



terre, océan, atmosphère

NOTES TECHNIQUES

**SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE**

**N° 15
1996**

**Rapport sur la crise du mois
de Mars 1995 du Volcan
AOBA
(République du Vanuatu)**

A* U.S.A. ex.2.

**J-P. METAXIAN
M. REGNIER
M. LARDY**

Document de travail



010004492

**INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

ORSTOM

**REPRÉSENTATION DE L'ORSTOM
EN RÉPUBLIQUE DU VANUATU**

Rapport sur la crise du mois de mars 1995 du volcan AOBA (République du Vanuatu)

J-P. Métaxian, M. Régnier, M. Lardy

Résumé: Le volcan AOBA (république du Vanuatu) a manifesté des signes précurseurs d'une activité éruptive au début du mois de mars 1995: explosion phréatique, réchauffement du lac intracaldérique Vouï accompagné de l'émission continue d'un panache de gaz à la surface du lac, enregistrement d'un trémor de forte amplitude. Cette crise volcanique fait suite à une crise tectonique survenue au mois de décembre 1994 et associée à un foyer sismique superficiel localisé à proximité d'AOBA. Il n'existe cependant aucune données géophysiques concernant l'activité du volcan pendant les mois précédant la crise. Une mission de terrain effectuée entre le 18 mars et le 4 avril 1995 avec 5 stations sismologiques, dont 2 stations analogiques révèle une faible sismicité caractérisée essentiellement par des micro séismes de type volcano-tectonique, au nombre d'environ un événement par heure. Cette sismicité est très superficielle, localisée sur les flans du volcan et peut résulter de réajustements de contraintes dans la structure volcanique. La sismicité de type volcanique ou trémor est extrêmement faible (quelques événements au cours des 2 semaines de mesures). L'amplitude de ces signaux, ainsi que celle du bruit de fond a fortement diminué, d'un facteur 10 à 30, par rapport aux trémors et au bruit de fond enregistrés au début de la crise. Cette diminution très nette de l'activité sismique s'est accompagnée d'une diminution du dégazage à la surface du lac Vouï. Il faut toutefois envisager la possibilité de nouvelles crises dans les mois à venir pouvant mener à une phase éruptive.

I~ Introduction

Le 3 mars 1995, le volcan Aoba (République du Vanuatu) a manifesté des signes inquiétants d'initiation d'une crise éruptive. Ces signes se sont caractérisés principalement par l'émission d'un panache estimé à 2 ou 3 km de hauteur et par une augmentation importante du dégazage du lac Vouï situé dans la caldeira sommitale du volcan. Alerté par la population de l'île, Michel Lardy (ORSTOM Vanuatu) a installé dès le 4 mars un géophone et un magnétophone DAT au pied du volcan qui ont permis d'enregistrer un trémor monochromatique d'assez forte amplitude (10 à 30 $\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 9 km du cratère).

Suite à ces manifestations du volcan Aoba, considéré comme le plus dangereux de l'archipel du Vanuatu (Robin et Monzier, 1994), Michel Lardy et Claude Robin (ORSTOM Equateur) ont alerté les autorités du Vanuatu des dangers encourus par les populations habitant dans un rayon de 10 km autour du cratère. Une échelle comportant 4 degrés de dangerosité a été mise en place dès le 13 mars, en vue du déplacement des habitants concernés par la zone à risques. Une mission de terrain d'une durée de 2 semaines (18 mars au 4 avril 1995) a été menée par Jean-Philippe Métaxian (ORSTOM, Université de Savoie) et Marc Régnier (ORSTOM Vanuatu) avec pour objectif l'observation du niveau d'activité

volcanique, le suivi de son évolution au cours du temps et l'estimation du degré de risque volcanique.

Nous présentons dans ce document les résultats des observations effectuées au cours de cette mission. Nous rappelons d'abord brièvement les informations acquises au cours de la crise tectonique du mois de décembre 1994 dans la région d'Aoba et l'état des connaissances de l'activité volcanique précédant cette mission. Nous décrivons ensuite les différents types de signaux d'origine volcanique enregistrés au cours de la mission, le niveau de sismicité et son évolution au cours du temps et nous essayons de donner une interprétation préliminaire sur l'origine et les mécanismes générant les différents types de séismes enregistrés. Nous proposons à la fin de ce rapport divers moyens d'assurer la surveillance de ce volcan.

II~ Historique de la crise d'Aoba (1994-1995) et état des connaissances au début de la mission.

Le 5 décembre 1994, le personnel du centre ORSTOM de Port-Vila a été mis en alerte à la suite d'une série de secousses ressenties fortement par la population de l'île d'Aoba (Rouland et al., 1995). Cette crise sismique qui a débuté le 4 décembre, a duré environ 15 jours et a connu un paroxysme autour du 5 décembre, avec 13 secousses de magnitude voisine de 4.6. Rouland, Monzier et Baldassari ont étudié cette crise. Ils indiquent que les foyers de ces séismes sont superficiels, moins de 10 km de profondeur et localisés au niveau de l'île d'Aoba. Les dernières localisations effectuées par Régnier à partir de données de 9 stations des différents réseaux de Nouvelle Calédonie et du Vanuatu, dont une station de Santo, situent les foyers de 3 séismes survenus le 4 et le 5 décembre 94 (13h06, 19h02 et 00h46) dans la partie N-E d'Aoba et entre 4 et 6 kilomètres de profondeur. Cette crise a un caractère anormal, puisque entre 1981 et 1991, un seul séisme a été localisé dans cette zone à moins de 20 km de profondeur. Ces événements ont été initialement attribués à des séismes d'origine volcanique à cause de la forme émergente de la première phase de certains d'entre eux et à cause de codas d'une très longue durée et en forme de fuseau. Ces séismes peuvent donc être liés à des mécanismes d'ascension de magmas profonds à la base de la croûte et à la base de l'édifice volcanique.

Aucune activité tectonique superficielle n'a été enregistrée dans la région d'Aoba après le 20 décembre 1994 (Rouland et al., 1995). Une reconnaissance au dessus du lac Vouï, réalisée par Michel Monzier le 7 décembre 1994, n'a révélée aucuns changements d'activité visibles à la surface du lac depuis les dernières observations effectuées en 1991 et 1993 (Robin et al., 1995). Ces observations ont permis d'identifier quelques zones restreintes de dégazage à la surface du lac. Toutefois, la zone de forêt brûlée autour du lac par l'activité fumerolienne paraissait plus étendue que les années précédentes.

Au cours de la période correspondant à la crise tectonique et par la suite, jusqu'au mois de mars, aucune station sismologique n'a fonctionné sur le volcan.

La première phase d'activité volcanique observable a débuté le 3 mars dans la matinée. Un panache dont la hauteur a été estimée à 2 ou 3 km a été observé par les habitants de l'île d'Aoba, ainsi que par des habitants de l'île de Santo, située à 70 km à l'Ouest d'Aoba. D'après les témoignages, ce panache se situait à l'aplomb du lac Vouï et était de couleur

gris ou noir. Il s'agit donc probablement d'une explosion phréatique ayant projeté des dépôts volcaniques anciens issus du fond du lac (cendres ou sédiments).

Alerté par la population, Michel Lardy a installé dès le 4 mars 1995 un géophone relié à un magnétophone numérique au pied du volcan, afin d'enregistrer le bruit de fond sismique. Ce système permet d'effectuer des enregistrements continus sur cassettes DAT d'une durée maximale de 2 heures. Des enregistrements quotidiens de 2 ou 4 heures ont été effectués à partir de cette date et jusqu'au mois d'avril sur le site de Nambangahake, dans la partie sud-ouest de l'île, à 9 kilomètres du cratère (figure 1). Ils ne permettent pas de décrire l'ensemble de l'activité sismique quotidienne, mais une durée d'enregistrement de 2 heures par jour est suffisante pour estimer les variations de cette activité au cours de laps de temps de plusieurs jours à plusieurs semaines. Les premiers enregistrements révèlent des épisodes de trémor quasi monochromatique dont l'amplitude est estimée à 10 à 30 $\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La fréquence dominante du trémor est située autour de 1.5 Hz. La fréquence dominante du bruit de fond sismique semble avoir la même valeur ou être légèrement supérieure. Au cours des jours suivants, Michel Lardy a constaté une augmentation de l'amplitude du bruit de fond et du trémor, avec un maximum le 5 mars dans l'après-midi, puis une baisse progressive à partir du 6 mars 1995.

