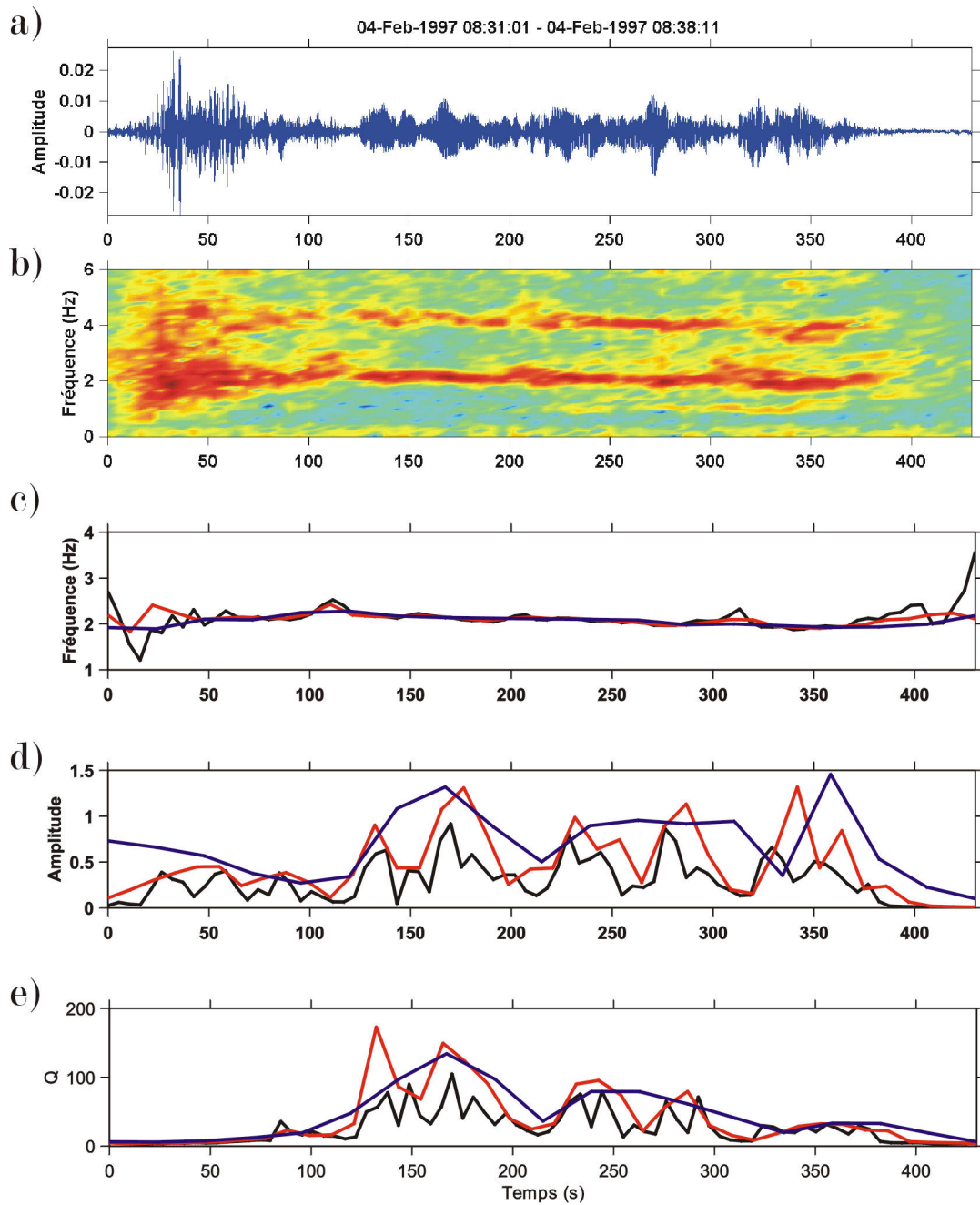


Figure 5.7. Idem figure 5.6 avec un signal type souffle où la fréquence du trémor harmonique dans la coda diminue légèrement au cours du temps à partir de $t = 120$ s. a) Signal. b) fréquence. c) amplitude du pic spectral dont la fréquence est montrée en b. d) facteur de qualité.

5.5. Analyse des signaux sismo-volcaniques

Dans les paragraphes suivants nous allons décrire les différents comportements observés pendant les dix jours de l'expérience de 1997. Même si pour le traitement des signaux nous avons suivi le principe énoncé dans le paragraphe précédant, pour tous les exemples suivants, nous allons montrer les résultats obtenus avec une seule longueur L de fenêtre glissante égale à 10.24 s. Par ailleurs il convient, pour appliquer la modélisation AR, de sous-échantillonner les signaux (Mari et al., 1997). Nous avons donc réduit la fréquence d'échantillonnage à 25 Hz. D'autre part, pour l'analyse de Fourier glissante (spectrogramme), nous avons utilisé la même longueur de fenêtre que pour l'analyse AR et qui permet un bon compromis entre la résolution temporelle et fréquentielle. Tous les enregistrements, sauf ceux entre le 31 janvier et le 2 février, ont été corrigés de la réponse instrumentale. Les résultats des toutes les composantes de mouvement étant similaires, on montre seulement les analyses réalisées sur la composante verticale.

5.5.1. Les signaux explosifs

Les signaux associées à l'activité strombolienne présentent un contenu spectral large (0-7 Hz). Ils peuvent être accompagnés parfois d'une onde acoustique et/ou par un trémor harmonique dans la coda. Dans le dernier cas les signaux sont (normalement) appelés "souffles" (traduit de l'anglais "*whoose*"). Ce nom particulier a été donné par Melson (1989) quand l'explosion est suivie par un son similaire au propulseur d'avion ou à une locomotive ("*chugs*").

Les comportements avant et après un signal explosif

Les caractéristiques spectrales des signaux explosifs étant relativement bien connues, dans un premier temps nous nous sommes focalisés plutôt sur l'observation des processus qui ont lieu avant et après l'explosion. En analysant les signaux de 10 minutes avant à 10 minutes après les explosions, nous avons observé plusieurs types de comportement que nous résumons, avec quelques exemples, sur la figure 5.8. On observe que le signal peut avoir lieu complètement isolé ou bien avec du trémor. Dans les cas où l'explosion est accompagnée de trémor harmonique, on constate que, avant l'explosion, les fréquences de pics spectraux du trémor peuvent varier au cours du temps soit progressivement (Figure 5.8c) ou bien brusquement (figure 5.8d). Les fréquences sont parfois stables (figure 5.8e).

Les signaux type souffle

Le tableau 5.1 présent les caractéristiques principales des exemples de signaux type souffle montrés sur la figure 5.9.

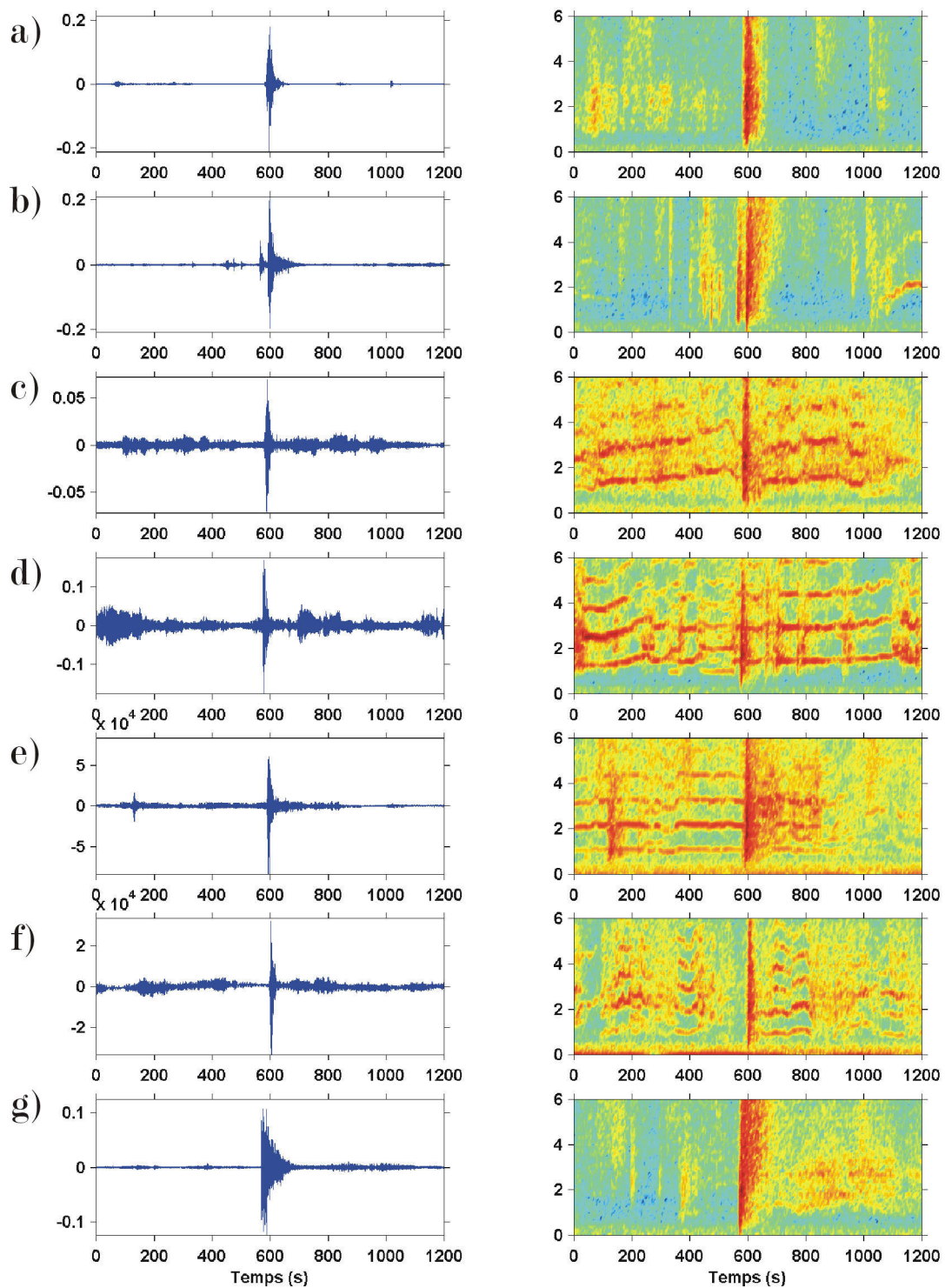


Figure 5.8. Exemples de comportements avant et après quelques explosions. a) Aucun signal n'est présent avant et après l'explosion. b) L'explosion est précédé par un événement qui peut être soit une explosion faible soit un séisme LP. c et d) L'explosion est précédée et suivie par un trémor harmonique. e) Similaire à c et d) sauf que le trémor harmonique cesse quelques minutes après l'explosion. f) Le trémor harmonique cesse quelques dizaines de secondes avant l'explosion et reprend après. g) L'explosion est suivie de trémor spasmodique.

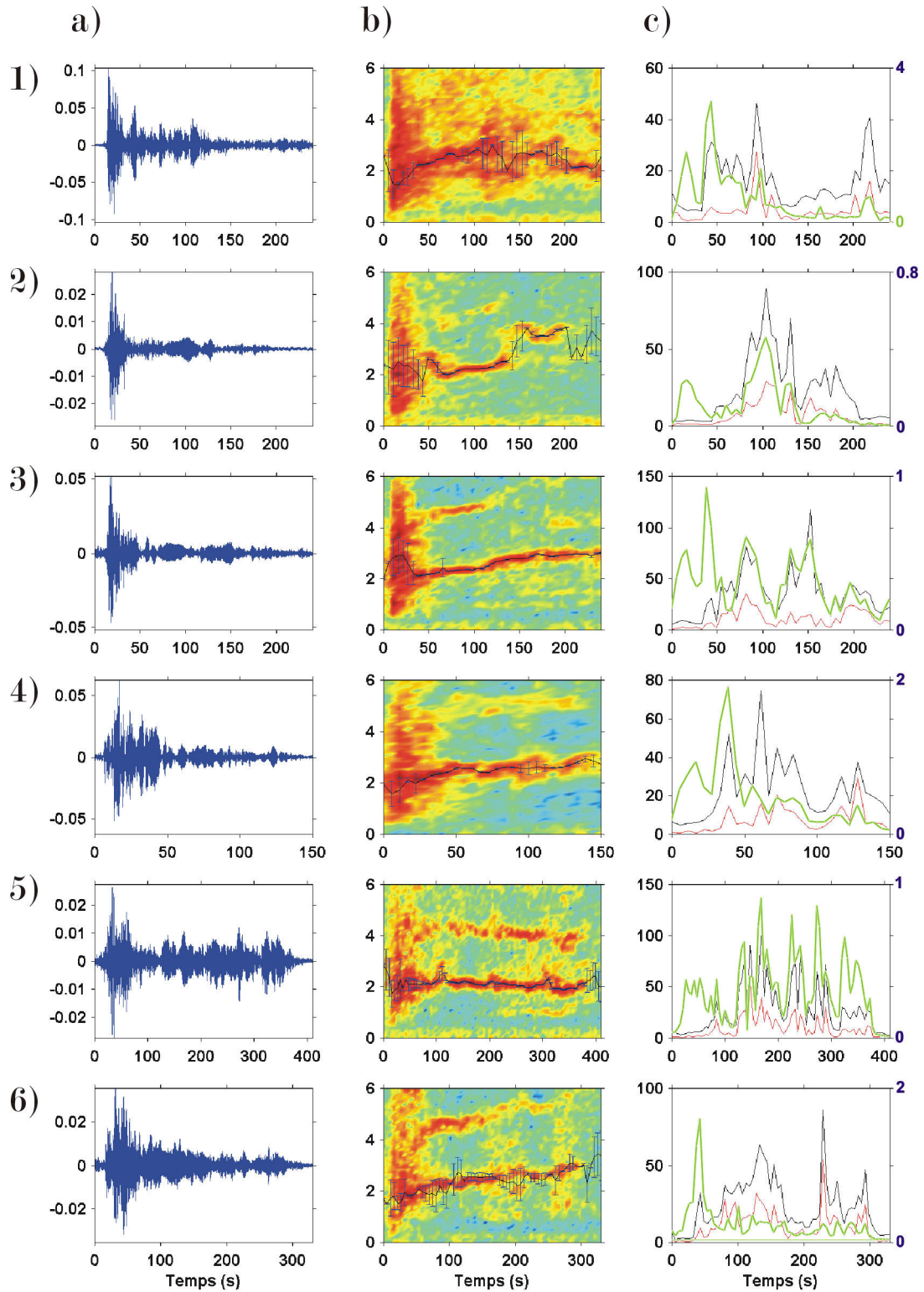


Figure 5.9. Comparaison de quelques exemples de signaux type souffle. a) Signal. b) Spectrogramme sur lequel nous avons superposé la fréquence du mode fondamentale déterminée par la modélisation auto-régressive avec ses barres d'erreurs. c) Facteur de qualité (en trait noire) et son erreur (σ en trait rouge), ainsi que l'amplitude spectrale (trait bleu) associé à la fréquence fondamentale montrée en b. On constate qu'en présence du bruit où lorsque l'amplitude du pic diminue l'erreur sur la fréquence augmente.

Tableaux 5.1. Exemples de signaux de type souffle.

Exemple	Date	Heure (UTM)	Variation de la fréquence fondamentale (f_0) du trémor harmonique dans la coda	
			f_0 (Hz)	Δf (Hz)
1	03 février 1997	10:52:05	2.2	0.8
2	03 février 1997	22:30:45	2.1	0.4
3	04 février 1997	06:21:49	2.1	1.0
4	04 février 1997	08:01:18	2.3	1.0
5	04 février 1997	08:31:01	2.2	0.3
6	06 février 1997	01:31:26	1.9	1.1

On observe une augmentation de la fréquence des pics de la coda pour tous ces signaux, sauf le n° 5. Cette fréquence varie de 2 Hz à 3 Hz environ. La durée du glissement de fréquence peut dépasser 200 s. Les fréquences des harmoniques sont des multiples entiers de celle du mode fondamental. Le facteur de qualité dans la coda est très fluctuant et dépasse parfois la centaine. On constate également une corrélation entre le facteur de qualité et l'amplitude du pic spectral (Figure 5.9c).

Un exemple intéressant est présenté dans la figure 5.10. Le début du signal est impulsif avec un contenu spectral large. Au bout de quelques secondes, on voit apparaître des pics spectraux dont la fréquence varie au cours du temps. A l'instant $t = 250$ s, on observe une diminution brusque de la fréquence, puis elle augmente à nouveau progressivement.

Tous ces signaux possèdent donc une coda dont les fréquences caractéristiques augmentent au cours du temps. Ils se différencient par l'amplitude et la durée de la variation de fréquence.

5.5.2. Le trémor

Selon son contenu spectral, le trémor est classé en deux types: 1) harmonique, lorsque l'énergie est concentrée dans des bandes de fréquence étroites et 2) spasmodique, si l'énergie est répartie sur une large bande de fréquence. Les études réalisées jusqu'à présent sur les signaux sismiques de l'Arenal, prêtent peu sinon aucune attention au trémor spasmodique. Par conséquent, ce phénomène est mal connu. Nous avons analysé les deux types de signaux par des méthodes temps-fréquence. Nous résumons ci-après nos résultats en présentant des exemples des comportements observés.