Au cours des premiers jours de la crise, des observations et des films vidéo tournés par avion montrent un très fort dégazage sur l'ensemble de la surface du lac Vouï. A cette période de l'année, le sommet du volcan est souvent recouvert de nuages, mais un panache de vapeur d'eau est visible depuis la partie sud-ouest de l'île, en particulier au lever du jour, lorsque le contraste thermique entre l'eau du lac, de température probablement anormalement élevée, et l'air est le plus important. La température de l'eau n'a toutefois pas pu être mesurée, ni le PH. Des témoignages indiquent une baisse du niveau du lac, mais ceci ne semble pas évident sur les films ou les photos aériennes.

III~ Installation du réseau sismologique.

Un réseau sismologique composé de 5 stations a été installé sur le volcan Aoba, entre le 18 mars et le 4 avril 1995. Ce réseau comprenait 2 stations analogiques Sprengneter noir de fumée et 2 stations numériques 1 composante de type Lithoscope. Ces stations étaient équipées de sismomètres Mark Product L4C 1 Hz. Le réseau a été complété la deuxième semaine par une station Lennartz 3 composantes équipée d'un sismomètre Lennartz de fréquence de coupure 1 Hz.

III~1 Localisation des stations.

Deux stations, 1 analogique et une numérique 1 composante, ont été installées sur le site NAMB (figure 1), à 9 km du cratère, déjà occupé depuis le 4 mars par une station DAT qui a permis d'enregistrer plusieurs épisodes de trémor de forte amplitude. Nous avons ensuite recherché deux autres sites offrant des azimuts différents par rapport au cratère et situées à des distances différentes par rapport à celui-ci. Après avoir effectué plusieurs essais de sites et rencontré différents problèmes dus à une humidité importante dans les zones boisées, à l'activité humaine ou à des effets de sites sur des terrains géologiques composés d'épaisses couches de dépôts pyroclastiques, nous avons installé une station analogique et une station numérique à NAME, situé à 11 km du cratère et la station Lennartz à SARA (figure 1), situé à 7 km du lac Vouï. Les stations analogiques ont fonctionné en permanence du 21 au 31 mars. Les stations numériques type Lithoscope ont

fonctionné les 20 et 21 mars et du 23 au 31 mars et la station Lennartz, du 28 au 31 mars. La position des stations a été déterminée avec un récepteur GPS monofréquence par rapport à l'ellipsoïde de référence WGS84: NAMB (15° 22'.63 S, 167° 44'.94 E), NAME (15° 25'.38 S, 167° 42'.76 E), SARA (15° 21'.29 S, 167° 46'.44 E).

IV~ Analyse des Données

IV~1 Données analogiques

L'utilisation de stations analogiques avait pour objectif d'avoir un aperçu quotidien de l'activité du volcan, de quantifier le niveau du bruit de fond et d'identifier les différents types de séismes d'origine volcanique.

L'installation d'une station à proximité du village de Nabamgahake (site NAMB) a permis dès le 20 mars d'observer un niveau du bruit de fond sismique très bas, de l'ordre de 0.3 $\mu\text{m.s}^{-1}$. Au début de la crise, des enregistrements sur DAT avaient permis de mesurer sur le même site une amplitude du bruit de fond de l'ordre de 10 $\mu\text{m.s}^{-1}$. En deux semaines, l'amplitude a donc diminué d'un facteur 30. Sur le site NAME, placé à 11 km du cratère, l'amplitude du bruit de fond est du même ordre que sur NAMB, environ 0.2 $\mu\text{m.s}^{-1}$. Au cours des jours suivants, le niveau de bruit est resté constant. Il est 5 à 10 fois supérieur au bruit enregistré généralement dans des zones non volcaniques. Il pourrait correspondre à un état de base de l'activité sismique sur ce volcan.

Les enregistrements analogiques permettent de distinguer des séismes tectoniques régionaux et des séismes de type volcano-tectonique. On enregistre environ 4 à 5 séismes tectoniques par jour, probablement liés à la subduction, puisque les différences de temps d'arrivée T_s - T_p sont en général de l'ordre de 10 à 15 secondes, ce qui pour une vitesse moyenne des ondes P de 6 km.s^{-1} , représente une distance hypocentrale de l'ordre de 100 km. Ces séismes ont une durée de 1 minute ou plus (figure 2). Les séismes de type volcano-tectonique sont pour la majorité très courts, 1 à 4 secondes et très haute fréquence (figures 2 et 3). Sur les 10 jours d'enregistrements, on compte en moyenne 1 séisme de ce type par heure. Nous avons également enregistré quelques séismes volcano-tectoniques d'une durée de 10 à 30 secondes (figure 3). Nous décrivons plus en détails ces 2 catégories de signaux en utilisant les données numériques. Sur l'ensemble de ces enregistrements, on ne remarque aucun exemple évident de trémor ou de séismes de type volcanique basse fréquence.

IV~2 Données numériques.

a) Séismes de type volcano-tectonique

Nous avons représenté sur la figure 4 quelques exemples de séismes de type volcano-tectonique enregistrés le 20 et le 21 mars 1995 sur le site NAMB. Ces signaux ont une durée de 1 à 2 secondes. Ils sont nettement impulsifs et si la deuxième phase visible correspond bien à des ondes S (il s'agit d'enregistrements sur la composante verticale), la différence des temps d'arrivée T_s - T_p est de l'ordre de 0.2 seconde. L'amplitude maximale de ces signaux est comprise entre 13 et 155 $\mu\text{m.s}^{-1}$. Les figures 5 et 6 représentent des enregistrements de séismes du même type effectués respectivement sur les sites NAME et SARA. Sur ce dernier site, les enregistrements ont été effectués sur 3 composantes. On

constate que l'énergie est polarisée de manière significative sur les composantes horizontales. A partir de mesures effectués sur les traces des composantes horizontales, on obtient des différences de temps d'arrivée comprises entre 0.15 et 0.25 secondes. La magnitude de ces séismes est comprise entre -0.7 et -0.2. Cette magnitude locale est calculée à partir de la formule donnée par Lee et al. (1972):

$-0.87 + 2\log(T) + 0.0035D$, où T est la durée du séisme et D la distance épacentrale.

Pour une vitesse moyenne des ondes P de 3 km.s^{-1} dans la structure superficielle du volcan (premier kilomètre), vitesse mesurée sur de nombreux volcans dont des volcans basaltiques, on trouve des distances hypocentrales inférieures à un kilomètre. Les 2 sites d'enregistrements SARA et NAMB étant respectivement à 7 et 9 kilomètres du cratère, ces séismes ne sont pas liés directement à l'activité magmatique. Ceci est confirmé par l'analyse spectrale. La figure 7 représente l'estimateur spectral moyenné calculé pour les micro séismes volcano-tectoniques enregistrés sur les sites NAMB, NAME et SARA. Dans les cas 5a et 5b, une correction de la réponse instrumentale a été appliquée aux données. Dans le cas 5c, cela n'a pas été fait. Dans les 3 cas, on constate que le spectre est composé de pics haute fréquence, situés essentiellement entre 20 et 30 Hertz. Il est improbable que des séismes ayant un tel contenu spectral puisse être enregistrés à plus de quelques centaines de mètres.

On constate que ces séismes ne sont jamais enregistrés simultanément sur 2 sites différents. La durée, la magnitude, le contenu spectral et particulièrement les différences de temps d'arrivée des ondes S et P indiquent que ces séismes ont une origine à proximité des stations. Il peut s'agir de micro-fracturations générées par le jeu de failles locales. On constate également l'occurrence de multiplets sismiques (figure 8). La similarité de ces séismes indique que les sources sont proches dans l'espace, à des distances très inférieures à la distance source-station. Ceci indique la réactivation des mêmes failles au cours du temps.

Ces micro séismes de type volcano-tectonique, apparentés à des mécanismes de ruptures fragiles, sont donc très superficiels et localisés sur les pentes de l'édifice. Ils peuvent résulter de réajustements de contraintes dans la structure volcanique. La modification du champ de contraintes qui est la cause de ces réajustements peut avoir une origine liée à des processus volcaniques ou tectoniques. Nous préférons l'hypothèse d'une origine volcanique qui semble plus en accord avec les observations réalisées au cours des derniers mois: éruption phréatique et réchauffement du lac qui nécessitent forcément le contact d'eau avec un corps chaud et donc probablement l'ouverture de failles dans l'édifice sous l'effet de la pression de fluides (gaz ou magma). Cette sismicité est très localisée autour des stations et néanmoins présente sur tous les sites occupés par le réseau distants de plusieurs kilomètres les uns des autres. Il est donc possible qu'elle existe sur les différents cotés de l'île, le nombre et l'intensité des séismes pouvant varier en fonction de la répartition des contraintes exercées dans la structure.