Trémor harmonique

Nous avons isolé et analysé 6 heures consécutives de trémor harmonique (Figure 5.11) puis sélectionné, à titre d'exemple, trois fenêtres qui illustrent des comportements typiques observés dans le signal.

Dans le premier exemple (Figure 5.12), le mode fondamental du trémor a une fréquence de 1.25 Hz au début de la fenêtre. On observe jusqu'à 4 harmoniques dont les fréquences sont des multiples entiers de la fréquence du mode fondamental. La fréquence des pics augmente progressivement pendant 225 s environ. La variation de fréquences atteint 0.40 Hz pour le fondamental. Les fréquences reviennent ensuite brusquement à leurs valeurs initiales puis restent constantes jusqu'à la fin de la fenêtre.

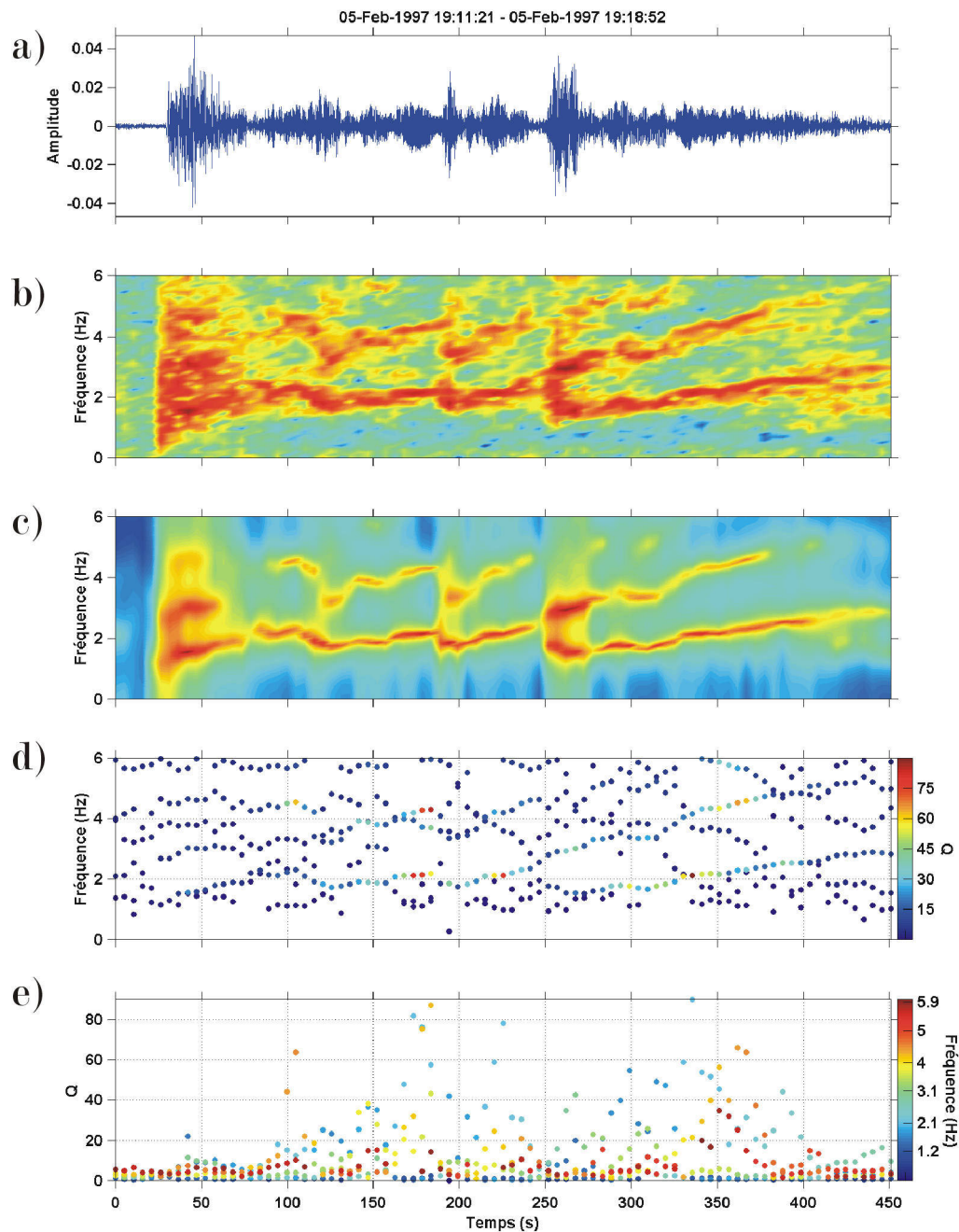


Figure 5.10. a) Signal de type souffle. b) Spectrogramme. c) Densité spectrale de puissance AR ($p = 20$). d) et e) constituent de représentations complémentaires en trois dimensions de la fréquence et du facteur de qualité estimés. d) Montre la fréquence en fonction du temps et Q dans l'axe Z avec une échelle de couleur. e) Montre le facteur de qualité en fonction du temps et la fréquence dans l'axe Z avec une échelle de couleur.

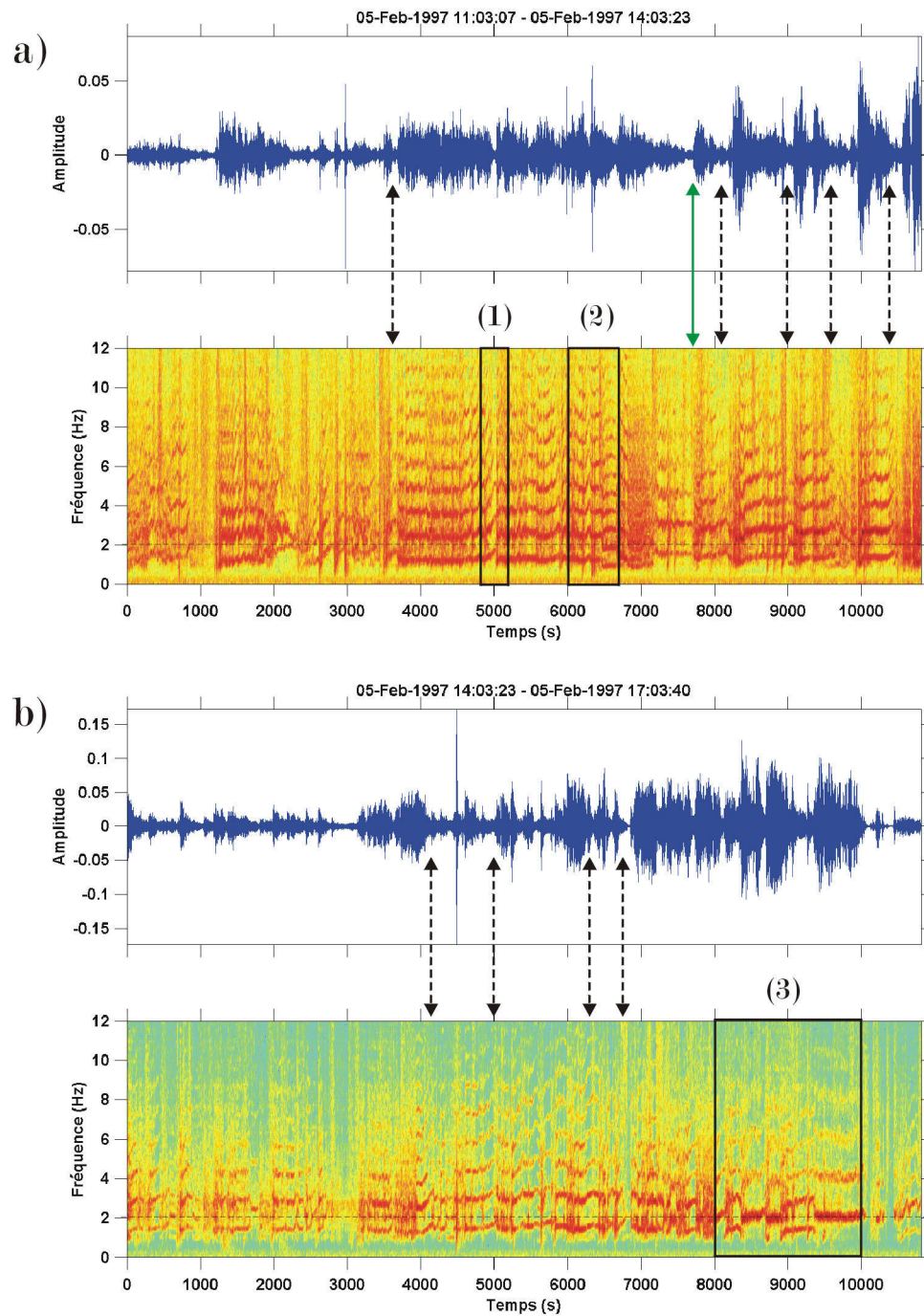


Figure 5.11. Formes d'onde et spectrogrammes de 6 heures consécutives de trémor harmonique. Les flèches indiquent les endroits où on observe des augmentations de la fréquence progressives (noires) ou brusques (verts). Les rectangles numérotées indiquent les sections analysées en détail dans les figures 5.12 à 5.14.

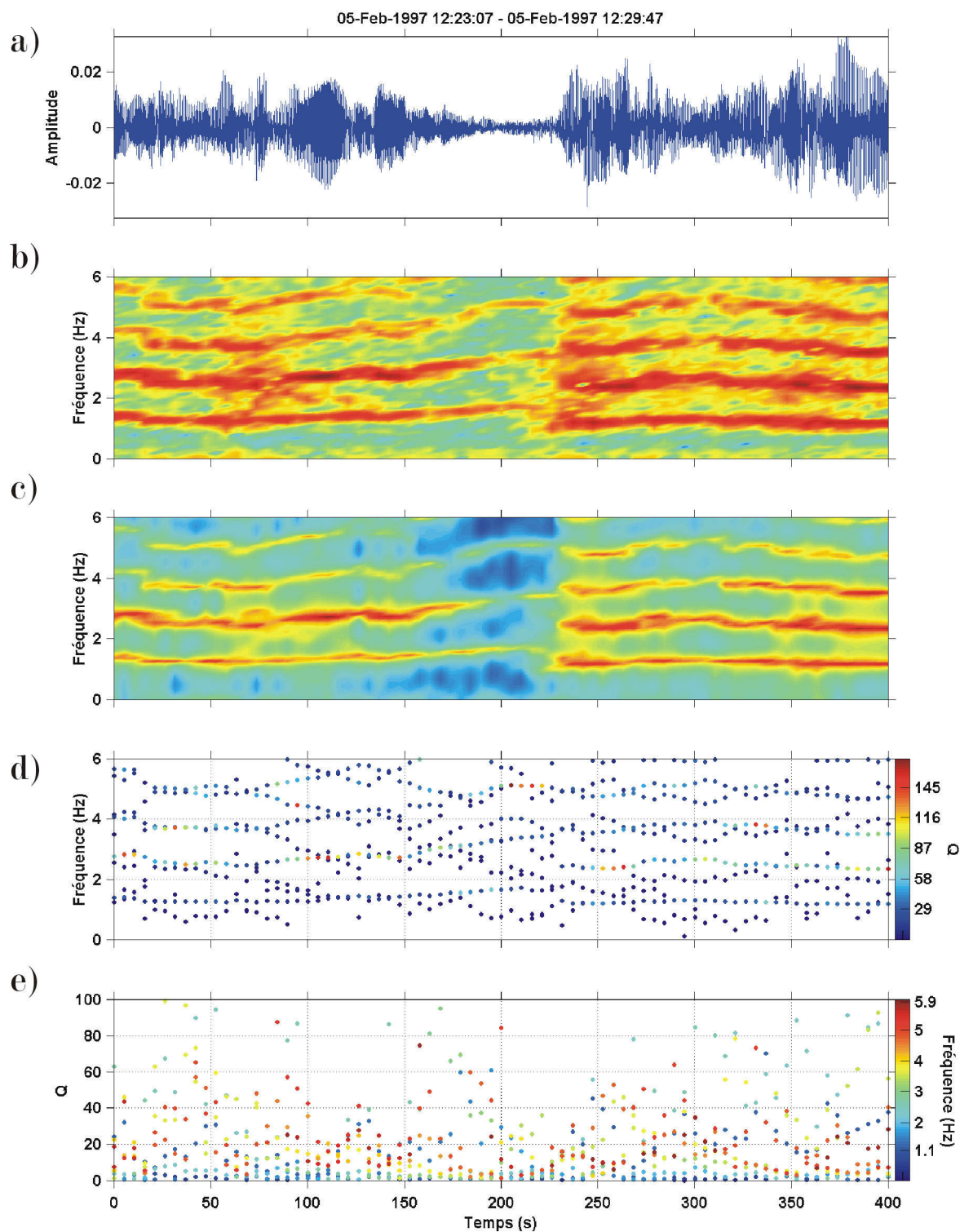


Figure 5.12. Analyse d'une tranche de trémor harmonique entre 4800 et 5200 s (Fenêtre 1 figure 5.11a). a) Signal. b) Spectrogramme. c) Densité spectrale de puissance AR ($p = 40$). d) et e) idem figure 5.10.

Dans le deuxième exemple (Figure 5.13) le trémor présente, au début de la fenêtre, un pic fondamental à 1.2 Hz avec 3 harmoniques régulièrement espacées. Les fréquences des pics restent constantes jusqu'à $t = 240$ s, puis augmentent progressivement pendant 60 s environ. A $t = 300$ s elles reviennent brusquement aux fréquences initiales puis restent constantes jusqu'à $t = 460$ s environ. Lors d'une courte période de transition de 30 s, la fréquence du mode fondamental diminue de 1.2 à 0.9 Hz, les fréquences des autres pics restant proportionnelles.

Dans le dernier exemple (Figure 5.14) les fréquences des pics varient brusquement au moins à quatre instants: $t = 130$ s, $t = 350$ s, $t = 890$ s et $t = 1350$ s. La fréquence du pic fondamental passe de 1.3 à 2 Hz ou inversement. Quel que soit la valeur de cette fréquence, les fréquences des harmoniques sont des multiples entiers de celle-ci.

A partir des exemples précédents on constate que les fréquences des pics du trémor harmonique peuvent augmenter progressivement ou varier brusquement. Dans tous les signaux de trémor harmonique que nous avons analysés, la fréquence fondamentale est toujours comprise entre 0.9 et 2 Hz; on observe toujours les harmoniques paires et impaires régulièrement espacées. La durée des glissements de fréquence varie de quelques dizaines à quelques centaines de secondes et ceux-ci sont associés à des diminutions progressives de l'amplitude du signal. Les variations brusques de fréquence peuvent être associées à des variations d'amplitude rapides (Figure 5.14).

En ce qui concerne le facteur de qualité on obtient en général des valeurs entre 2 et 100. On observe aussi deux comportements particuliers. Sur la figure 5.13e, avant 460 s, le facteur de qualité des harmoniques est souvent supérieur à 100. Après la diminution de la fréquence, le facteur de qualité des harmoniques diminue ($Q < 50$). Le facteur de qualité du pic fondamental reste toujours inférieur à 50. Pour le signal de la figure 5.14e, les facteurs de ont tendance à être plus élevés lorsque les fréquences ont leurs valeurs faibles (périodes: 130-350 s et 890-1350 s).

Evidence de deux trémors simultanés

Dans certains trémors, on observe deux ensembles de pics spectraux régulièrement espacés qui semblent évoluer indépendamment l'un de l'autre. On montre quelques exemples dans les figures 5.15 à 5.17.

Le premier exemple (figure 5.15) est un trémor harmonique dont la fréquence fondamentale est environ 1 Hz de 0 à 250 s. Au moins deux harmoniques sont visibles dans cet intervalle de temps. A $t = 250$ s on observe un signal explosif. Le trémor harmonique précédent semble continuer durant l'explosion et sa fréquence se stabilise vers 1.7 Hz. Après l'explosion, un nouveau pic apparaît avec une fréquence de 2 Hz qui augmente légèrement au cours du temps.

Dans le deuxième exemple (figure 5.16), on observe à plusieurs moments, notamment entre 1750 et 2200 s, deux jeux de pics spectraux, composés chacun d'un fondamental et plusieurs harmoniques.

Le dernier exemple (figure 5.17) montre un trémor harmonique dont la fréquence fondamentale fluctue autour de 2 Hz. Un deuxième système de pics caractérisé par de fortes variations de fréquence se superpose au précédent. Par exemple, entre 500 et 700 s et entre 1700 et 2100 s, ses fréquences augmentent d'un facteur 2. Entre 900 et 1400 s, celles-ci oscillent fortement (entre 1 et 2.7 Hz pour le pic du mode fondamental).

Le facteur de qualité deuxième processus semble souvent inférieur à celui du premier trémor. Une analyse plus détaillée sera nécessaire pour confirmer ceci.

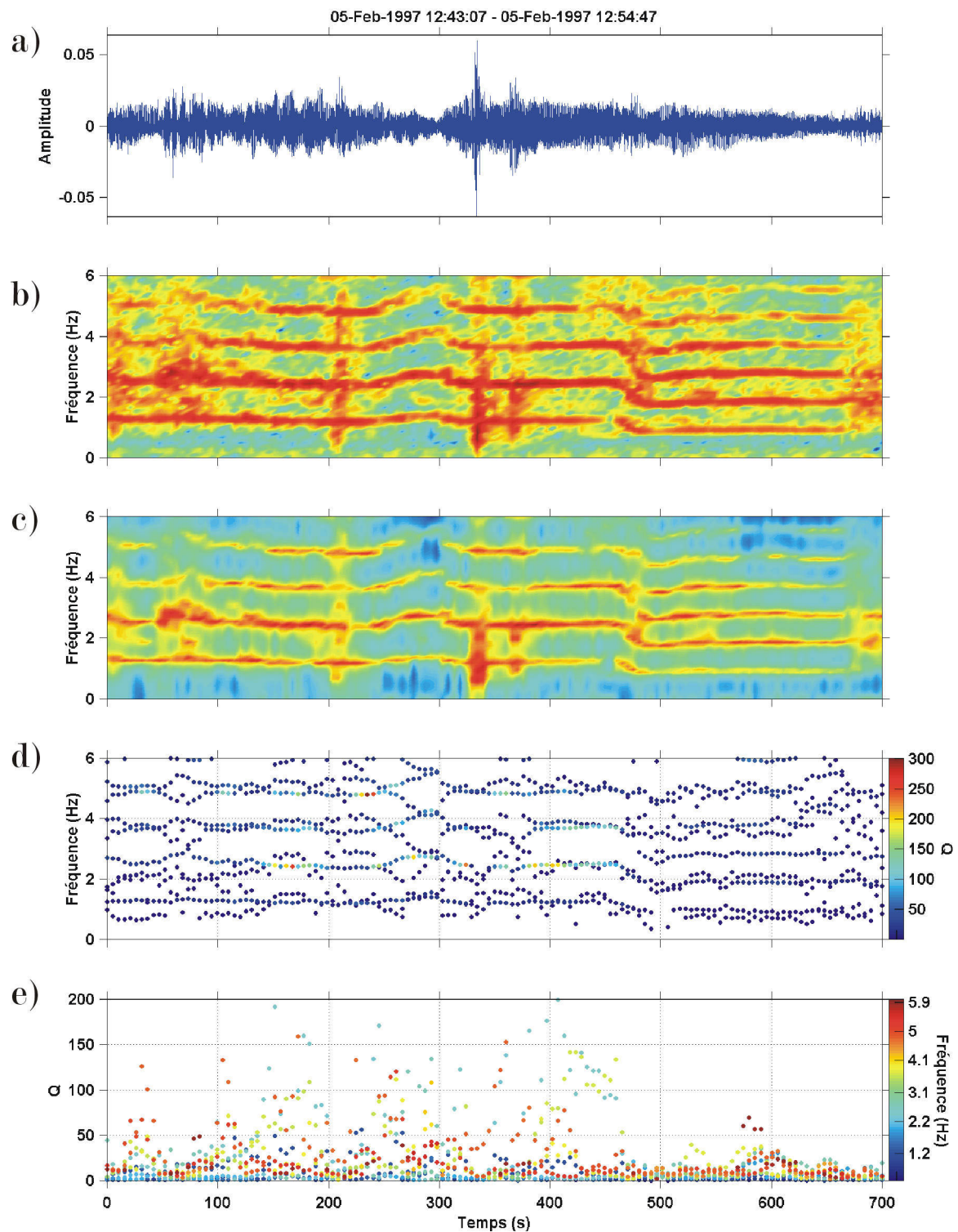


Figure 5.13. Idem figure 5.11 pour une tranche de signal entre 6000 et 6700 s (Fenêtre 2 figure 5.11a).

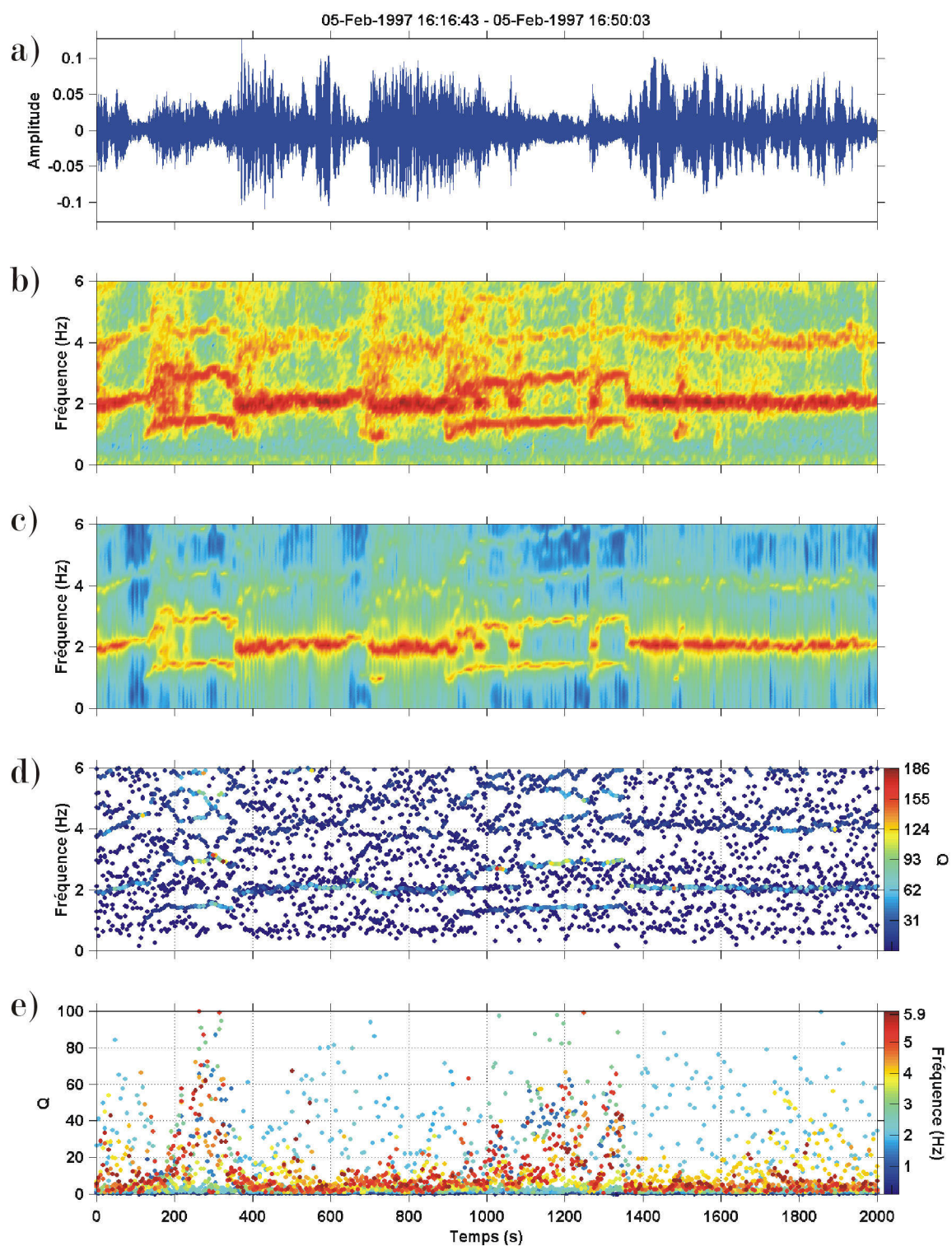


Figure 5.14. Idem figure 5.11 pour une tranche de signal entre 8000 et 10000 s (Fenêtre 3 figure 5.11b).

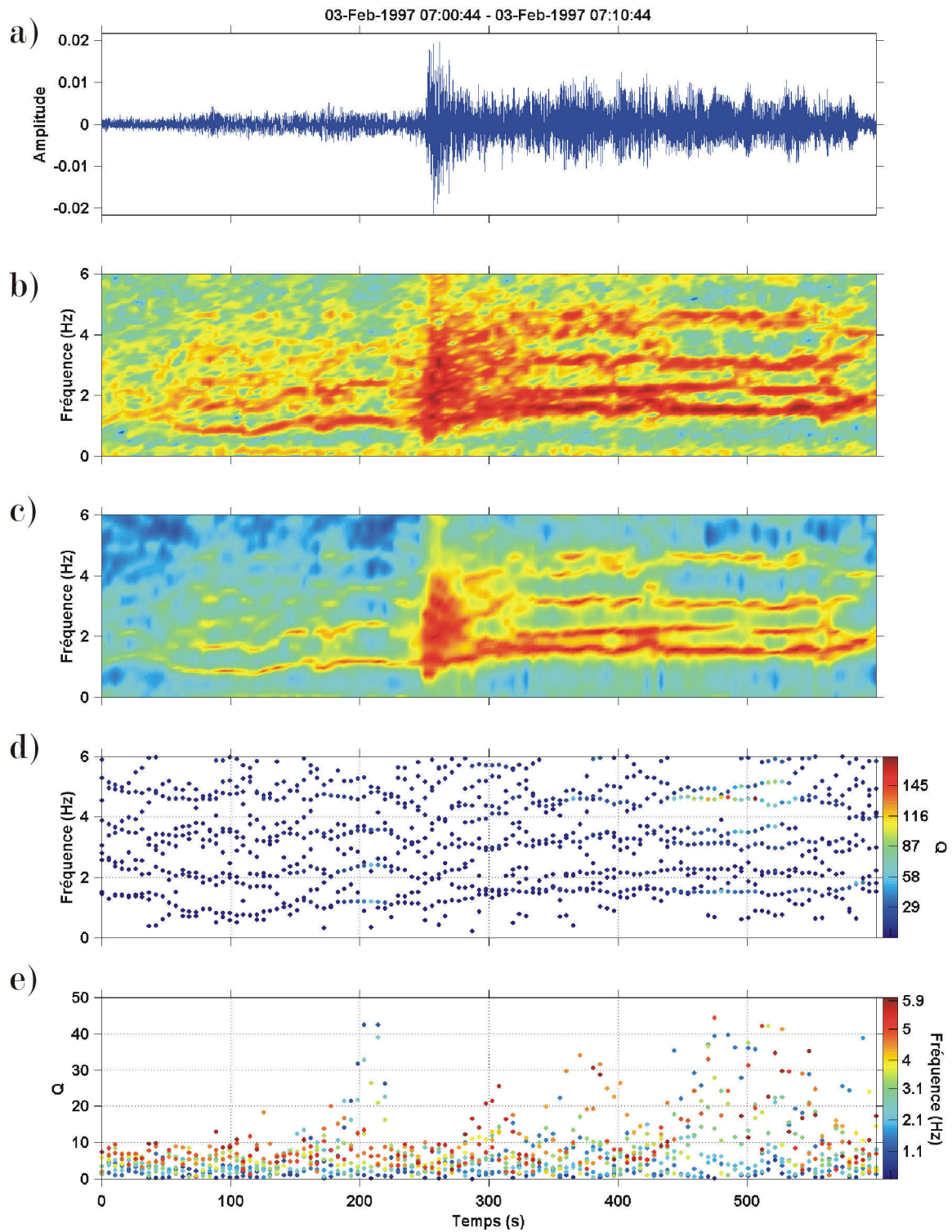


Figure 5.15. Signal de type souffle superposée à un épisode de tremor harmonique (ordre de graphiques idem figure 5.14.).

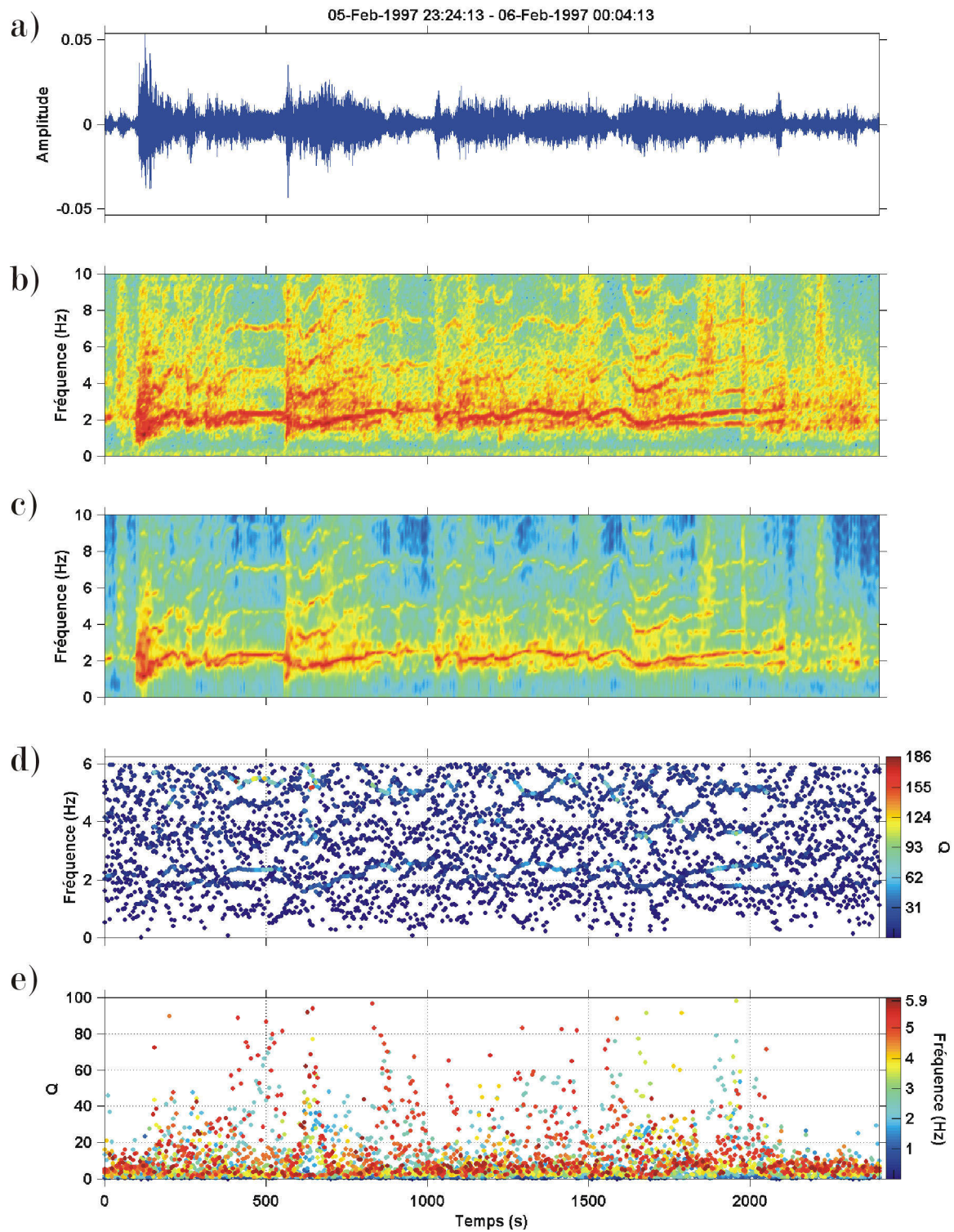


Figure 5.16. Deux signaux de type souffle suivis par un trémor harmonique (ordre de graphiques idem figure 5.14.).