Quelques séismes tectoniques de magnitude comprise entre 1 et 2 ont été enregistrés sur les différents sites. La figure 9 en représente 2 exemples. Le premier, enregistré sur le site SARA, est de magnitude locale 1.2. A partir des enregistrements sur les composantes horizontales, on détermine une différence des temps d'arrivée $T_s - T_p$ de 1.5 seconde. En prenant une vitesse moyenne des ondes P de 3 km.s^{-1} et un rapport $V_p/V_s=1.8$, la distance hypocentrale est de 5.6 km. En prenant une valeur de V_p de 5 km.s^{-1} , la distance hypocentrale est de 9.2 km. Le site d'enregistrement étant à 7 km de la zone sommitale active, ce type de séismes peut donc être associé à des processus volcano-tectoniques. Le

second exemple est un séisme enregistré seulement sur la composante verticale sur le site NAMB, localisé à 9 km de la zone active. Sa magnitude locale est de 1.8. La différence des temps d'arrivée est de l'ordre de 4 à 4.5 secondes. En prenant une vitesse des ondes P comprise entre 3 et 5 km.s⁻¹, on obtient une distance hypocentrale comprise entre 15.5 et 26 km. Dans ce cas, on peut encore supposer qu'il s'agit d'un séisme lié à l'activité volcano-tectonique.

Les séismes de ce type, dont les différences de temps d'arrivée sont comprises entre 1 et 4 secondes, sont été assez peu nombreux au cours des 2 semaines d'enregistrement. On peut estimer leur nombre à 1 ou 2 par jour. De plus, ces séismes n'ont pas toujours été enregistrés par l'ensemble des stations du réseau et ils n'ont pas pu être localisés, compte tenu du faible nombre de stations et de la forme du réseau.

b) Séismes de type volcanique et trémors

D'autres classes de séismes d'origine volcanique ont été enregistrés au cours de cette mission, mais en beaucoup plus faible quantité que les séismes volcano-tectonique. Les séismes de type volcanique sont des signaux discrets, en général émergents qui se caractérisent par un spectre assez simple composé de quelques pics basse fréquence clairement identifiables.

La figure 10 représente un de ces séismes enregistré sur le site NAME et le spectre calculé à partir des 5 premières secondes du signal. L'amplitude maximale est de 2 micron.s⁻¹, c'est à dire environ 1 ordre de grandeur au dessus du bruit de fond. Ce séisme a une première phase impulsive, mais la phase des ondes S n'est pas visible. Le spectre se compose essentiellement de 3 pics, à 1.8, 2.1 et 2.4 Hz. Ce type de séismes est associé à des mécanismes de circulation de fluides dans la structure volcanique et il est considéré comme un précurseur éruptif lorsque ces signaux se produisent en essaims. Il est donc important de surveiller l'évolution dans le temps de ce type de sismicité, ce qui était un des principaux objectifs de ce travail. Toutefois, nous n'avons enregistré que quelques cas isolés de séismes de type volcanique, ce que l'on interprète par une faible activité du volcan: soit les séismes étaient très peu nombreux, soit ils étaient de trop faible intensité pour être enregistrés à une distance de plusieurs kilomètres.

D'autres séismes de ce type, mais de plus courte durée ont été enregistrés sur le site SARA. La figure 11 en représente quelques exemples. Ces signaux ont une durée de 2 à 3 secondes, ils sont impulsifs et monochromatiques, de fréquence dominante comprise entre 6 et 8 Hz. On ne distingue pas les ondes S, mais compte tenu de la durée de ces séismes on peut en déduire qu'ils ont une origine locale. L'interprétation des ces séismes est difficile. En effet, on les associe en général à des processus de transports de fluides, activité magmatique ou hydrothermale. Or la source est éloignée de la zone du cratère, on n'enregistre pas de signaux de ce type sur les autres sites du réseau et on ne connaît pas d'activité hydrothermale à proximité de ce site.

Nous avons enregistré quelques cas très isolés de trémor. La figure 12 représente un enregistrement effectué sur DAT pendant la crise, le 06 mars 95 sur le site NAMB, comparé à un enregistrement obtenu le 29 mars, sur le site NAME. Les données enregistrées sur DAT ont été numérisées, la réponse instrumentale n'est pas parfaitement connue, mais l'amplitude maximale est estimée à 20 ou 30 micron.s⁻¹. En admettant que l'on puisse comparé des signaux enregistrés sur des sites différents, distants de 3 km, on constate un rapport d'amplitude entre les 2 enregistrements d'environ un facteur 20. Les

estimateurs spectraux moyennés calculés pour la composante verticale des signaux de trémor enregistrés sur ces deux sites à partir de tranches de signal d'une durée de 5 secondes mettent en évidence dans les 2 cas plusieurs pics compris entre 0.5 et 2 Hz. Certains de ces pics ont une fréquence commune.

De nombreuses phases de trémor du type de celle représentée sur la figure 12 (site NAMB) ont été enregistrées à partir du 4 mars 1995 et au moins jusqu'au 9 mars. Ces signaux ont une durée variant entre quelques minutes et quelques heures. A la fin du mois de mars, on ne relève au contraire que des épisodes très isolés et apparemment d'amplitude nettement inférieure. Il semble donc que l'activité à l'origine du trémor ou des événements de type volcanique ait fortement diminué entre le début et la fin du mois de mars. Il est nécessaire de numériser l'ensemble des données DAT afin de pouvoir décrire quantitativement l'évolution temporelle de l'amplitude et du contenu fréquentiel du trémor et du bruit de fond sismique au cours de la crise du début du mois de mars.

V~ Conclusion

La crise du volcan Aoba, dont les premiers signes ont été observés le 3 mars 1995, semble s'être interrompue dès la mi-mars. Il n'existe aucune donnée géophysique enregistrée sur le volcan pendant les mois précédant cette crise. Nous n'avons aucune information sur la sismicité volcanique qui a précédé l'éruption phréatique du 3 mars et le réchauffement du lac Vouï. Il est donc impossible de savoir quand la crise sismique associée à l'activité volcanique a commencé. Le trémor de forte amplitude enregistré à 9 km du cratère à partir du 4 mars, donc après l'éruption phréatique, et au moins jusqu'au 9 mars, avait complètement disparu après le 20 mars. Seuls quelques épisodes isolés et de faible amplitude ont pu être enregistrés entre le 20 et le 31 mars. Ces trémors ont un contenu spectral ressemblant à celui des trémors enregistrés au début du mois, mais le nombre des enregistrements est trop faible pour avancer qu'il s'agit des mêmes sources. De plus, aucun trémor indiquant une origine profonde n'a été détecté. L'hypothèse de mouvements de magmas profonds en relation avec la crise tectonique du début du mois de décembre 1994 ne peut donc être confirmée par ces données. L'analyse des données DAT, comportant de nombreuses phases de trémors, paraît indispensable, en particulier en vue d'une éventuelle crise à venir.

Au cours de cette même période, l'activité de type volcanique ou volcano-tectonique était d'un très faible niveau en nombre d'événements et en magnitude. Des micro séismes de type volcano-tectonique de magnitude comprise entre -0.7 et -0.2 ont été enregistrés avec une fréquence moyenne de 1 événement par heure. Cette sismicité est localisée sur les flans du volcan et semble liée à des réajustements de contraintes ou peut être à des déformations du sol causés vraisemblablement par des processus volcaniques.

La sismicité est donc globalement faible et nettement inférieure à celle enregistrée au début du mois, en tous cas du point de vue du trémor. Une étude plus précise de la sismicité et la localisation des foyers aurait nécessité de se rapprocher de la zone sommitale et l'emploi de stations télémétrées, bien réparties azimutalement et en plus grand nombre.

Malgré la faible sismicité constatée fin mars, la crise tectonique du mois de décembre 1994 localisée à la base de l'édifice volcanique, suivie 3 mois plus tard par une explosion phréatique et une importante activité fumerolienne associée à un réchauffement du lac Vouï constituent des signes inquiétants de réactivation du système volcanique. Ce scénario,

observé lors de nombreuses phases pré-éruptives sur différents volcans (Redoubt, 1989-1990, Pinatubo, 1991 pour les plus récentes) rappelle que la mise en place de conditions menant à une activité éruptive peut s'étaler sur une période de plusieurs mois à plusieurs années. Les phases pré-éruptives s'accompagnent donc souvent de crises tectoniques localisées sous le volcan et de crises sismiques purement volcaniques entrecoupées de périodes asismiques, ainsi que de manifestations apparentes (éruptions phréatiques, apparition de dômes dans le cas des volcans andésitiques, déformations importantes, etc.). Il paraît donc indispensable de rester vigilant et de maintenir le volcan d'Aoba sous surveillance au cours des mois ou des années à venir.