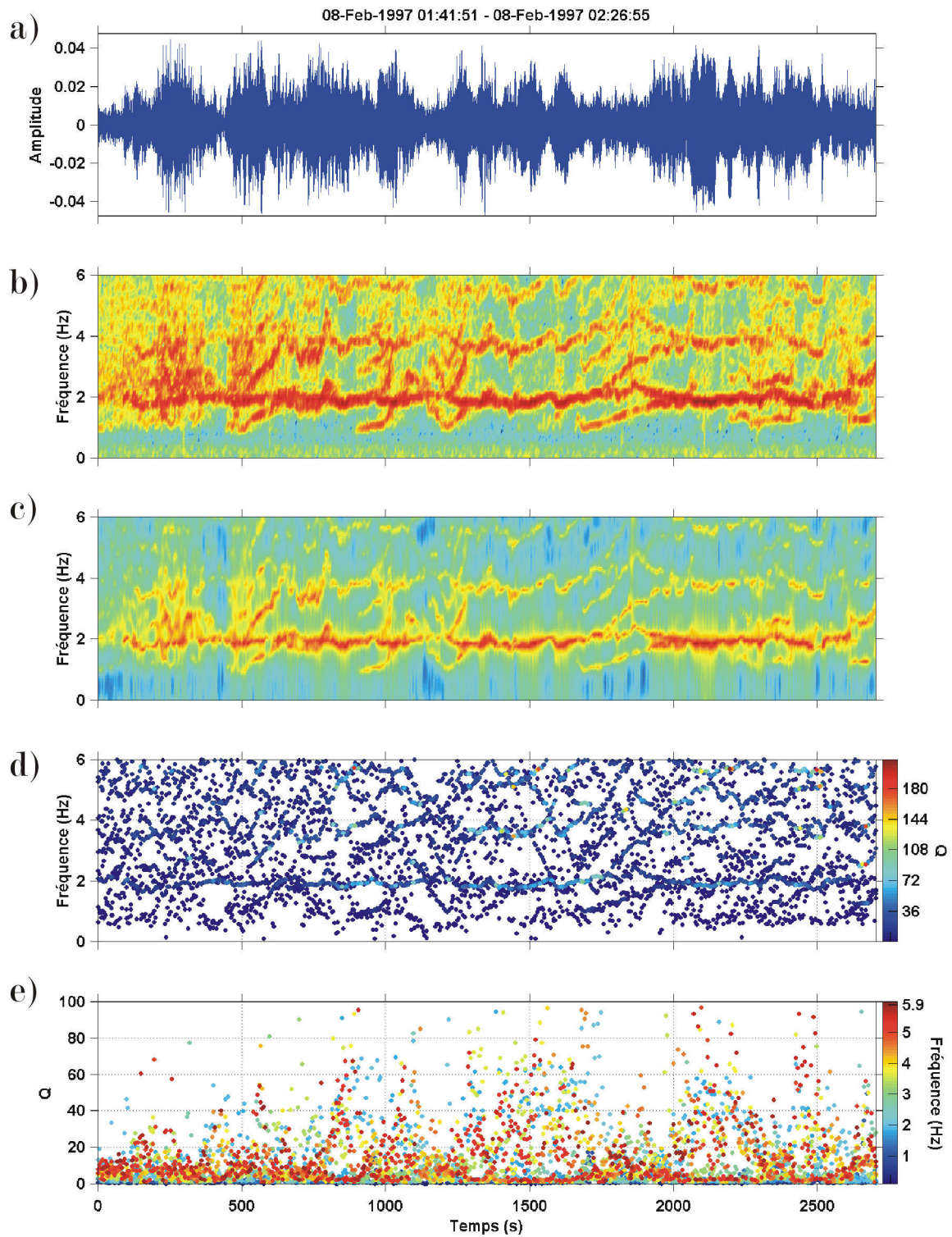


Figure 5.17. Deux tremors harmoniques superposés (ordre de graphiques idem figure 5.14.).

Trémor harmonique et trémor spasmodique

Le figure 5.18 présente un enregistrement dont le contenu spectral est parfois à large bande, typique du trémor spasmodique (entre 0 et 1000 s), et parfois à bandes étroites, typiques du trémor harmonique (entre 1400 et 1600 s). Néanmoins, la meilleure résolution fréquentielle apportée par l'analyse AR permet d'observer dans les périodes de trémor spasmodique une composante harmonique. On peut observer par exemple entre 700 et 900 s 2 pics à 2 et 3 Hz.

Dans le spectrogramme de la figure 5.19c, on identifie un trémor harmonique avec un grand nombre de pics dans les intervalles (1 - 200 s) et (800 - 1300 s). Les spectres sont typiques du trémor spasmodique de 200 à 800 s et après 1600s. Cependant dans les diagrammes AR (figure 5.19c et d) on constate ce "trémor spasmodique" contient des composantes harmoniques avec un pic assez marqué à 2 Hz.

Dans les deux exemples, le facteur de qualité (figures 5.18e et 5.19e) reste inférieur à 20 dans les périodes de trémor spasmodique et atteint des valeurs nettement plus grandes lorsque le trémor est clairement harmonique.

Les caractéristiques spectrales du trémor spasmodique montrent que celui-ci n'est pas indépendant du trémor harmonique. Il est donc fortement possible que les deux signaux soient produits par le même source.

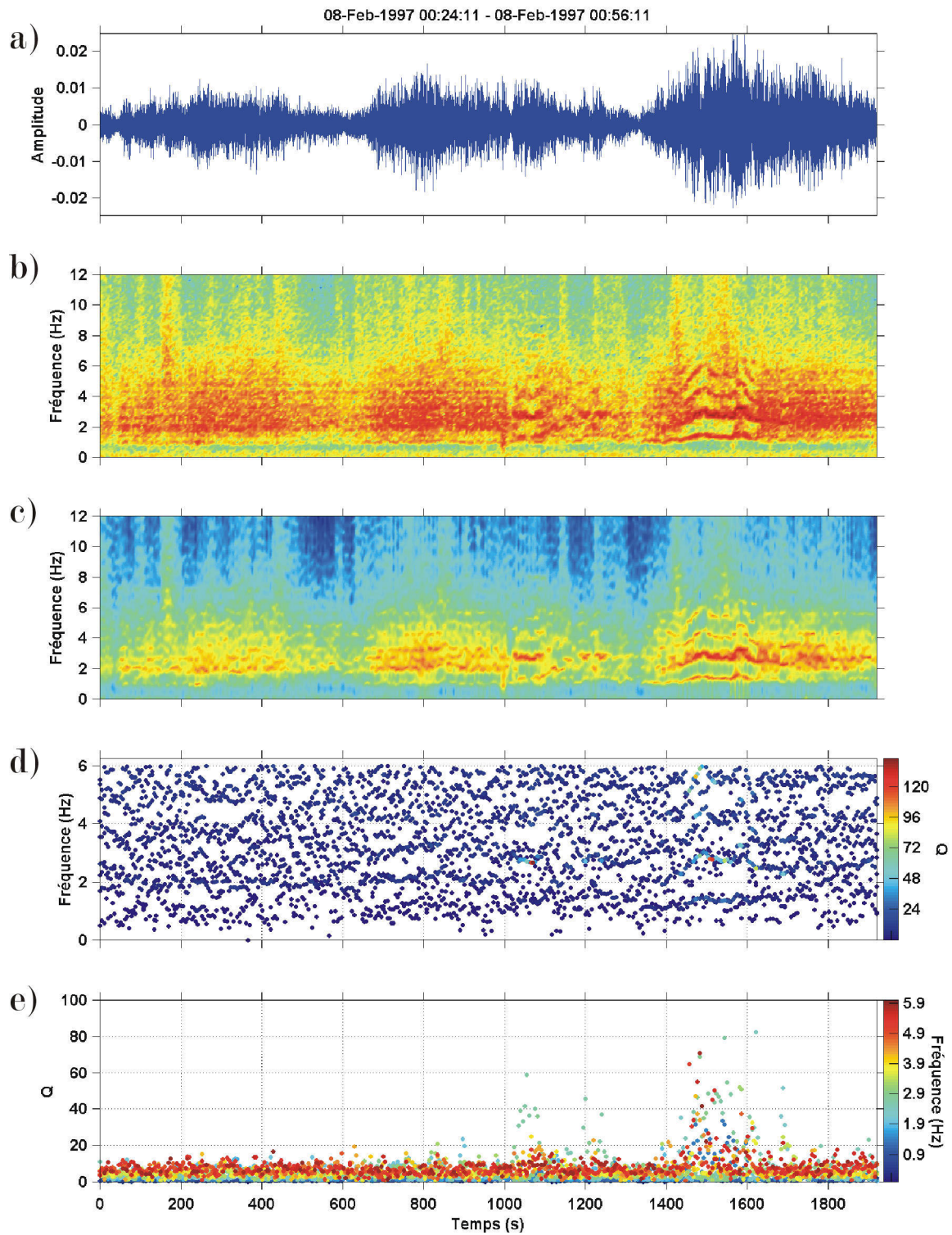


Figure 5.18. Analyse d'un processus de transition entre un trémor harmonique et un trémor spasmodique. Ordre de graphiques, idem figure 5.11.

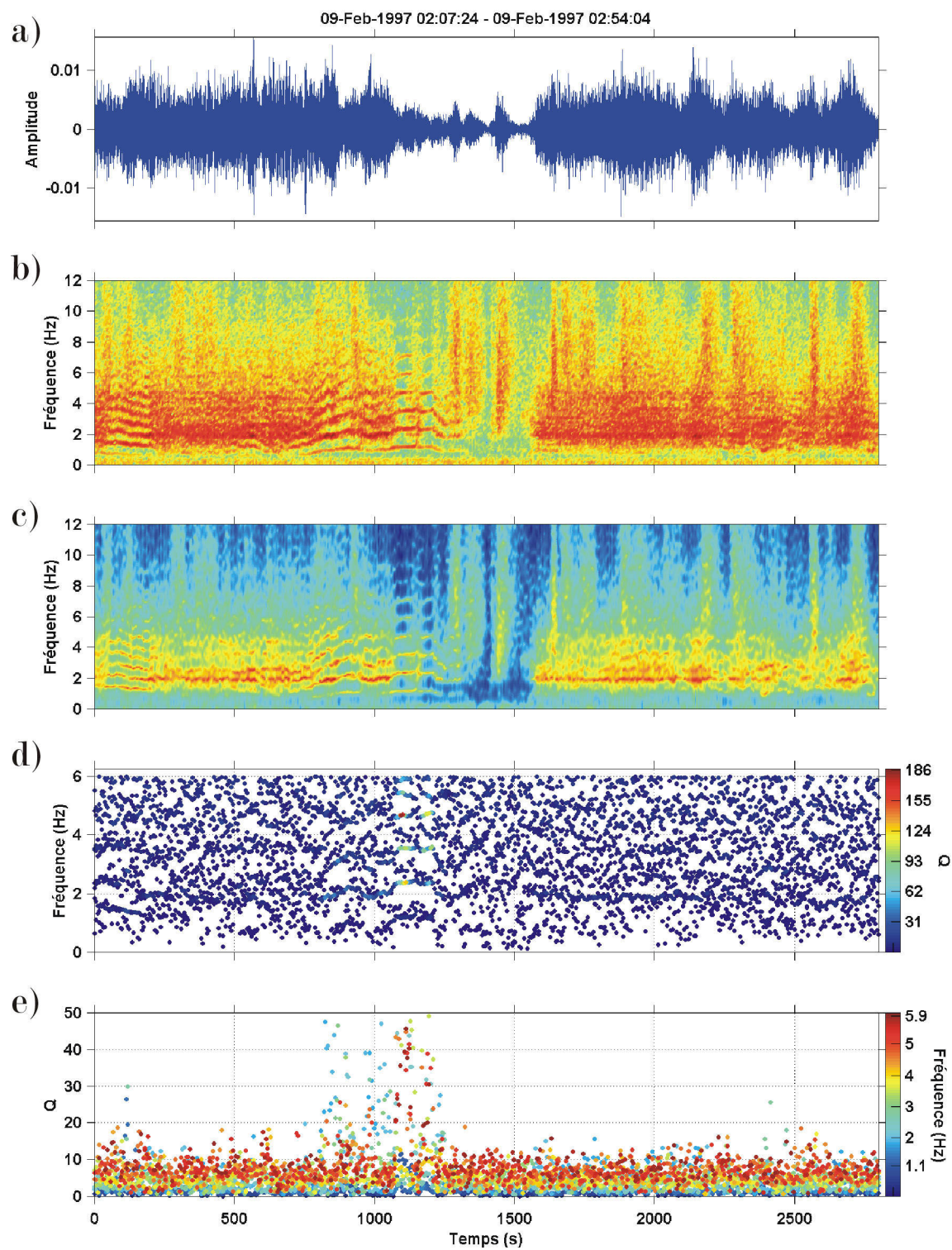


Figure 5.19. Idem figure 5.14.

5.6. Discussion

L'activité sismique de l'Arenal est constituée de plusieurs types de signaux constituent: trémor, explosions et séismes longue période (LP). Ces derniers ont des caractéristiques spectrales similaires à celles des signaux explosifs mais ne présentent pas d'onde acoustique. Par conséquent, on inclue généralement les signaux LP dans la catégorie des signaux explosifs. Néanmoins un problème qui se pose est de savoir si réellement ces signaux LP sont tous associés à des explosions stromboliennes ou s'ils sont produits par d'autres processus. Ce sujet particulier reste encore devra être abordé dans de futurs travaux de recherche.

Une autre particularité de l'Arenal est l'absence de séismes volcano-tectoniques. Cela suggère de même que les déformations (chapitre 2), l'absence de grand corps magmatique superficiel (< 5 km) tel qu'une chambre magmatique qui provoquerait des ruptures en surface. Les études pétrologiques et géochimiques des coulées de lave conduisent au contraire à l'hypothèse que l'Arenal est alimenté par une chambre magmatique localisée à environ 10 km de profondeur et reliée à la surface par un conduit (e.g. Sachs et Alvarado, 1996). L'activité éruptive est actuellement concentrée dans un cratère unique (cratère C à environ 1600 m d'altitude) et remplie par un lac de lave. Celui-ci, se refroidissant au contact avec l'atmosphère, peut à certains périodes former un "bouchon" plus ou moins solide (Alvarado & Soto, 2002). Dans la partie inférieure il existe un niveau d'exsolution de gaz à partir duquel la formation de bulles commence à cause de la diminution de la pression de la colonne du magma. A l'Arenal, la position de ce niveau d'exsolution est inconnu.

L'analyse temps-fréquence à haute résolution des signaux sismo-volcaniques, jamais réalisée auparavant, a révélé une grande variété des comportements dans le domaine spectral. Ceci contraste avec les études réalisées jusqu'à présent à l'Arenal, où en petit nombre de comportements observés étaient pris comme exemples typiques de toute la sismicité. Dans le cas des signaux explosifs, nous n'avons pas trouvé de relation temporelle simple avec le trémor. Dans le cas des signaux de type souffle, le trémor dans la coda à des fréquences qui augmentent progressivement au cours du temps entre 2 et 3 Hz indépendamment de sa durée. Pour le trémor harmonique nous avons constaté des augmentations progressives et de variations brusques des fréquences. Les deux phénomènes sont associés à des variations d'amplitude du signal. L'augmentation progressive de la fréquence a lieu typiquement entre 0.9 et 2 Hz et la durée du phénomène est variable. Par ailleurs, on trouve toujours dans le trémor harmonique les multiples pairs et impairs. Il est possible également d'avoir deux trémors superposés avec des caractéristiques spectrales indépendantes l'une de l'autre. Généralement, l'un de deux présentent des facteurs de qualité plus faibles. Finalement, la composante harmonique observée dans le trémor spasmodique suggère que celui-ci peut être issu de la même source que le trémor harmonique.

Trois types de modèle peuvent être invoqués pour expliquer les pics spectraux du trémor: 1) un système de résonateur dont les caractéristiques géométriques et acoustiques contrôlent les fréquences d'oscillation (Chouet, 1985; 1988), 2) un processus répétitif régulière (telle que l'émission intermittente de gaz à travers une fracture) dont les fréquences dépendent de la période de répétition (Schlindwein et al., 1995), 3) un processus de dynamique non-linéaire (Julian, 1994).

Hagerty et al. (2000) et Julian (2000) retiennent le modèle de Julian (1994) pour rendre compte des caractéristiques spectrales du trémor de l'Arenal. Ce modèle est basé sur l'excitation non-linéaire des parois d'un conduit rempli du liquide qui circule entre deux réservoirs. Les parois sont parfaitement élastiques et le liquide est incompressible. Lorsque la différence de pression entre les réservoirs est assez grande, le conduit vibre à une certaine

fréquence. Si la pression continue à augmenter le nouveau régime dans le conduit produit en même temps un nouveau régime de vibration et l'on voit apparaître une fréquence moitié de la précédente. Au fur et à mesure que la pression augmente le doublement de période peut se poursuivre puis déboucher sur un régime chaotique. Leur argument pour proposer ce modèle est un exemple d'une série de spectres dans lesquels on observe une diminution de l'amplitude des pics impairs par rapport à celle de pics pairs. A première vue, le modèle de Julian (1994) explique par doublement de période ce phénomène. Néanmoins le modèle est trop simplifié. Premièrement, il ne dépend que de la différence de pression entre les réservoirs. D'autre part, ni le magma ni le gaz ne sont des fluides incompressibles. Finalement il nécessite des vitesses de flux trop élevées (50-100 m/s) ce qui n'est pas compatible avec la réalité de l'Arenal dont le taux d'effusion de magma est de l'ordre de $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Par ailleurs, ce modèle n'explique ni les glissements progressifs, ni les variations brusques de fréquences.

Un deuxième modèle proposé est celui d'un processus répétitif. Hagerty et al. (2000) montrent des enregistrements acoustiques de trémor harmonique réalisées sur l'Arenal et présentant une série de pulses dont l'espacement varie au cours du temps entre 1 et 14 s. A l'aide de signaux synthétiques, ils écartent la possibilité que le trémor harmonique soit produit par une succession d'impulsions via l'effet de Peigne de Dirac car il faut une grande régularité pour cela. Toutefois, le fait d'observer des pulses associés au trémor harmonique montre qu'un processus répétitif pourrait être impliqué dans la source.