Cette surveillance peut s'exercer à plusieurs niveaux. Dans un premier temps, il peut être envisagé d'installer dans la partie sommitale une station d'alerte à comptage d'événements. Ce matériel permet de mesurer les variations temporelles du niveau d'activité sismique. Il ne permet pas de différencier le type de séismes ni de faire de localisations ou d'analyse spectrale. Les données sont transmises par liaison satellitaire et sont donc accessibles en temps réel. Un deuxième niveau consisterait à installer une station sismique avec une transmission des données en continue par télémétrie et/ou par liaison téléphonique sur Port-Vila où elles seraient numérisées et traitées en temps réel par des méthodes du type RSAM (Real-time Seismic Amplitude Measurement) et SSAM (Seismic Spectral Amplitude Measurement). Une sortie analogique sur papier permettrait d'avoir un aperçu de la sismicité quotidienne. Cette technique a l'avantage de mesurer le niveau d'activité sismique en intégrant l'ensemble du signal disponible. Les variations temporelles de l'amplitude moyenne du signal sismique et du contenu fréquentiel moyen sont accessibles en temps réel. Elle ne permet pas de localiser l'activité sismique. Cet outil est un système de surveillance qui a l'avantage d'être facile à mettre en oeuvre et à maintenir, il est donc facilement transférable aux partenaires; les résultats sont d'autre part très lisibles. Le niveau le plus complet consiste à installer un réseau de 6 à 8 stations télémétrées équipées avec une part importante de capteurs 3 composantes, disposées au sommet et sur les pourtours du volcan. Ce système permet de localiser les foyers et d'observer d'éventuelles migrations de l'activité sismique dans la structure. Des mesures continues de l'amplitude du signal ou du spectre peuvent être effectuées en parallèle avec l'ensemble ou partie des stations.

Références

- Lee, W. H. K, R. E. Bennett, and K. L. Meagher, A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration: Open File Report, U. S. Geological Survey, 28pp, 1972.
- Robin C., and M. Monzier, Volcanic hazards in Vanuatu, ORSTOM and Dept. of Geology, Mines and Water Resources of the Vanuatu Government report, 15 p, 1994.
- Robin, C., and M. Monzier, Rapport Global Volcanism Network, Bull. Global Volc. Network, vol 20, n°2, février 1995.
- Rouland, D., M. Monzier et C. Baldassari, Rapport préliminaire concernant la crise sismique d'Aoba de décembre 94. Rapport ORSTOM, 15 p, 1995.

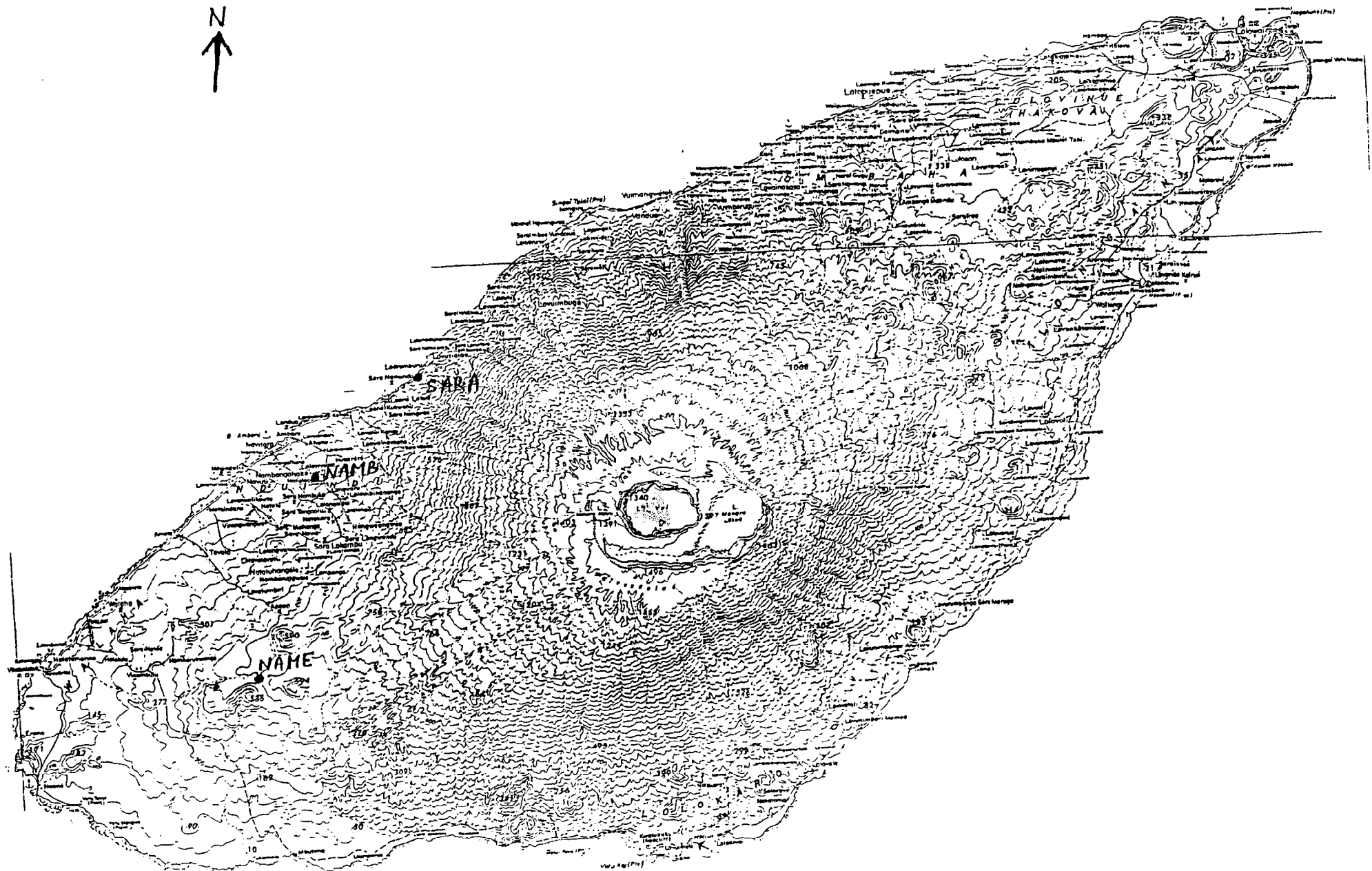


Figure 1
Carte de localisation des principaux sites occupés par le réseau de stations entre le 20/03 et le 31/03/95.