Troisièmement Garcés et al. (1998) et Hagerty et al. (2000) proposent un modèle de résonance d'un conduit rempli d'un mélange de magma et de gaz. Ils considèrent que la partie supérieure du conduit est toujours ouverte et que le magma y est très vésiculé et constitue la source des explosions. La densité, la viscosité et la vitesse acoustique du mélange dépend fortement du contenu en bulles de gaz du magma. Des variations de vitesse dues à des modifications du taux de gaz entraînent des variations de fréquence des pics spectraux. Par ailleurs, la rhéologie du mélange de magma dépend de différents paramètres tels que la présence de bulles, la température, la viscosité, la formation de cristaux (Jaupart & Allègre, 1991; Barclay et al., 1995; Toramaru, 1995; Lejeune et al., 1999; Massol & Jaupart, 1999; Manga & Loewenberg, 2001). Par conséquent, la tâche de comprendre comment l'ensemble de ces propriétés influe sur la résonance du conduit est encore loin d'être terminée et nécessite encore de nombreuses expériences analogiques et numériques. Dans le cas de l'Arenal, il faudra prendre également en compte l'effet de la fermeture du conduit quand le lac de lave se refroidit et devient presque solide.

Les trois modèles proposés rendent compte chacun d'une partie des caractéristiques du trémor mais ils peuvent difficilement expliquer l'ensemble des comportements observés. Sur la base de nos observations, les questions qui se posent sont les suivantes: une source unique est-elle capable de produire tous les comportements ou faut-il en considérer plusieurs; dans ce dernier cas, sont-elles de même nature ou de natures différentes?

Un mécanisme faisant intervenir le couplage entre un processus répétitif et un résonateur pourrait constituer un modèle de source plausible pour l'Arenal. Quelque soit le modèle retenu, il est important de connaître la nature du fluide impliqué. L'estimation du facteur de qualité peut apporter des informations utiles pour cela à condition que la source étudiée soit due à un processus de résonance.

Nos résultats ne sont pas suffisants pour aller plus loin dans la recherche d'une interprétation des processus observés, mais ils ouvrent des perspectives pour de futures recherches. L'établissement de la chronologie détaillée des divers événements sismiques et éruptifs apporterait des informations sur les mécanismes impliqués à la source et sur l'évolution du dynamisme éruptif de ce volcan.

Conclusions générales

L'observation de phénomènes naturels pendant de longues périodes de temps et la constitution de séries temporelles continues et cohérentes des paramètres sont des tâches difficiles. Nous avons regroupé l'ensemble des informations collectées depuis 15 ans par l'ICE dans une base de données unique. Nous les avons analysées en examinant plus particulièrement le comportement du volcan à l'échelle de plusieurs années et en cherchant d'éventuelles corrélations entre les paramètres.

Il en ressort qu'il est actuellement difficile d'établir si les évolutions des paramètres observées (activité sismique, déformation, géochimie, retombée de cendre) reflètent de réelles modifications de l'activité éruptive de l'Arenal. L'évolution de la qualité des observations effectuées met en évidence les limites de ce système de surveillance qui se manifestent par:

- 1) un trop faible taux de récupération des données,
- 2) un contrôle insuffisant de la qualité des mesures,
- 3) un traitement des données trop succinct,
- 4) des critères interprétatifs (classification d'événement sismique) mal définis.

Nous proposons des améliorations dans les techniques utilisées actuellement dont les principales seraient:

- 1) l'implémentation de l'enregistrement numérique continu d'au moins une station sismologique et d'outils de traitement du signal automatiques de type RSAM, SSAM, entre autres,
- 2) la sélection des sites les plus significatifs du réseau d'inclinomètres secs et l'augmentation de la redondance de mesures,
- 3) la densification du réseau de collecte de cendre,
- 4) l'automatisation de certaines mesures géochimiques comme la température et le pH ainsi que le débit d'eau dans les sources,
- 5) l'installation d'une station météorologique (température, pluie, vent).
- 6) Une meilleure formation du personnel de l'observatoire et un traitement de l'information plus complet et plus systématique seraient également souhaitables.

L'utilisation d'autres méthodes de mesure de déformations moins sensibles aux perturbations locales, telles que les mesures de distance ou le GPS, doit être envisagée.

Dans l'étude des effets site, nous avons montré que la méthode des rapports spectraux H/V peut être appliquée dans des contextes volcaniques. Nos résultats indiquent que certaines anomalies d'amplitude observées sur les signaux sismiques sont associées à une augmentation du rapport spectral H/V mais pas toutes. Nous avons établi le lien entre ces anomalies et la réponse de la structure superficielle. Dans certaines cas, l'hétérogénéité de la structure peut provoquer des effets de site plus complexes que ceux d'une structure à couches planes. La méthode de rapports spectraux H/V peut être un outil avantageux pour la mise en œuvre des expériences sismologiques sur les volcans, permettant de la détection d'éventuels effets de site permettant de mieux choisir l'emplacement des stations et donc d'améliorer la qualité des informations obtenues.

En appliquant la méthode de corrélation d'Aki (1954), nous avons déterminé, pour des sites de flancs Est et Ouest du volcan, les courbes de vitesse de phase de Rayleigh et de Love et avons estimé la structure superficielle de vitesses. Sur le flanc Est la forme des coefficients

de corrélation (avec un pic vers 6 Hz) a conduit à deux options de modèle de structure. L'utilisation des rapports spectraux et des fonctions de transfert théoriques nous ont permis d'identifier le modèle le plus plausible. Ces résultats suggèrent que ce pic de corrélation serait dû à une résonance de la structure superficielle. L'hypothèse d'un mode unique fondamental des ondes de Rayleigh et de Love ne serait pas valide et il faudrait prendre en compte des modes harmoniques.

Dans les troisièmes et quatrièmes parties de ce travail, consacrées à la structure du volcan, l'utilisation de plusieurs approches a conduit à des résultats cohérents permettant de déterminer une structure superficielle géologiquement plausible et de mieux comprendre l'influence de celle-ci sur le champ d'ondes sismiques. L'utilisation des réseaux semi-circulaires de capteurs trois composantes permet d'avoir accès à ces deux méthodes complémentaires et donc de mieux exploiter l'information obtenue.

L'analyse temps-fréquence à haute résolution mis en évidence une grande variété de comportements des signaux sismo-volcaniques dans le domaine fréquentiel. Elle apporte aussi des informations nouvelles qui permettra une meilleure modélisation de la source de ces signaux. Nous avons montré que les méthodes auto-régressives sont robustes pour la détermination de la fréquence des pics spectraux mais que les mesure du facteurs de qualité Q de pics du trémor sont approximatives. Nos analyses sont encore préliminaires et les outils utilisés sont en cours de développement. Les premières améliorations à faire consistent à représenter séparément les facteurs de qualité associée à chaque pic spectral.

L'étude de la structure et de l'activité sismique de l'Arenal réalisée dans le cadre de cette thèse n'est bien entendue pas achevée. Divers travaux de recherche pourront la compléter:

- 1) L'analyse temps-fréquence des signaux sismiques portant sur des périodes de durée significative,
- 2) la recherche systématique de corrélations entre les divers événements et paramètres observables (explosions, trémor harmonique et spasmodique, souffles, glissement et saut de fréquence, double trémor, amplitude spectrale, le facteur de qualité, etc),
- 3) l'enregistrement et l'analyse conjointes de l'activité sismique et des émissions acoustiques ainsi que la quantification des explosions stromboliennes par des moyens vidéos ou de radar doppler,
- 4) l'analyse des signaux explosifs à basse fréquence et la modélisation des sources sismiques associées,

Il est par ailleurs fondamental de progresser dans la connaissance des phénomènes physiques impliqués dans les sources des divers signaux sismiques et de mieux comprendre des relations entre l'activité sismique et le dynamisme éruptive. Il serait également important de déterminer la structure profonde de cet édifice.

Les caractéristiques de l'activité éruptive de l'Arenal, les facilités d'accès sur le site et les dimensions modestes du volcan font de lui un bon laboratoire pour les études visant une meilleure compréhension du dynamisme éruptif et pour l'expérimentation de nouvelles méthodes.

Références

- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 25, 415-457.
- Aki, K., 1984. Evidence for magma intrusion during the Mammoth Lakes earthquakes of May 1980 and implications of the absence of volcanic (harmonic) tremor. *J. Geophys. Res.*, 89, 7689 - 7696.
- Alvarado, G.E, 1984. Aspectos petrológicos-geológicos de os volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. Tesis de Licenciatura. Escuela Centromericana de Geología, Universidad de Costa Rica. 190 pp.
- Alvarado, G.E. & Barquero, R., 1987. Las señales sísmicas del Volcán Arenal (Costa Rica) y su relación con las fases eruptivas (1968-1986). *Ciencia y Tecnología*, 11(1): 15-35.
- Alvarado, G.E., Matumoto, T., Borgia, A. & Barquero, R., 1988a. Síntesis geovulcanológica del Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968 - 1988). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1(1): 21-39.
- Alvarado, G.E., Argueta, S. & Calderón, C., 1988b. Interpretación preliminar de las deformaciones asociadas al volcán Arenal (Costa Rica). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1(2): 26-43.
- Alvarado, G.E., Taylor, W., Ohrnberger, M., Soto, G.J. & Madrigal, L., 1997. First observations of volcanic seismicity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 8 (15-16): 11-45.
- Alvarado, G.E. & Arroyo, I., 2000. Los flujos piroclásticos del volcán Arenal (Costa Rica) entre 1976 y 2000: Origen, frecuencia, distribución y peligro asociado. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1(23-24): 39-53.
- Alvarado, G.E. & Soto G.J., 2002. Pyroclastic flow generated by crater-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, 63: 557-568.
- Alvarado, G.E., 2003. Estabilidad del cono y comportamiento de la fundación debido al crecimiento del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica). Tesis de Maestría. Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica.
- Araujo, S. S., 2001. Analyse des signaux sismiques pré-éruptifs par une méthode AR: Application au volcan Pichincha, Equateur. Rapport de stage de DEA "Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement", Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Barboza, V. & Melson, W., 1990. Correlación entre las señales sísmicas y los sonidos de las erupciones del volcán Arenal. *Boletín de Vulcanología*, 21: 8-12.

- Barclay, J., Riley, D.S. & Sparks, R.S.J., 1995. Analytical models for bubble growth during decompression of high viscosity magmas. *Bull. Volcanol.*, 57: 422-431.
- Bard, P.-Y., 1996. Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. Regional International Training Course on Seismology and Seismic Hazard Assessment, Lecture notes, GeoForschungsZentrum Potsdam, Vol. II: 534-613.
- Bard, P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? State-of-the-art paper, Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion, Yokohama, December 1-3, 1998, Volume n°3.
- Barquero, R., Alvarado, G.E. & Matumoto, T., 1992. Arenal Volcano (Costa Rica) Premonitory Seismicity. En: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds.): *Volcanic Seismology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Beard, J. & Borgia, A., 1989. Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal volcano, Costa Rica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 110-122.
- Beauducel, F., 1998. Structures et comportement mécanique du volcan Merapi (Java) : une approche méthodologique du champ de déformations. Thèse de Doctorat, 260 pp., Univ. Denis Diderot Paris VII, Paris.
- Benoit, J. P. & McNutt, S. R., 1997. New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, using broadband seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 24(4): 449-452.
- Bettig B., Bard P.-Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C. & Hatzfeld D., 2002. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Boletín de Geofísica Teórica e Aplicada*, (accepté).
- Bigot, S., Barquero, J. & Malavassi, E., 1982. Vigilancia hidrogeoquímica del volcán Arenal. *Boletín de Vulcanología* 12: 2-7.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E., 1988. Structural, stratigraphic and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. *Bull. Volcanol.*, 50: 86-105.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennigton, W. & Matumoto, T., 1984. Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.* 81:4885- 4895.
- Carr, M.J. & Stoiber, R.E., 1977. Geologic setting of some destructive earthquakes in Central América. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 5: 387-401.
- Casadevall, T.J., Rose, Jr., W.I., Fuller, W.H., Hunt, W.H., Hart, W.H., M.A., Moyers, J.L., Woods, D.C., Chuan, R.L. & Friend J.P., 1984. Sulfur dioxide and particles in quiescent volcanic plumes from Poas, Arenal and Colima volcanoes, Costa Rica and Mexico. *J. Geophys. Res.*, 89: 9633-9641.

- Castro, R.R., F., Pacor, F., Sala, A. & Petrunaro, C., 1996. S wave attenuation and site effects in the region of firuli, Italy. *J. Geophys. Res.*, 101 (B10): 22355 - 22369.
- Castro, R.R., Mucciarelli, F., Pacor, F. & Petrunaro, C., 1997. S-wave site response estimates using horizontal-to-vertical spectral ratios. *Bull. Seism. Soc. of America*, 87 (1): 256-260.
- Cayol, V. & Cornet, F.H., 1998. Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes - Application to Etna. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1979-1982.
- Chiesa, S., 1987b. La mayor erupción pliniana del Volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 6:25-41.
- Chiesa, S., 1987a. Estudio de las capas piroclásticas (tefras) del Volcán Arenal (Costa Rica), con énfasis en la Unidad 20. Informe interno, Departamento de Geología (ICE). 73 pp.
- Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 90 (B2): 1881 - 1893.
- Chouet B., 1988. Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 93, 4375-4400.
- Chouet, B., Page, R.A, Stephens, C.D., Lahr, J.C. & Power, J., 1994. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62: 95-135.
- Chouet, B., 1996. Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380: 309-316.
- Chouet, B., Saccorotti G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana G. & Scarpa, R., 1997. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy. *J. Geophys. Res.*, 102 (B7): 15129-15150.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M. and Scarpa, R., 1998a. Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 653-666.
- Chouet, B., Dawson, P., De Luca, G., Martini, M. , Milana, G., Saccorotti, G. and Scarpa, R., 1998b. Array analyses of seismic wavefields radiated by eruptive activity at Stromboli volcano, Italy. CNR – Gruppo Nazionale per la Vulcanologia, Felici Editore, Piza, Italy.
- Cigolini, C., Borgia, A. & Casertano, L., 1984. Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 155-176.

- Cigolini, C. & Kudo, A., 1987. Xenoliths in recent basaltic andesite flows from Arenal Volcano, Costa Rica: inference on the composition of the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 381-390.
- Cigolini, C., 1998. Intracrustal origin of Arenal basaltic andesite in the light of solid–melt interactions and related compositional buffering. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 86: 277-310.
- Del Pezzo, E., Guerra, I., Lo Bascio, A., Luongo, G., Nappi, G. & Scarpa, R., 1974. Microtremors and volcanic explosions at Stromboli – Part 2. *Bull. Volcanol.*, 38, 4: 1023-1036.
- Del Pezzo, E., De Martino, S., Gresta, S., Martini, M., Milana, G., Patanè, D. & Sabbarese, C., 1993. Velocity and spectral characteristics of the volcanic tremor at Etna deduced by a small seismometer array. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56: 369-378.
- Del Pezzo, E., Bianco, F. & Saccorotti, G., 2001. Separation of intrinsic and scattering Q for volcanic tremor: an application to Etna and Masaya volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3083-3086.
- Dellino, P. & Alvarado, G.E., 1992. Comentario sobre las cenizas estrombolianas recientes del volcan Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5 (9-10): 24-30.
- Dengo, G., 1962. Tectonic–igneous sequence in Costa Rica. Dans: Engel, A.E.J., James, H.L., Leonard, B.F. Eds., *Petrologic Studies: a Volume to Honor A.F. Buddington*. Geol. Soc. Am., 133–161.
- Edmonds, M., Pyle, D. & Oppenheimer, C., 2001. A model for degassing at the Soufrière Hills Volcano, Monserrat, West Indies, based on geochemical data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186: 159-173.
- Falsaperla, S., Martinelli, B & Schick, R., 1992. Seismic activity at Stromboli (Southern Italy) for the period 1983-1986. En: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds.): *Volcanic Seismology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Ferrazzini, V., Aki, K. & Chouet, B., 1991. Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas piston events observed by near-source array. *J. Geophys. Res.*, 96 (B4): 6199-6209.
- Field, J.E. & Jacob, H., 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bull. Seism. Soc. of America*, 85 (4): 1127-1143.
- Fudali, R.F. & Melson, W, G., 1972. Ejecta Velocities Magma Chamber pressure and Kinetic associated with the 1968 Eruption Arenal volcano. *Bull. Volcanol.*, 35: 383-340.
- Garcés M. A., Hagerty M. T. & Schwartz S. Y., 1998. Magma acoustics and time-varying melt properties at Arenal volcano, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2293-2296.

- Ghigliotti, M., Frullani, A., Soto, G.J. & Alvarado, G.E., 1992. Tefrostratigrafía, historia y ciclos eruptivos del Volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5 (9-10): 52-96.
- Gillot, P.Y., Chiesa, S. & Alvarado, G.E., 1994. Chronostratigraphy of Upper Miocene–Quaternary volcanism in northern Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central* 17, 45–53.
- Gordeev, E.I., Melnikov, Y.Y., Sinitsy, V.I & Chebrov, V.N., 1989. Volcanic tremor of Kliuchevskoi volcano (1984 Eruption). In: Latter, J.H. (editor): *Volcanic Hazards, Assessment and Monitoring*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 486-101.
- Gordeev, E., Saltykov, V.A., Sinitsyn, V.I. & Chebrov, V., 1990. Temporal and spatial characteristics of volcanic tremor wavefields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 40: 89-101.
- Gordeev, E., 1992. Modelling of volcanic tremor wavefields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51: 145 - 160.
- Gordeev, E., 1993. Modeling of volcanic tremor as explosive point sources in a single-layered, elastic half-space. *J. Geophys. Res.*, 98 (B11): 19687 - 19703.
- Hagerty, M.T., Schwartz, S.Y., Protti, M., Garcés, M. & Dixon, T., 1997. Observations at Costa Rican volcano offer clues to causes of eruptions. *Eos Trans. AGU* (570–571) 78 (49), 565.
- Hagerty, M.T., Schwartz, S.Y., Garcés, M.A. & Protti, M., 2000. Analysis of seismic and acoustic observations at Arenal Volcano, Costa Rica, 1995–1997. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 101: 27-65.
- Hantke, G., 1976. Arenal. *Bull. Volcanic Eruptions*, 14:58-59.
- Herrmann R. B. & Ammon, Ch., 2002. *Computer programs in Seismology: Surface waves, receiver functions and crustal structure (Version 3.15)*. St. Louis Univ., St. Louis, Mo.
- Jaupart, C. & Allègre, C., 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 413-429.
- Julian, B.R., 1994. Volcanic tremor-nonlinear excitation by fluid flow. *J. Geophys. Res.* 99 (B6), 11 859–11 877.
- Julian B. R., 2000. Period doubling and other nonlinear phenomena in volcanic earthquakes and tremor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 101, 19-26.
- Kennett, B.L.N. & Kerry, N.J., 1979. Seismic waves in a stratified half-space. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 57, 557-583.
- Konno, K., K. & Ohmachi, 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. Seism. Soc. of America*, 86 (1): 228-241.

-
- Kumagai, H. & Chouet, B.A., 1999. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophys. J. Int.*, 138, F7-F12.
- Kumagai H. & Chouet B.A., 2000. Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids. *J. Geophys. Res.*, 105, 25493-25512.
- Kumagai H., Chouet B.A. & Nakano, M., 2002. Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events. *J. Geophys. Res.*, 107, ESE 9.
- Kussmaul, S., 1987. Petrología de las rocas intrusivas Neógenas de Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 7: 83-111.
- Leandro, C. & Alvarado, G., 1999. Geological – Geophysical study of an Eastern and Western section in the Arenal volcano. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, (20-21): 48-58.
- Lachet, C. et Bard, P.-Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J. Phys. Earth*, 42: 377-397.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. & Savvaidis, A., 1996. Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches. *Bull. Seism. Soc. of America*, 86 (6): 1692-1703.
- Lejeune, A.M., Bottinga, Y., Trull, T.W. & Richet, P., 1999. Rheology of bubble-bearing magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 71-84.
- Lermo, J. & Chávez-García, J.F., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation?. *Bull. Seism. Soc. of America*, 84 (5): 1350-1364.
- Lesage Ph., F. Glangeaud and J. Mars, 2002. Applications of autoregressive and time-frequency analysis to the study of volcanic tremor and LP events. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 391-417.
- López, D.L., Soto, G.J., Alvarado, G.E., Barquero, R., Boschini, I., Fernández, J.F., Arias, J., & Madrigal, L.A., 1994. The hydrothermal Waters of Arenal Volcano, Costa Rica. GSA 1994 Annual Meeting, Seattle, 24-27 October, 1994.
- Malavassi, R., E, 1979. Geology and Petrology of Arenal Volcano, Costa Rica. M.Sc. Thesis. University of Hawaii. 111 pp.
- Malavassi, V, E. & Madrigal. Reconocimiento Geológico de la Zona Norte de Costa Rica. Dirección de Geología, Minas y Petróleo. Costa Rica. Informe Técnico y Notas Geológicas. 9, 12-38.
- Mari, J.-L., Glangeaud, F. and Coppens, F., 1997. Signal processing for geologists and geophysicists. Technip, Paris.

-
- Marini, L., Guidi, M., Fernández, J.F. & Barquero, R., 1990. Análisis geoquímico de las fuentes termales y frías del volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal., 3 (6): 9-27.
- Matumoto, T., 1968. Seismological observations at Mt. Arenal and other volcanoes in Costa Rica. Preliminary Report. 3 pp.
- Marple, S.L., 1987. Digital spectral analysis with applications. Prentice Hall.
- Massol, H. & Jaupart, C., 1999. The generation of gas overpressure in volcanic eruptions. Earth Planet. Sci. Lett., 166, 57-70.
- Matumoto, T., 1976. Predictions of a volcanic eruption implied from seismic data. Rev. Geogr. Inst. Panamericano de Geografía e Historia., 5: 285-293.
- Matumoto, T., & Latham, G.V., 1976. Results of Arenal seismic network. Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). 33 pp. Rapport Interne, ICE.
- Manga, M. & Loewenberg, M., 2001. Viscosity of magmas containing highly deformable bubbles. J. Volcanol. Geotherm. Res., 105: 19-24.
- Melson, W.G. & Sáenz, R., 1968. The eruption of Volcán Arenal, Costa Rica: Preliminary summary of field and laboratory studies. Smithsonian Institution Center for Short-Lived Phenomena, Report 7. Cambridge, Massachusetts. 35 pp. Rapport Interne, ICE.
- Melson, W.G., 1978. Arenal Volcano (summary). Dans Arenal Project, march 16, Report 4: 22-44. Rapport Interne, ICE.
- Melson, W.G., Umaña, J.E. & Evans, E., 1979. Arenal Volcano: Results of dry tilt Measurements. SEAN Bull., 4(2): 13-16.
- Melson, W.G., 1982. Alternation between acidic and basic magma in major explosive eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. Boletín de Vulcanología, 14: 65-74.
- Melson, W.G., 1984. Prehistoric eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. Vínculos, 10(1-2): 34-59.
- Melson, W., 1989. Las erupciones del volcán Arenal: 1 al 13 de abril de 1989. Boletín de Vulcanología, 20: 15-22.
- Métaxian, J.P., 1994. Etude sismologique et gravimétrique d'un volcan actif: Dynamisme interne et structure de la Caldeira Masaya, Nicaragua. Thèse de Doctorat, 615 pp. Université de Savoie.
- Métaxian, J.-P., Lesage, P., Barquero, R. & Creusot-Eon, A., 1996. Características espectrales de las señales sísmicas y estimación de V_p en la estructura superficial del Volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 6 (11-12): 23-44.

-
- Métaxian, J.-P., Lesage, P. & Dorel, J., 1997. Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua: Wavefield analysis and source location. *J. Geophys. Res.*, 102 (B10): 22529 - 22545.
- Métaxian, J.-P., Lesage, P. & Valette, B., 2002. Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation. Application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res.* 107 (B10), 2243.
- Minamaki, T., Utibori, S. & Hiraga, S., 1969. The 1968 Eruption of Volcano Arenal, Costa Rica. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 47:783-302.
- Mora, M., 1998. Análisis spectral del tremor armónico del volcán Arenal (Costa Rica) y modelización de su fuente. Tesis de Licenciatura. Universidad de Costa Rica. Escuela de Geología. 117 pp.
- Morales, L.D., Soley, J.F., Alvarado, G., Borgia, A. & Soto, G., 1988. Análisis espectral de algunas señales de los volcanes Arenal y Poás (Costa Rica) y su relación con la actividad eruptiva. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (2): 1-25.
- Nogoshi, M. & Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40 (en Japonais avec résumé en Anglais).
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30 (1): 25 - 33.
- Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K. & Chouet, B., 1998. The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event : an approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system. *J. Geophys. Res.*, 103, 10,031-10,046.
- Neuberg J., 2000. Characteristics and causes of shallow seismicity in andesite volcanoes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 358, 1533-1546.
- Ntepe, N., & Dorel, J., 1990. Observations of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43: 235-251.
- Obando, L.G., 1986. Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-reciente), Provincia de Alajuela, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 5: 73-104.
- Reagan, M.K., Gill, J.B., Malavassi, E. & Garcia, M.O., 1987. Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968-1985: Real-time monitoring of open system differentiation. *Bull. Volcanol.*, 49: 415-434.
- Richard, G., 2000. Déconvolution ARMA avec statistiques d'ordre supérieur. Rapport de stage de DEA "Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement" Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
-

- Saccorotti, G., Maresca, R. & Del Pezzo, E., 2001b. Array analyses of seismic noise at Mt. Vesuvius Volcano, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 110, 79-100.
- Saccorotti, G., Almendros, J., Carmona, E., Ibáñez J. M. & Del Pezzo, E., 2001c. Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 561-571.
- Saccorotti G., Chouet B. and Dawson P., 2002. Shallow velocity models at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analysis of tremor. *Geophys. J. Int.* (submitted).
- Sachs., P.M. & Alvarado, G.E., 1996. Mafic metagneous lower crust beneath Arenal volcano (Costa Rica): evidence from xenoliths. *Bol. Obs. Vulc. Arenal.*, 6 (11-12): 71-78.
- Saenz, R., 1977. Eruption del volcán Arenal en el año de 1968. *Rev. Geogr. Amér. Central.*, 5-6, 149-188.
- Sawdo, R.M. & Simon, I., 1969. Tiltmeter installation Arenal volcano in Costa Rica. Inf. Arthur D. Little, Inc. Cambridge, USA. 7 p.
- Schlindwein, V., Wassermann, J. & Scherbaum, F., 1995. Spectral analysis of harmonic tremor signals at Mt. Semeru volcano, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1685-1688.
- Seekins, L.C., Wennerberg, L., Margheriti, L. & Liu, Hsi-Ping, 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and microtremors. *Bull. Seism. Soc. of America*, 86 (3), 627-635.
- Seidl, D., Kirbany, S.B. & Brüstle, W., 1990. Maximum entropie spectral analysis of volcanic tremor using data from Etna (Sicily) and Merapi (central Java). *Bull. Volcanol.* 52, 460-474.
- Simon, I., Sawdo, R.M., Saénz, R. & Melson, W.G., 1970: Preliminary results from tiltmeter recording at Arenal Volcano, Costa Rica. Arthur D. Little. Inc. Cambridge, USA. 18 p.
- Soto, G.J., 1991. Análisis de inclinometría seca en el volcán Arenal, 1988-90. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4 (7): 33-61.
- Soto, G., Alvarado, G. & Ghigliotti, M., 1998a. El registro eruptivo de Arenal en el lapso 3000-7000 años antes del presente y nuevas deducciones sobre la edad del volcán. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 9 (17-18): 19-49, 1996.
- Soto, J., Taylor, W. & Naranjo, M., 1998b. Los registros de tremores del Volcán Arenal entre 1994 y 1997: Su estadística y el comportamiento dinámico del volcán. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 10 (19-20): 35-42, 1997.
- Soto, G.J., 1998. La actividad del volcán Arenal durante 1996. *Bol. Obs. Vulc. Arenal.*, 8 (15-16): 56-61.
- Soto, G.J. & Arias, J.F., 1998. Síntesis de la actividad del volcán Arenal, año 1996. *Bol. Obs. Vulc. Arenal.*, 9 (17-18): 11-18.

- Soto, G.J., López, D.L., Fernández, J.F. & Alvarado, G.E., 1999. Caracterización geoquímica de las aguas termales del volcán Arenal (Costa Rica). *Bol. Obs. Vulc. Arenal.*, 11 (21-22): 1-20.
- Stoiber, R.E., Williams, S.N., Naslund, H.R., Connor, C.B., Posser, J.T., Gemmell, J.B., Malavassi, E. & Barquero, J., 1982. Costa Rica: activity of 4 volcanoes summarized. *SEAN Bull.* 7(11): 6-7.
- Tarantola, A. & Valette, B., 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 28, 219-232.
- Theodulidis, P., Bard, P.-Y., Archuleta, R. & Bouchon, M., 1996. Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California. *Bull. Seism. Soc. of America*, 86 (2): 306-319.
- Toramaru, A., 1995. Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *J. Geophys. Res.*, 100, 1913 - 1931.
- Trianafyllidis, P., Hatzidimitriou, P.M., Theodulidis, N., Suhadolc, P., Papazachos, C., Raptakis, D. & Lontzetidis, K., 1999. Site effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from acceleration data and 1d local soil profiles. *Bull. Seism. Soc. of America*, 89 (2): 521-537.
- Tsuruga, K., Yomogida, K., Honda, S., Ito, H., Ohminato, T. & Kawakatsu, H., 1997. Spatial and temporal variations of volcanic earthquakes at Sakurajima volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75: 337-358.
- Valette B. & Lesage, P., 2002. Inferring mean Earth mechanical models from normal modes, mass and inertia: 1 Theoretical developments. *Geophys. J. Int.* (submitted).
- Van der Laat, R., 1988. Deformaciones asociadas al vulcanismo activo de Costa Rica entre 1981 y 1988. *Costa Rican Volcanism Workshop*, noviembre 13-18, Shenandoah National Park, USA, 12 p.
- Wada, T. & Ono, H., 1965. Spectral study of volcanic micro-tremors (1) Propagation of the micro-tremors of the first kind observed at Aso. *Spec. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 5, 169-178.
- Wadge, G., 1983. The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica, from 1968 to 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19: 281-302.
- Williams-Jones, G., Stix, J., Heiligmann, M., Barquero, J., Fernández, E. & González, E.D., 2001. A model of degassing and seismicity at Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108: 121-139.
- Yamashita, K.M., 1981. Dry tilt: a ground deformation monitor as applied to active volcanoes of Hawaii. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 81-523, 21 pp.

ANNEXE 1

Liste d'écoulements pyroclastiques

ÉCOULEMENTS PYROCLASTIQUES

Année	Début			N° de épisodes	Longueur (km)				Azimut			
	Mois	Jour	Heure locale épisode principal		épisodes				1	2	3	4
					1	2	3	4				
1975	6	17	08:11	8	3,6				315			
1986	3	16			1,3				315			
1987	3	18	10:05	1	0,5				225			
1987	6	29	16:55	1	0,5							
1987	7	13	16:31	1	0,4				270	180		
1987	7	17	14:30	1	0,8							
1987	9	15	10:28	1	0,8							
1988	3	11	09:53	1	0,4	1			225	180		
1988	3	28		1	0,4							
1998	6			1	0,4							
1989	2	21	10:12	3	0,4	0,4	0,4		135	135	135	
1989	4	6	13:41	1	1							
1989	4	12	11:34	2	0,8	1						
1989	11	9	02:30		0,4				180			
1990	4			2	0,8	0,8			180	180		
1990	5	29		1	0,4				315			
1990	8				0,4							
1990	10				0,4							
1991	5	22	05:10	1	0,4							
1991	12	9		3	0,4							
1992	2	24			1,1				270			
1992	5	3	07:23		0,4				270			
1992	8	4	15:43	1	0,4	0,4			270	180		
1992	8	4	16:04	1	0,8				180			
1992	9			1	0,3	0,7	0,7		45	0	180	
1992	10			1	1,3	1,5	1,65		225	270	180	
1992	11				0,4				270	225		
1993	2			1	1,4				180			
1993	3	23	19:30	1	0,9				135			
1993	4	15			0,4							
1993	5	12	12:35	1	0,4	0,4	0,4		270	270	270	
1993	6	24	14:34		0,75				225			
1993	8	28	21:00	1	2,2	2,6	3,2		270	315	0	
1993	11			1	0,4				225			
1994	9	29			0,4							
1995	9				0,4							
1995	12				1,1	1			315	270		
1996	4			2	0,9	0,3			225	315		
1996	8	29		1	0,4				135			
1996	9	11	09:26	1	0,5				225			
1996	9	29	17:00	2	0,4				225	0	315	
1996	11	20	16:54		1				0			
1996	12	11	11:09		0,4				0			
1996	12	30	16:30	1	1,1							
1997	1	14		1	1,3				45			
1997	2	27	16:00		0,4							
1997	5				0,4				0	270		
1997	8	19		2	0,4	0,4			180	315		
1998	1				0,6				135			
1998	2				1				135			
1998	5	5	12:20	23	2				0			
1999	2	10			0,4				0			
1999	10	26	17:21		1,2				270			
2000	6	16	12:15	1	0,4				45			
2000	8	23	09:55	27	2,35				0			
2000	9			4	0,4	0,4	0,4	0,4	0	0	0	0
2001	3	24	12:50	12	2				0			