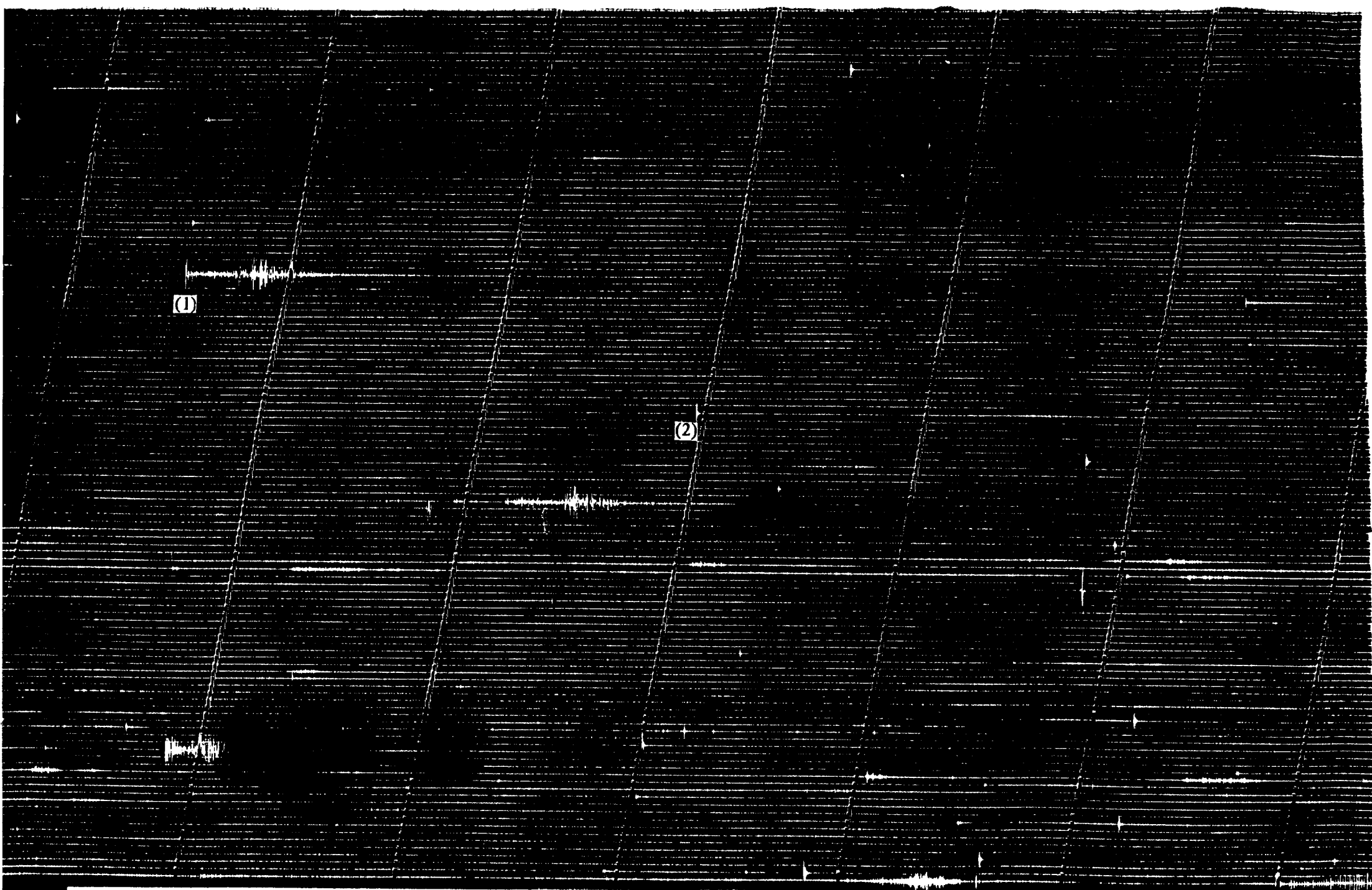


Figure 2
Exemples de séismes tectoniques (1) et de micro séismes volcano-tectoniques (2) enregistrés à Nambagahake (site NAMB) le 27/03/95.

(3)

12h00
↙

(2)

(1)

Figure 3
Exemples de séismes tectoniques (1), de micro séismes volcano-tectoniques (2) et de séismes volcano-tectoniques (3) enregistrés le 30/03/95 (site NAMB).

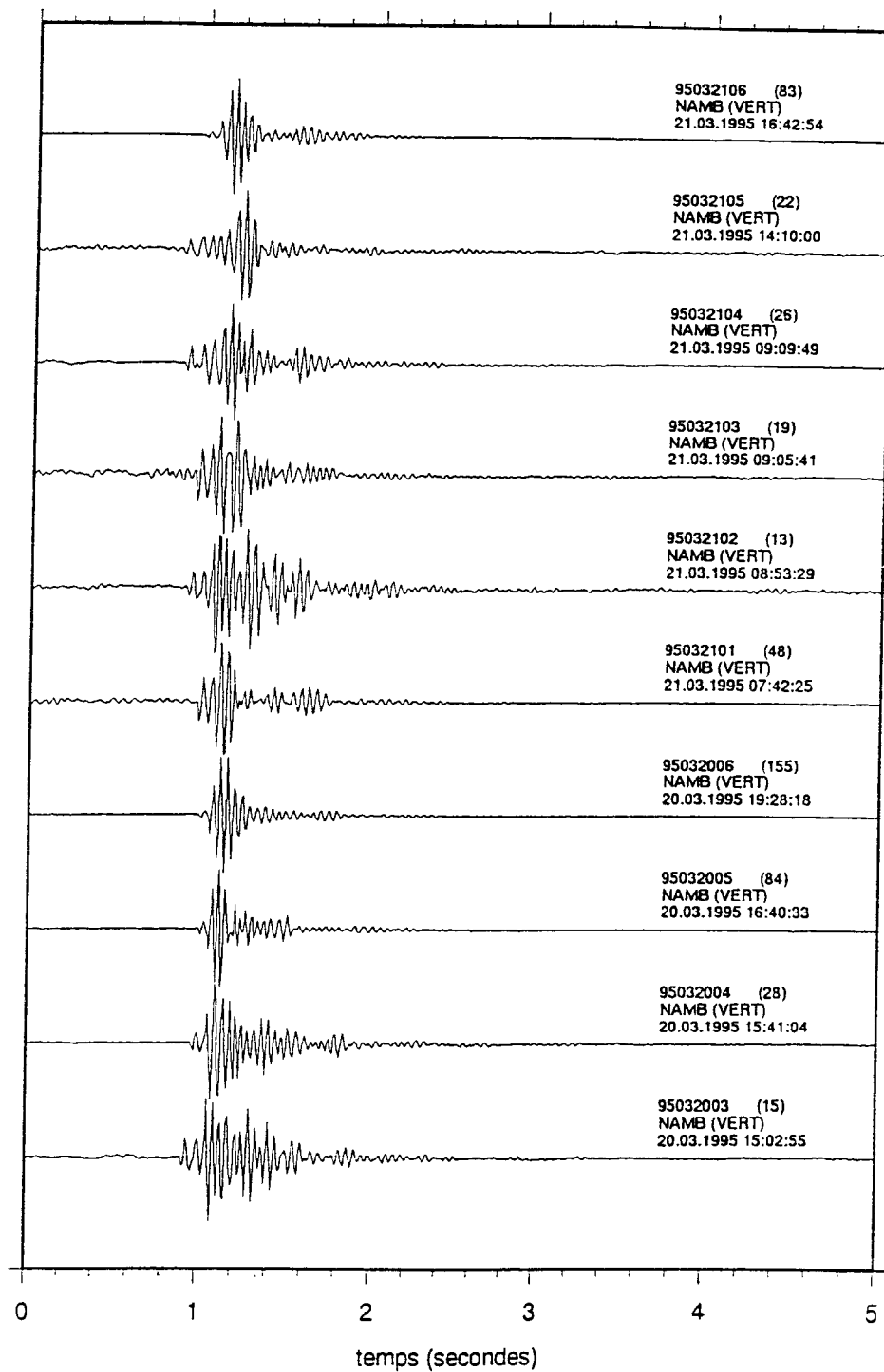


Figure 4

Exemples de micro séismes volcano-tectoniques enregistrés sur le site NAMB (composante verticale). L'amplitude maximale de chaque séisme est indiquée entre parenthèses en $\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à côté de l'identification de la trace.

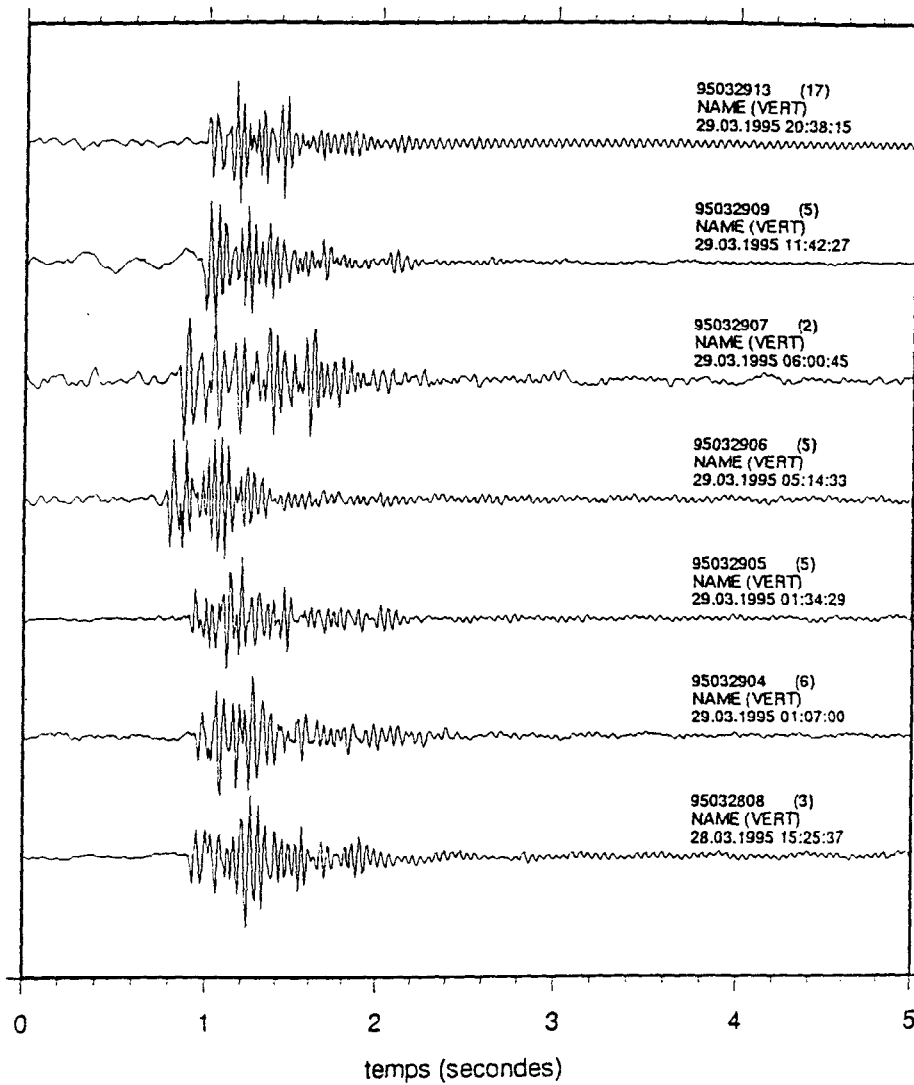


Figure 5
Exemples de micro séismes volcano-tectoniques enregistrés sur le site NAME (composante verticale).