ANNEXE 2

Liste de coulées de lave

COULÉES DE LAVE													
Code	Fronts secondaires	Période		Durée	Cratère	Azimut	Altitude initiale (m.s.n.m.)	Altitude finale (m.s.n.m.)	Longueur (km)	Épaisseur (m)	Largeur (m)	Commentaires	Source d'information
		Début	Fin										
1		sept-71	mai-05	3 ans ?	A								Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
2		sept-71	août-72	11 mois	A								Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
3		sept-72	mai-05	4 mois ?	A								Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
5		mai-74	?	?	C		1400						Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
14		juin-75	juil-75	1 mois ?	C		1400						Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
18		dic-76	?	?	C		1400						Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
26		avr-78	juil-78	3 mois	C		1400						Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA.
27		janv-78	juin-78	6 mois	C		1400	650					Boletín de Vulcanología N°1, 1978. UNA; GVN, 1978
28		juil-78 ?	nov-78	5 mois	C	NW	1400	?					Boletín de Vulcanología N°2, octubre 1978. UNA. Boletín de Vulcanología N°3, febrero 1979. UNA.
		?	07/15/78				1400	1100				Divisée	GVN, 1979
FRONT # 1		07/15/78	oct-78			W	1100	830	0.5-0.6 m à partir de la division	15			
FRONT # 1		oct-78	nov-78			W	830	?				Arrêté	
FRONT # 2		juil-78	oct-78			N	1100	?	0.15			Arrêté par des coulées précédentes	
29		déc-78 ?	05/18/79	6 mois	C	NE	1400	1000	0,6				Boletín de Vulcanología N°3, febrero, 1979. UNA. Boletín de Vulcanología N°4, junio, 1979. UNA; GVN, 1979
		?	12/02/78			NE	1400	1100	0,5				
		12/02/78	05/18/79			NE	1100	1000	0,1			Arrêté	
30		mai-79 ?	sept-79	5 mois	C	W	1400	1130					Boletín de Vulcanología N°3, febrero, 1979. UNA. Boletín de Vulcanología N°4, junio, 1979. UNA; GVN, 1979
		?	05/18/79			W	1400	1300	0,33				
		05/18/79	09/20/79			W	1300	1130				Arrêté	
31		Set-79	nov-80	15 mois	C	SW	1400	?					Boletín de Vulcanología N°4, junio, 1979. UNA. Boletín de Vulcanología N°5, setiembre, 1979. UNA. Boletín de Vulcanología N°6, enero, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°7, abril, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°8, julio, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA; GVN, 1980
		?	09/20/79			SW	1400	900					
FRONT # 1		?	09/20/79			W	900	700		20			
FRONT # 2		09/20/79	janv-80			S	?	?					
FRONT # 3		févr-80	02/28/80			SW	1200	1000		20	50		
FRONT # 4 al 7		févr-80	02/28/80			SW	1200	?					
		févr-80	nov-80			SW	?	?				Arrêté	
32		05/ini/80	nov-80	7 mois		W	1400	?					Boletín de Vulcanología N°8, julio, 1980. UNA; GVN, 1980
		05/ini/80	07/ini/80			W	1400	1100		20	60		
FRONT # 1			07/ini/80			W	1100	900					
FRONT # 1			07/10/80			W	900	?					
FRONT # 1			07/10/80			W	?	?				Arrêté	
33			07/ini/80		C	NW	1400	?				Parallèle à N° 20	Boletín de Vulcanología N°8, julio, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°10, marzo, 1981. UNA; GVN, 1980
			07/ini/80	07/11/80		NW	1400	1200					
			07/11/80	nov-80		NW	1200	1100					
			déc-80				1100	?				Arrêté	
34		Set-80	mai-81	9 mois	C	W	1400	900?					Boletín de Vulcanología N°9, noviembre, 1980. UNA. Boletín de Vulcanología N°10, marzo, 1981. UNA; GVN, 1980-81
			sept-80	févr-81			1400	1300				1,5 km/jour	
FRONT # 1			sept-80	11/12/80		NW	1300	1200					
FRONT # 2			sept-80	11/11/80		W	1300	800					

		06/30/89	07/04/89			N		1200				2 fronts	GVN, 1989
		juil-89				NW							GVN, 1989
		août-89				N y E							GVN, 1989
		sept-89				N y NW							GVN, 1989
		nov-89				NW y SW							GVN, 1989
		janv-90				NE, N, NW							GVN, 1990
		mars-90				NW		700 ?				Vers Tabacón	GVN, 1990
		mars-90	avr-90										
		avr-90	05/21/90					750				4 fronts	
		mars-90	avr-90			S							GVN, 1990
		avr-90										Coulées sortis d'une fissure à ~100 m au S du cratère	GVN, 1990
		05/21/90	06/27/90			SSW		1500					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 3, n°5, diciembre 1990. ICE.
		06/27/90	10/fin/90 ?										GVN, 1990
		05/21/90	10/fin/90 ?			NW	1633	?	1				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 3, n°5, diciembre 1990. ICE; GVN, 1990
		05/21/90	06/27/90			NW		1350-1400	1				
		06/27/90	août-90			NW		1200					
		05/21/90	10/fin/90 ?			NW		?					
		06/06/90				S			0,3				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 3, n°5, diciembre 1990. ICE.
		nov-90				S y SW		~1300	~0.3				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 3, n°5, diciembre 1990. ICE; GVN, 1990
		janv-91				W							Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
		janv-91				N y NW			0,9				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
		janv-91				SW y S							Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
		avr-91				SW y S		700					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
		avr-91				WNW			0,2				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
ICE-5		mai-91	août-91	Aprox. 4 mois		SSW	1633	800	1				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°7, junio 1991. ICE; GVN, 1991
		mai-91	juin-91			SSW	1633	800					
FRONT # 1		mai-91					1633	1000					
FRONT # 2		mai-91					1633	?					
		juin-91	août-91					?					
ICE-6		sept-91	nov-91	Aprox. 3 mois		SSW	1633	800	1,65				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°8, diciembre 1991. ICE.
FRONT # 1			11/fin/91					850					
FRONT # 2			11/fin/91					850					
FRONT # 3			11/fin/91					?					
ICE-7		sept-91	?			WNW	1633	?					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 4, n°8, diciembre 1991. ICE.
		sept-91	oct-91			WNW	1633	?					
		?	?			NNW	?	?				Vers Tabacón	
ICE-8		oct-91	03/med/92	Aprox. 6 mois		252	1633	730	2,82				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 5, n°9-10, diciembre 1992. ICE.
		10/01/91	11/28/91	58			1633		2,18				
		11/28/91	01/08/92	41					0,4				
		01/08/92	03/15/92	67				730	0,24				
ICE-9		oct-91	mars-93	Aprox. 18 mois		235	1633	610	5,57				Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 5, n°9-10, diciembre 1992. ICE. Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, año 6, n°11-12, noviembre 1996. ICE.
		01/31/92	02/26/92	26		270	1633	1100	0,6				
FRONT # 1		02/26/92	05/14/92	78		270	1100	810	0,6				

		09/18/97	déc-1997	Aprox. 4 mois		270	1500	1400					
ICE-21		01/fin/98	avr-98?	Aprox. 3 mois?		N	1633	1000?					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 11, nº20-21, diciembre 1999. ICE.
		01/fin/98	févr-98			N	1633	1100					
		févr-98	mars-98			N	1100	1000					
FRONT # 1		févr-98	mars-98			NW	1300	1200				Vers la vallée de Tabacón	
FRONT # 2		mars-98	avr-98?			W	1400	1250?	0,1				
ICE-22		avr-98	?			NW	1633	1200					GVN,1998
ICE-23		04/ini/98	?			W	1633	1450					GVN,1998
ICE-24		avr-98	05/ini/1998	Aprox. 1 mois ?		N	1633	1100?					GVN,1998
		avr-98	?			N	1633	1300					
		avr-98	05/ini/1998			N	1300	1100				Arrêté	
ICE-25		avr-98	?			NW	1633	1200					GVN,1998
ICE-26		05/05/98	05/26/98	Aprox. 1 mois		NW	1633	800				Sorti après un écoulement pyroclastique	GVN,1998
ICE-27		05/12/98	?	?		NW	1633	780					GVN,1998
ICE-28		06/med/98	?			NE	1633	800					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 11, nº20-21, diciembre 1999. ICE.
		06/med/98	06/fin/98	15 jours		NE	1633	800					
FRONT # 1		06/med/98	?			NW	1100	850					
ICE-29		déc-98	févr-99	Aprox. 3 mois			1633	1200					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 11, nº20-21, diciembre 1999. ICE.
ICE-30		janv-00		?		NNE	1633						Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-31		janv-00		?		SE	1633						Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-32		janv-00		?		E	1633						Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-33		03/ini/00	04/ini/00	Aprox. 1 mois		360	1633	900				Vers le lac Cedeño	Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-34		04/ini/00	05/ini/00	Aprox. 1 mois		SW	1633	700					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-35		?	sept-00?	?		NNE	1633	700?					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
		?	08/26/00	?		NNE	1633	1400					
		08/26/00	09/ini/00			NNE	1400	1000					
		09/ini/00	09/09/00			NNE	1000	700					
ICE-36		09/12/00	09/fin/00	Aprox. 1 mois		NNE	1633	1200					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
ICE-37		10/med/00		?		NNE	1633	750?					Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal y Miravalles, año 12, nº23-24, diciembre 2000. ICE.
FRONT # 1		10/med/00		?		NNE		1200					
FRONT # 2		10/med/00		?		NNE		750					

ANNEXE 3

Article: Geophysical Research Letters

Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica

Mauricio M. Mora,^{1,2} Philippe Lesage,^{1,3} Jacques Dorel,^{3,4} Pierre-Yves Bard,⁵ Jean-Philippe Métaxian,^{1,6} Guillermo E. Alvarado,^{2,7} and Carlos Leandro⁷

Abstract. By using data obtained with a linear array at Arenal volcano, we show that the H/V spectral ratio method can be profitably applied to detect site effects on volcanoes. Similar results are obtained when calculating spectral ratios with different types of seismo-volcanic signals (tremor, ambient noise, explosion quakes, LP events). We compare the H/V ratios with theoretical S-wave transfer functions calculated using velocity models obtained from seismic refraction studies. There is a good agreement when the H/V ratios display sharp peaks, indicating a close relationship between the ratios and the transfer function of the shallow structure. Furthermore, the main peaks of the spectral ratios are consistent with local amplification of seismic waves observed at the corresponding frequencies.

Introduction

Volcanoes are complex heterogeneous structures including hard rock and poorly consolidated material. The propagation of seismic waves is thus affected by complex phenomena, which can locally modify their amplitude, polarization, incidence angle, or their propagation direction and velocity (e.g. Neuberg and Pointer, 2000). In particular, local amplifications of volcanic tremor at some frequencies have been observed at several volcanoes: Stromboli, Italy (Del Pezzo et al., 1974; Falsaperla et al., 1992; Ntepe & Dorel, 1990), Klyuchevskoy, Kamchatka (Gordeev et al., 1989; 1990) and Sakurajima, Japan (Tsuruga et al., 1997). Those site effects can be pointed out and distinguished from source effects by comparing spectra obtained at spatially separated seismic stations. However, they are generally not studied in detail in volcanic contexts, even though it is important to detect and characterize them in order to avoid misinterpretations. On the other hand, site effects have been widely studied in the framework of earthquake hazard reduction programs, and several methods, either experimental, empirical or numerical, have been proposed for this purpose

(Bard, 1999). One of them, the H/V spectral ratio method, is based on the ratio of the horizontal and vertical components spectra of the microtremor recorded at a single station (Nakamura, 1989). While its theoretical basis has been controversial (Bard, 1999), many works have demonstrated that the H/V ratio gives good measurements of the fundamental resonance frequency of the local structure (e.g., Lermo & Chávez-Gracia, 1994; Theodulidis et al., 1996; Lachet et al., 1996), although not producing reliable determination of the amplification at the resonance frequency (Lachet and Bard, 1994).

In this paper, we present an application of the H/V spectral ratio method for the identification and characterization of site effects at Arenal volcano, Costa Rica. By using records from a linear array, we verify that reliable and similar results are obtained when calculating H/V spectral ratios with different types of seismo-volcanic signals. The H/V ratios are also compared to the theoretical S-wave transfer functions calculated by using velocity models obtained from seismic refraction surveys.

Seismic arrays and data

Arenal is a 1640 m o.s.l. high volcano located at the north of Costa Rica (10°28' N – 84°42' W, Figure 1). Since the large 1968 eruption, Arenal has permanent activity characterized by strombolian explosions, gas emanations, lava flows and sporadic pyroclastic flows. Seismic activity includes signals such as harmonic and spasmodic tremors,

¹Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université de Savoie, Le Bourget-du Lac, France.

²Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

³Centre de Recherches Volcanologiques (CNRS).

⁴Observatoire de Physique du Globe, Clermont-Ferrand, France.

⁵Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble, France.

⁶Institut de Recherche pour le Développement, France.

⁷Area de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

Copyright 2001 by the American Geophysical Union.

Paper number 2001GL013049.
0094-8276/01/2001GL013049\$05.00

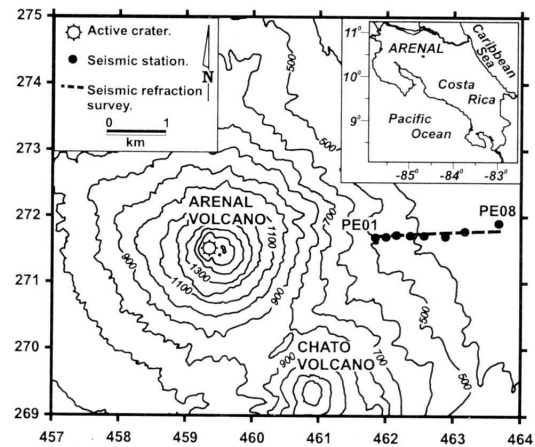


Figure 1. Arenal volcano, Costa Rica. Location of the east linear array used in this study and the seismic refraction survey, which provided the shallow velocity structure.

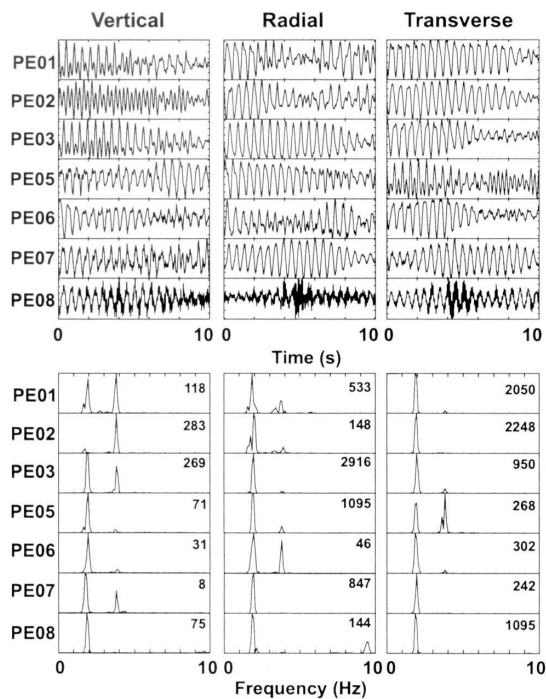


Figure 2. Three components waveforms (top) and corresponding normalized power density spectra (bottom) of a harmonic tremor section recorded along the east linear array. Numbers at the upper right corner of the spectra corresponds to the maximum amplitude. No records are available at station PE04 because of a recorder failure.

explosions and long-period (LP) events. The corresponding seismic sources are localized beneath the active crater (Hagerty et al., 2000; Métaixian and Lesage, 2001). A seismic experiment was carried out in 1997 in order to study the sources and wavefield of the tremor and LP events. Several dense arrays with various configurations were set up at different places around the volcano. In this paper, the discussion will focus on the data obtained with a linear array deployed on the east flank (Figure 1). It is a 1.9 km long radial array composed of 8 stations located 150 to 500 m apart with the first station situated at about 2.5 km from the active crater. Stations include 3-components 2 Hz L22 seismometers, with the N-S component oriented radial to the active crater. Sismalp3 LEAS recorders were operated in continuous mode with a sample rate of 100 Hz.

In a second stage of the experiment, a seismic refraction profile and a geoelectric survey were carried out along the linear array (Figure 1). A detailed 2D velocity model has been obtained down to about 100 m deep (Leandro and Alvarado, 1999). Four main units are generally identified. The first and shallower layer is thin (5-15 m) with P-wave velocities varying between 0.2 and 0.8 km/s; it corresponds to recent epiclastic and pyroclastic deposits. The second layer, with thickness of 10 to 45 m and V_p in the range 0.9-1.6 km/s, includes low-consolidated deposits (fine to medium tephra interbedded with paleosoils). The third layer, with V_p between 2.1 and 2.8 km/s, is 15 to 60 m thick and is correlated with breccias and tuffs. A fourth unit, up to 100 m thick with

velocities of 2.8 to 3.9 km/s, is associated with lava. Two geophysical anomalies are detected along the profile and seem to be related to faults. The thickness and physical properties of the layers present large variations even between sites located a few hundreds of meters apart.

Figure 2 displays three components seismograms and spectra of harmonic tremor. Strong variations of the relative amplitude of the spectral peaks are observed between stations close to each other. For instance, the relative amplitude of the vertical component spectral peak at 1.9 Hz is very low at station PE02. Likewise, the amplitude of the 3.8 Hz peak is much smaller at PE05, PE06 and PE08 than at the other stations. These local amplitude variations induce important distortions in energy as a function of distance, which should normally be a smooth decaying curve (Figure 3). For example, there is a strong amplification of the transverse component at station PE05 in the 3-5 Hz spectral band. While the regularly spaced peaks in the spectra are source effects (Benoit and McNutt, 1997; Hagerty et al., 2000), the local variations of the peak amplitude are probably site effects.

Methods and Data Processing

Several sets of high quality records of various types (harmonic tremor, spasmodic tremor, noise, explosions and LP events) were selected. The Fourier transforms of 20 s long signal slices were calculated and smoothed by a 0.4 Hz wide moving window. The horizontal term in the H/V ratio is the geometrical average of the two horizontal components spectra. Then, assuming a log-normal distribution of spectral ratios (Field and Jacob, 1995), the logarithmic average and the corresponding standard deviation were calculated.

The theoretical transfer functions of the local structure at each station were computed for vertically incident S-waves by using the reflectivity method (Kennett and Kerry, 1979). One-dimensional P-wave velocity models were obtained from the seismic refraction and geoelectric surveys. S-wave velocities were derived taking V_w/V_s ratios characteristic of low consolidated materials (2.0 and 3.0 for dry and saturated layers, respectively). A S-wave velocity contrast of about 2 determines the limit between the soft resonating layers and the competent underlying half space of the models.

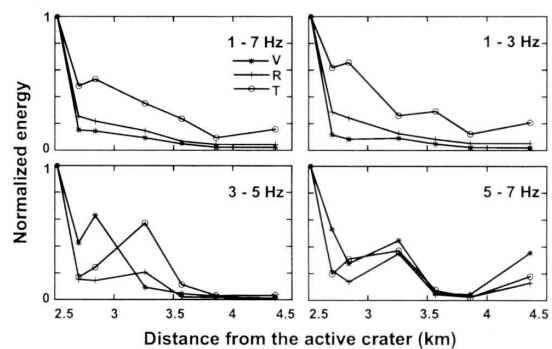


Figure 3. Tremor energy as a function of the distance from the active crater along the radial array, in several frequency bands. All the calculated energies are normalized by the corresponding values at station PE01. V: vertical, R: radial, T: transverse component.

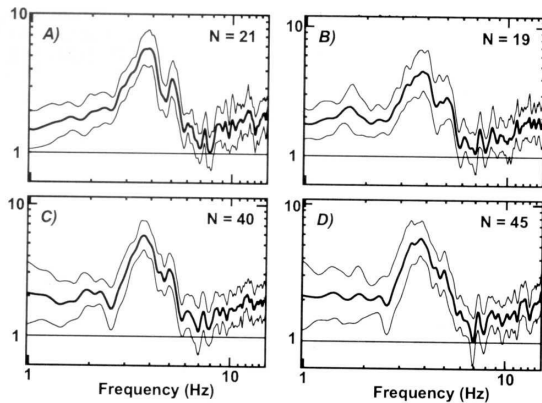


Figure 4. Mean H/V spectral ratios (solid lines) and mean ratios ± 1 standard deviation (thin lines) at station PE05, calculated by using different types of signal: a) seismic noise, b) long-period events and explosions, c) spasmodic tremor, d) harmonic tremor. N in the upper right corner is the number of signal sections used for computing the average and the standard deviation.

Results

The mean H/V ratios calculated with the different types of signal display similar shape. At station PE05, for example, the ratios are all characterized by a large peak near 3.5 Hz (figure 4). This shows that reliable H/V ratios can be obtained by using the different types of events generated in volcanoes. It is consistent with the conclusions of Lachet and Bard (1994) who demonstrated, using numerical simulations, that the fundamental peak frequency in the H/V ratios does not depend on the source. Furthermore, the moderate values of the standard deviations indicate that the H/V ratio computations are stable with respect to the selected signals. However, standard deviations are lower when using noise and are higher for the harmonic tremor, indicating that the ratio dispersion is smaller for signals with broad spectra than for signals with limited bandwidths.

Figure 5 displays the H/V spectral ratios, obtained with seismic noise, and the corresponding theoretical transfer functions for all the stations. The large variations observed along the array reflect the heterogeneous nature of the underlying geological structure. Several H/V ratios exhibit a low frequency peak indicative of a resonance effect in the poorly consolidated layers. In some cases, there are peaks at higher frequency suggesting that the resonance of individual thin layers can also occur, probably when the impedance contrast with the surrounding material is large enough. The fundamental frequency is generally in the range 1.8 to 2.2 Hz, with the exception of station PE05 that exhibits a large peak at 3.5 Hz. In the case of PE06 and PE07, the corresponding peak has very low amplitude, which indicates the lack of pronounced discontinuity between the shallow soft deposits and the deep competent materials.

The fundamental peak frequency of the theoretical transfer function is in good agreement with the H/V ratio peak at stations PE02, PE03 and PE05, while a clear discrepancy is observed at PE01. At PE06, PE07 and PE08, the transfer functions do not contain any peak at frequencies lower than 5 Hz, reflecting the shape of the corresponding H/V ratios. On

the other hand, at most stations, the transfer functions exhibit high frequency peaks that do not always coincide with H/V ratio peaks. Reasons for the agreements and discrepancies are discussed in the following section.

Discussion

The peaks in the H/V ratios are often associated with the amplification of the horizontal components of the seismic waves and resonance effects of the shallow structure. Thus the transfer function of vertically incident S-waves usually presents peaks at the same frequencies as those found for the ratios. In this study, the agreement between the fundamental resonance frequency obtained by both the H/V ratios and the theoretical transfer functions is correct only when the corresponding peak is sharp. This feature is probably associated with a strong impedance contrast at an interface in the shallow structure, which produces a resonance effect. Such a discontinuity is also easy to detect by seismic refraction, leading to reliable velocity models. This supports the close relationship between the spectral ratios and the structure. For other stations the agreement is not as good. It can be partly due to poorly constrained velocity models, as these stations are either at an end of the seismic refraction profile (PE01, PE08) or are about 100 m distant from the line (PE06, PE08). Lateral heterogeneities and topography effects

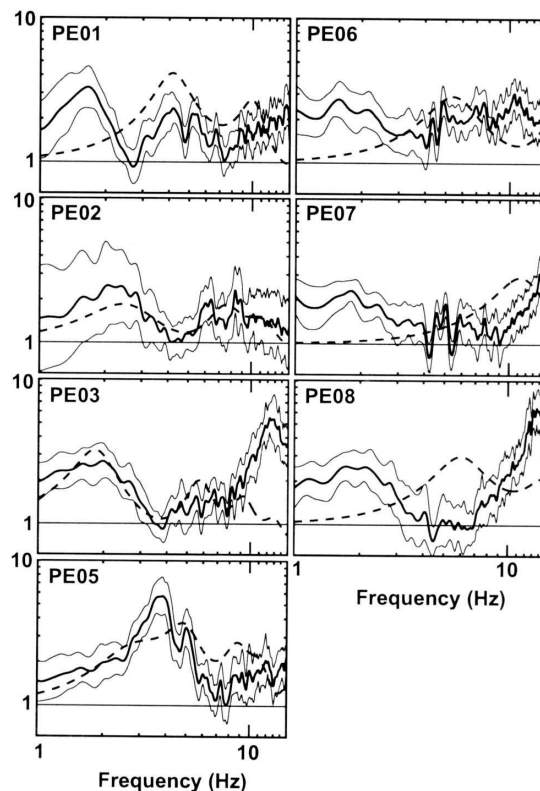


Figure 5. Mean H/V ratios (solid lines), calculated with 21 slices of ambient noise, mean ratios ± 1 standard deviation (thin lines) and theoretical S-wave transfer functions (dashed lines) for the stations of the linear array.

can produce complex perturbations of the wave field. Nevertheless, the topography along the east profile is relatively smooth, so its effect would be weak. Most of the discrepancies probably result either from bad estimates of the velocity contrasts at the interfaces that determine the resonating set of layers, or from strong lateral heterogeneities. The H/V spectral ratios obtained in this study reveal site amplifications that can explain the irregularities of the curves of energy as a function of distance. In particular, the large 3.5 Hz peak of the spectral ratio at PE05 (Figure 5) is consistent with a strong amplification of the horizontal component in the 3-5 Hz frequency band (Figure 3).

Conclusions

An increasing number of studies aim at obtaining detailed features of the seismic wavefield in volcanoes, e.g. amplitude decay, polarization, propagation direction and velocity, incidence angle, which in turn can provide information on the seismic sources. Strong velocity variations in the shallow volcanic structures can produce large site effects that perturbate the wavefield. This can lead to misinterpretations if this phenomenon is not properly detected and characterized. The Nakamura's method is cheap, easy-to-use and efficient in measuring the fundamental resonance frequency of the structure, although it does not provide correct estimates of the corresponding amplification. In this work, we have shown that reliable calculations of the H/V spectral ratios can be obtained for all types of seismo-volcanic signal. Several peaks of the spectral ratios are consistent with local amplifications observed in the corresponding spectral bands and are clearly related to the shallow geological structure. Hence, it seems necessary to calculate the H/V spectral ratio for any seismic station set up on a volcano.

Acknowledgments. We thank the staff at the Instituto Costarricense de Electricidad and Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Miravalles for their logistical support during the field work and for the seismic refraction and electric surveys they carried out. We also thank the Arenal Conservation Area staff for the facilities provided during the field work. The manuscript was improved thanks to the remarks of two anonymous reviewers. This study was supported by the Programme Régional pour la Prévention du Risque Volcanique en Amérique Centrale (PREVO-MAE), the Programme National de Recherche sur la Prévision et la Prévention des Risques Naturels (PNRN-INSU), the Centre de Recherches Volcanologiques (CRV-CNRS), the Université de Savoie and the Institut de Recherche pour le Développement.

References

Bard, P.-Y., Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? State-of-the-art paper presented at Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion, Yokohama, December 1-3, 1998, Volume n°3, 1251-1279, 1999.

Benoit, J. P., and S. R. McNutt, New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, using broadband seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 449-452, 1997.

Del Pezzo, E., I. Guerra, A. Lo Bascio, G. Luongo, G. Nappi, and R. Scarpa, Microtremors and volcanic explosions at Stromboli, *Bull. Volcanol.*, **38**, 1023-1036, 1974.

Falsaperla, S., B. Martinelli, and R. Schick, Seismic activity at Stromboli (Southern Italy) for the period 1983-1986, in *Volcanic Seismology*, edited by P. Gasparini, R. Scarpa, and K. Aki, 267-278, Springer-Verlag, Berlin, 1992.

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

Gordeev, E., Y. Melnikov, V. Sinityn, and V. Chebrov, Volcanic tremor of Kliuchevskoi volcano (1984 Eruption), in *Volcanic Hazards, Assessment and Monitoring*, edited by Latter, J.H., 486-503, Springer-Verlag, Berlin, 1989.

Gordeev, E., V. Saltykov, V. Sinityn, and V. Chebrov, Temporal and spatial characteristics of volcanic tremor wavefields, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **40**, 89-101, 1990.

Hagerty, M.T., S.Y. Schwartz, M.A. Garcés, and M. Protti, Analysis of seismic and acoustic observations at Arenal Volcano, Costa Rica, 1995-1997, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 27-65, 2000.

Kennett, B.L.N., and N.J. Kerry, Seismic waves in a stratified half-space, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **57**, 557-583, 1979.

Lachet, C., and P.-Y. Bard, Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth*, **42**, 377-397, 1994.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis, Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) : comparison of different approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1692-1703, 1996.

Leandro, C., and G. Alvarado, Geological - Geophysical study of a Eastern and Western section in the Arenal volcano, *Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles*, **20-21**, 48-58, 1999.

Lermo, J., and J.F. Chávez-García, Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1350-1364, 1994.

Métaxian, J.-Ph., and Ph. Lesage, Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation : Application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res. (submitted)*, 2001.

Nakamura, Y., A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, **1**, 25 - 33, 1989.

Neuberg, J., and T. Pointer, Effects of volcano topography on seismic broad-band waveforms, *Geophys. J. Int.*, **143**, 239-248, 2000.

Ntepe, N., and J. Dorel, Observations of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **43**, 235-251, 1990.

Theodulidis, P., P.-Y. Bard, R. Archuleta, and M. Bouchon, Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 306-319, 1996.

Tsuruga, K., K. Yomogida, S. Honda, H. Ito, T. Ohminato, and H. Kawakatsu, Spatial and temporal variations of volcanic earthquakes at Sakurajima volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **75**, 337-358, 1997.

G. E. Alvarado and C. Leandro, Area de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, Instituto Costarricense de Electricidad, Apartado Postal 10032-1000, San José, Costa Rica (ganduni@cariari.ucr.ac.cr, cleandro@icelec.ice.go.cr).

P.-Y. Bard, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph Fourier B.P. 53 X - 38041 Grenoble, Cedex, France (Pierre-Yves.Bard@igit.obs.ujf-grenoble.fr)

J. Dorel, Observatoire de Physique du Globe, 24 Avenue des Landais, Complexe des Cezeaux, 63170 Aubiere, Clermont-Ferrand, Cedex, France (J.Dorel@opgc.univ-bpclermont.fr).

P. Lesage, J.-P. Métaxian, and M. M. Mora, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université de Savoie, 73376 Le Bourget-du-Lac, Cedex, France (lesage@univ-savoie.fr, metaxian@univ-savoie.fr, mmora@cariari.ucr.ac.cr)

(Received: February 16, 2001; revised: April 17, 2001; accepted: May 23, 2001.)

ANNEXE 4

Modèles de vitesse pour le calcul de
fonctions de transfert

MODELES SISMIQUE REFRACTION PEST

Station	Profondeur (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp/Vs	Vs contrast	Density g/cm3	Qp	Qs
PE01	0	300	150	2,00		1,7	10	5
	4	700	350	2,00	2,33	1,7	10	5
	18	3900	1300	3,00	3,71	3	250	250
PE02	0	250	125	2,00		1,7	10	5
	2	500	250	2,00	2,00	1,7	10	5
	6	900	450	2,00	1,80	1,7	10	5
	38	1100	550	2,00	1,22	2,8	250	250
PE03	0	300	150	2,00		1,7	10	5
	2	600	300	2,00	2,00	1,7	10	5
	8	900	450	2,00	1,50	1,7	10	5
	52	4000	1333	3,00	2,96	3	250	250
PE04	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PE05	0	300	150	2,00		1,7	10	5
	2	450	225	2,00	1,50	1,7	10	5
	8	1000	500	2,00	2,22	1,7	10	5
	22	2400	800	3,00	1,60	2,8	250	250
	84	3600	1200	3,00	1,50	3	250	250
PE06	0	300	150	2,00		1,7	10	5
	2	600	300	2,00	2,00	1,7	10	5
	12	1400	700	2,00	2,33	2,8	250	250
	32	2300	766	3,00	1,09	2,8	250	250
PE07	0	400	200	2,00		1,7	10	5
	2	600	300	2,00	1,50	1,7	10	5
	6	1500	750	2,00	2,50	2,8	250	250
	28	2300	766	3,00	1,02	2,8	250	250
PE08	0	400	200	2,00		1,7	10	5
	4	800	400	2,00	2,00	1,7	10	5
	14	1600	800	2,00	2,00	2,8	250	250
	30	2200	880	2,50	1,10	2,8	250	250

Couches considérées saturées

MODELES SISMIQUE REFRACTION PWEST

Station	Profondeur (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp/Vs	Vs contrast	Density g/cm3	Qp	Qs
PW01	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	6	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	18	900	450	2,00	1,80	1,7	20	10
	78	2200	900	2,44	2,00	3	500	500
PW02	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	5	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	11	900	450	2,00	1,80	1,7	20	10
	78	2200	900	2,44	2,00	3	500	500
PW03	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	4	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	15	750	375	2,00	1,50	1,7	20	10
	87	2200	900	2,44	2,40	3	500	500
PW04	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	6	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	14	750	375	2,00	1,50	1,7	20	10
	92	1050	900	1,17	2,40	3	500	500
PW05	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	6	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	18	800	400	2,00	1,60	1,7	20	10
	92	2250	900	2,50	2,25	3	500	500
PW06	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	3	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	10	750	375	2,00	1,50	1,7	20	10
	72	2250	900	2,50	2,40	3	500	500
PW07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PW08	0	300	150	2,00		1,7	20	10
	1	450	225	2,00	1,50	1,7	20	10
	8	800	400	2,00	1,78	1,7	20	10
	32	1200	450	2,67	1,13	2,8	500	500
	88	2250	900	2,50	2,00	3	500	500
PW09	0	300	150	2,00		1,7	20	10
	3	500	250	2,00	1,67	1,7	20	10
	15	1100	450	2,44	1,80	2,8	500	500
	72	2400	950	2,53	2,11	3	500	500
PW10	0	400	200	2,00		1,7	20	10
	2	600	300	2,00	1,50	1,7	20	10
	16	800	350	2,29	1,17	2,8	20	10
	48	2100	850	2,47	2,43	3	500	500
PW11	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	2	500	250	2,00	1,43	1,7	20	10
	6	800	400	2,00	1,60	1,7	20	10
	30	1600	650	2,46	1,63	2,8	500	500
PW12	0	350	175	2,00		1,7	20	10
	2	900	450	2,00	2,57	1,7	20	10
	8	1400	550	2,55	1,22	2,8	500	500

	36	1950	750	2,60	1,36	2,8	500	500
	60	2100	850	2,47	1,13	3	500	500
PW13	0	400	200	2,00		1,7	20	10
	2	800	400	2,00	2,00	1,7	20	10
	6	1200	450	2,67	1,13	2,8	500	500
	20	1850	750	2,47	1,67	2,8	500	500
	136	2300	950	2,42	1,27	3	500	500
PW14	0	400	200	2,00		1,7	20	10
	2	1000	400	2,50	2,00	2,8	500	500
	10	1850	750	2,47	1,88	2,8	500	500
	110	2350	950	2,47	1,27	3	500	500

Couches considérées saturées