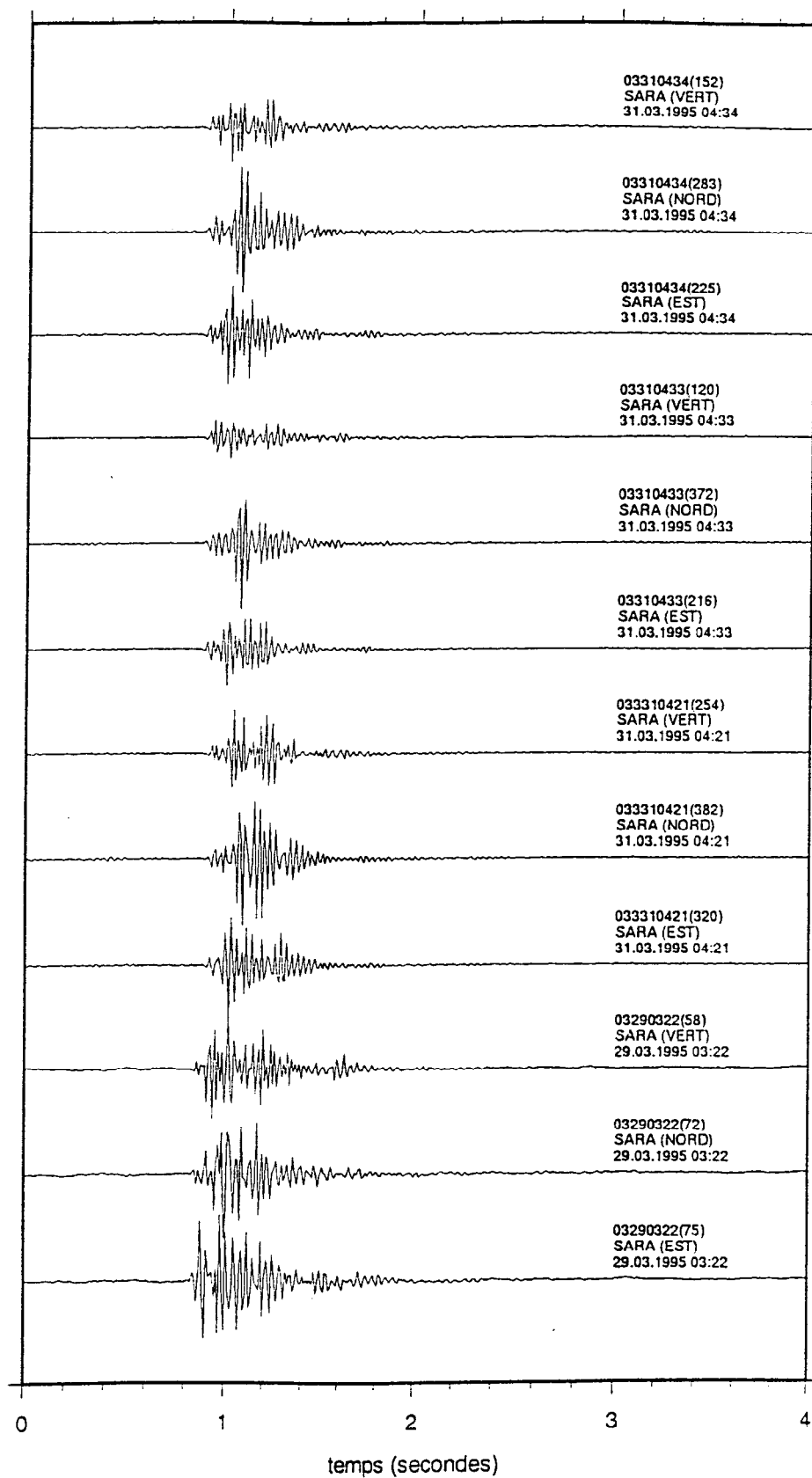
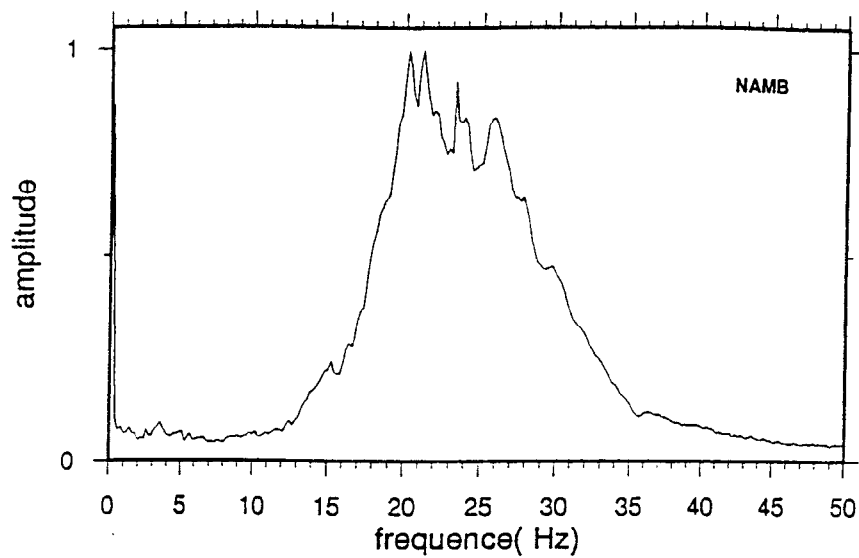
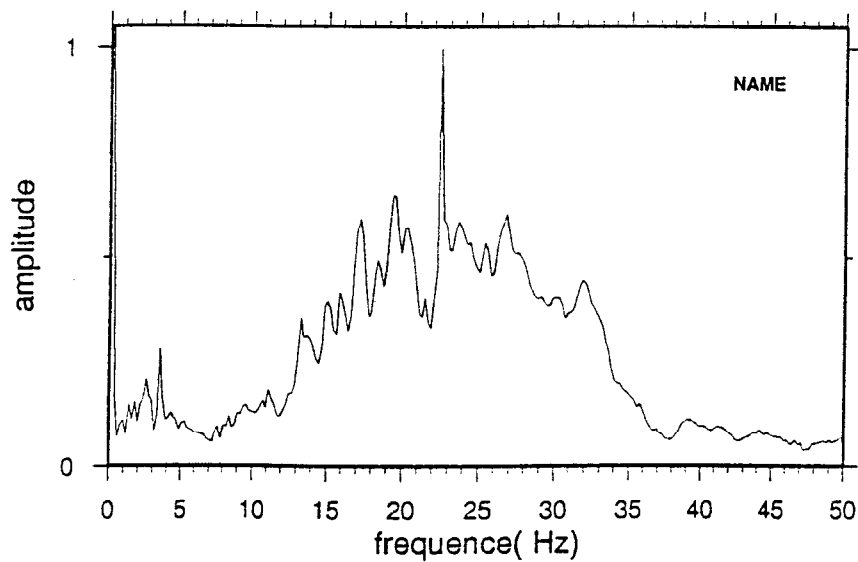


Figure 6

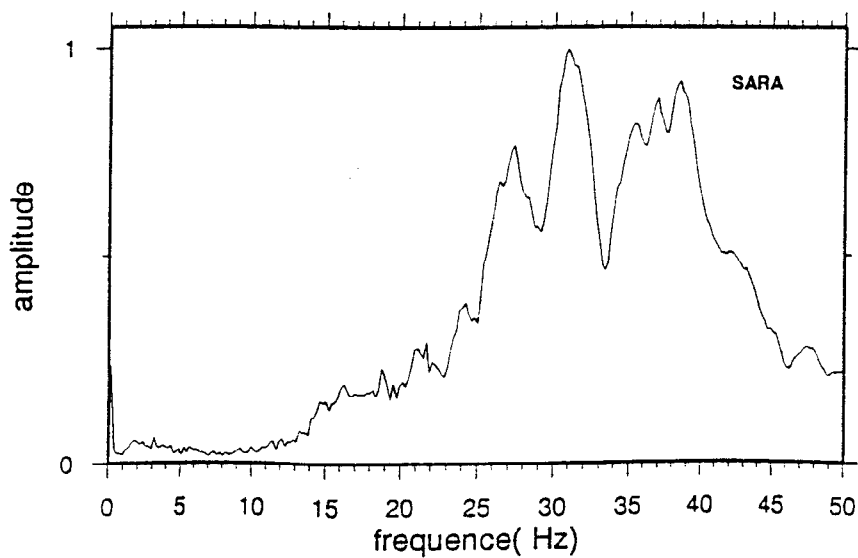
Exemples de micro séismes volcano-tectoniques enregistrés sur le site SARA représentés sur les 3 composantes. Les séismes sont normalisés par événement et l'amplitude maximale de chaque séisme est indiquée entre parenthèses en $\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à côté de l'identification de la trace.



(a)



(b)



(c)

Figure 7

Estimateurs spectraux moyennés de micro séismes volcano-tectoniques enregistrés sur les sites NAMB (a), NAME (b) et SARA (c). Les spectres sont normalisés.

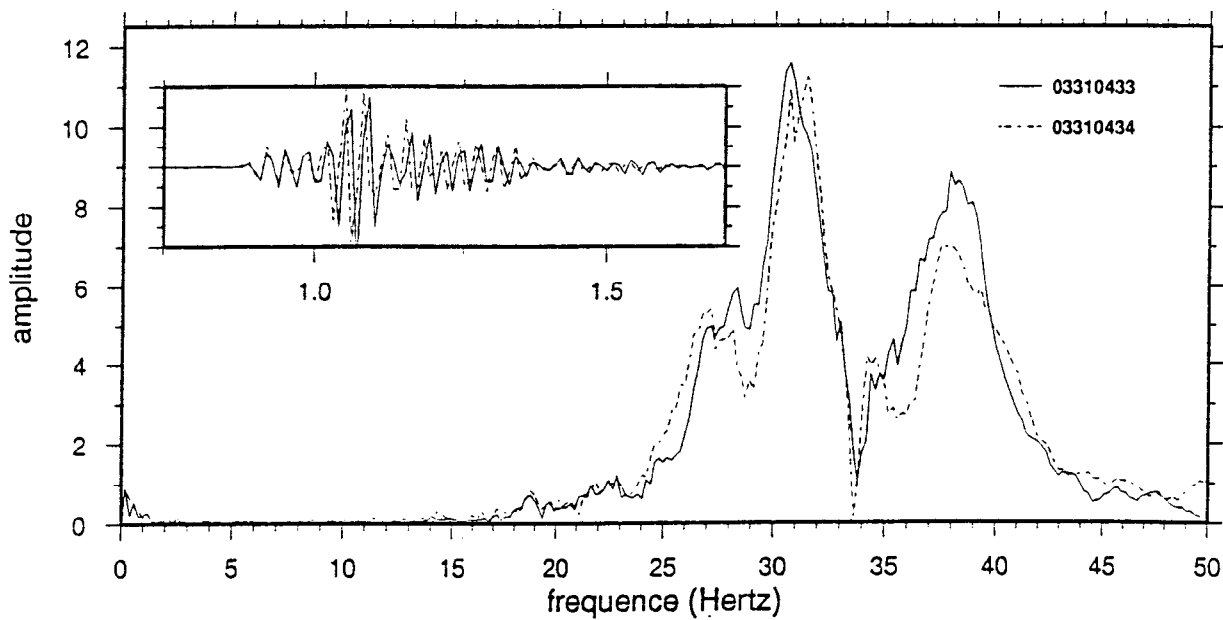
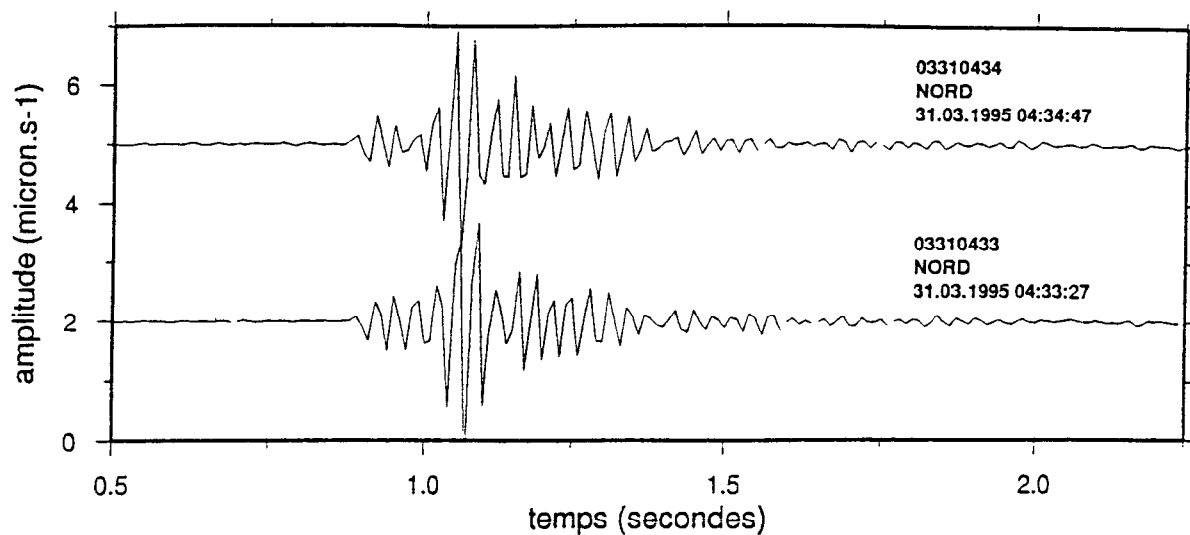


Figure 8
Exemple d'un doublet sismique enregistrés sur le site SARA (composante horizontale). Comparaison des signaux et des spectres.

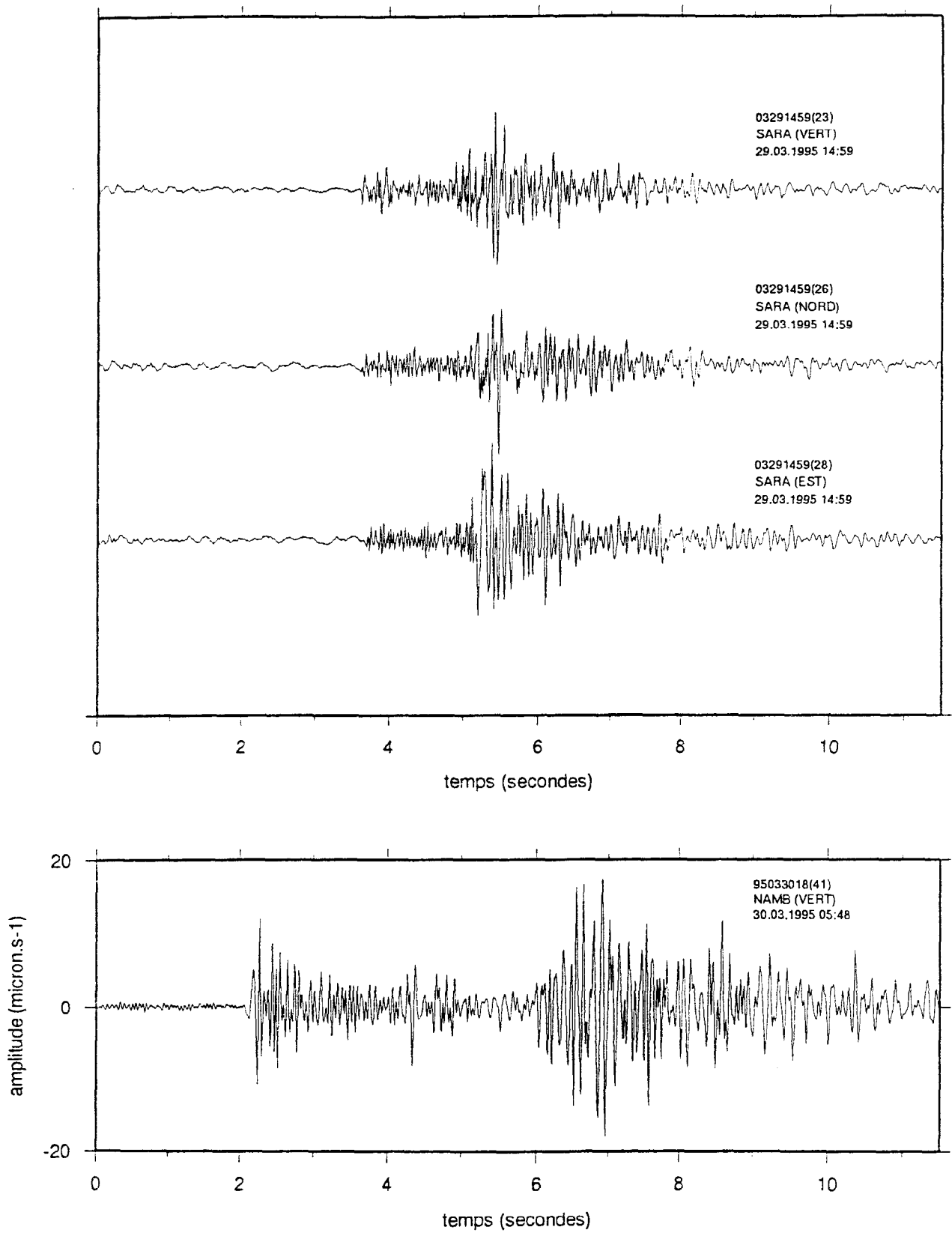


Figure 9
Exemple de séismes tectoniques ou volcano-tectoniques enregistrés sur le site SARA (3 composantes) et le site NAMB (composante verticale).

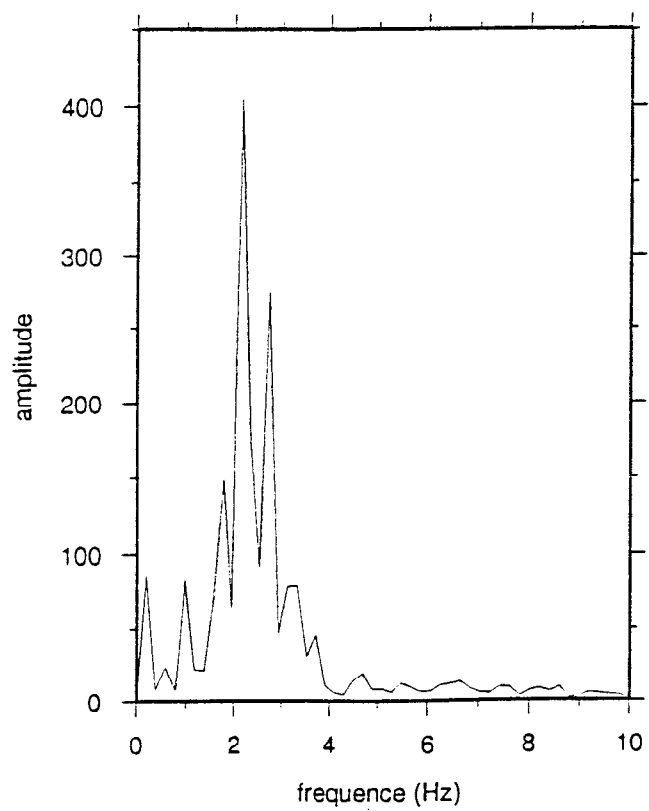
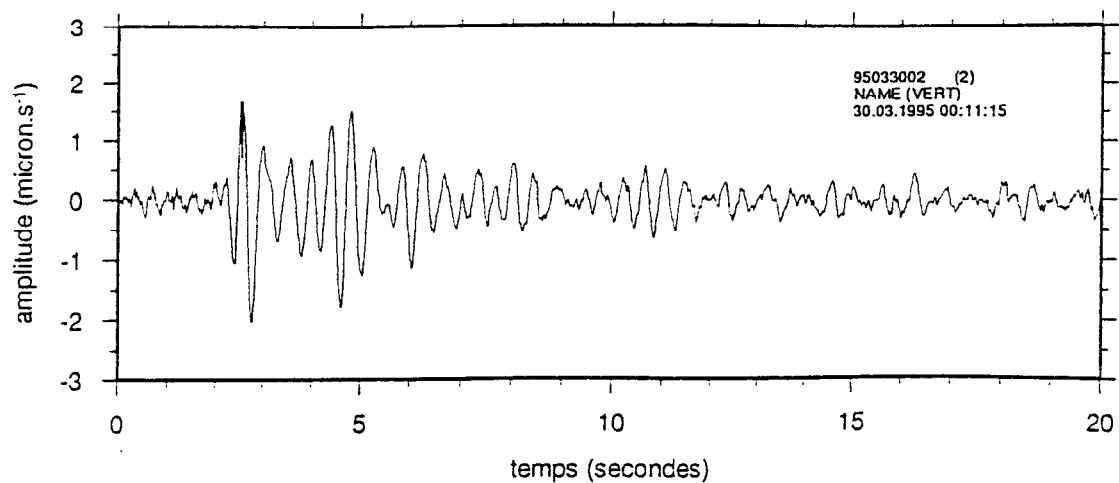


Figure 10
Exemple de séisme de type volcanique (site NAME) et spectre d'amplitude.

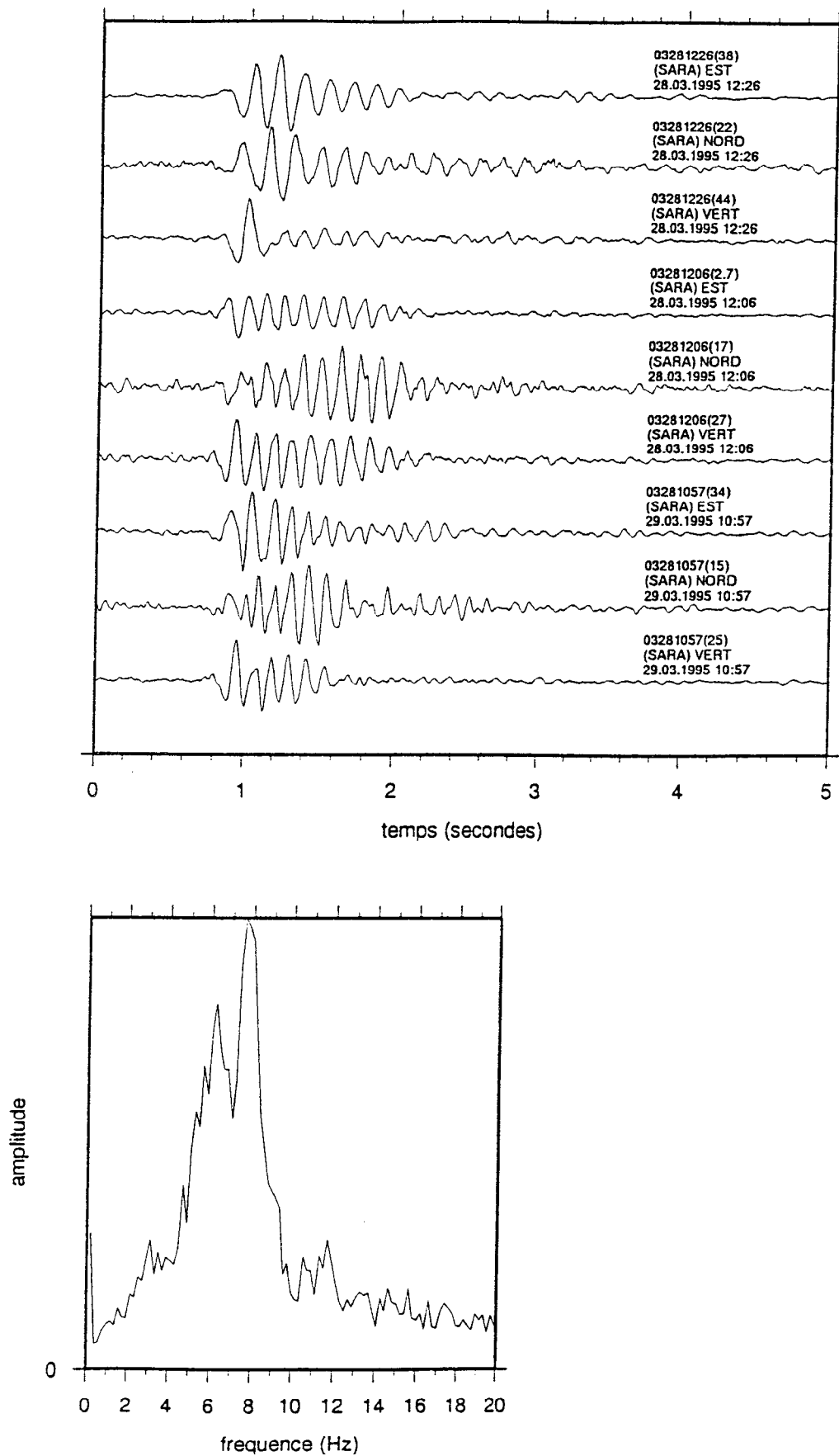


Figure 11
Exemple de micro séismes de type volcanique représentés sur les 3 composantes et estimateur spectral moyenné (site SARA).

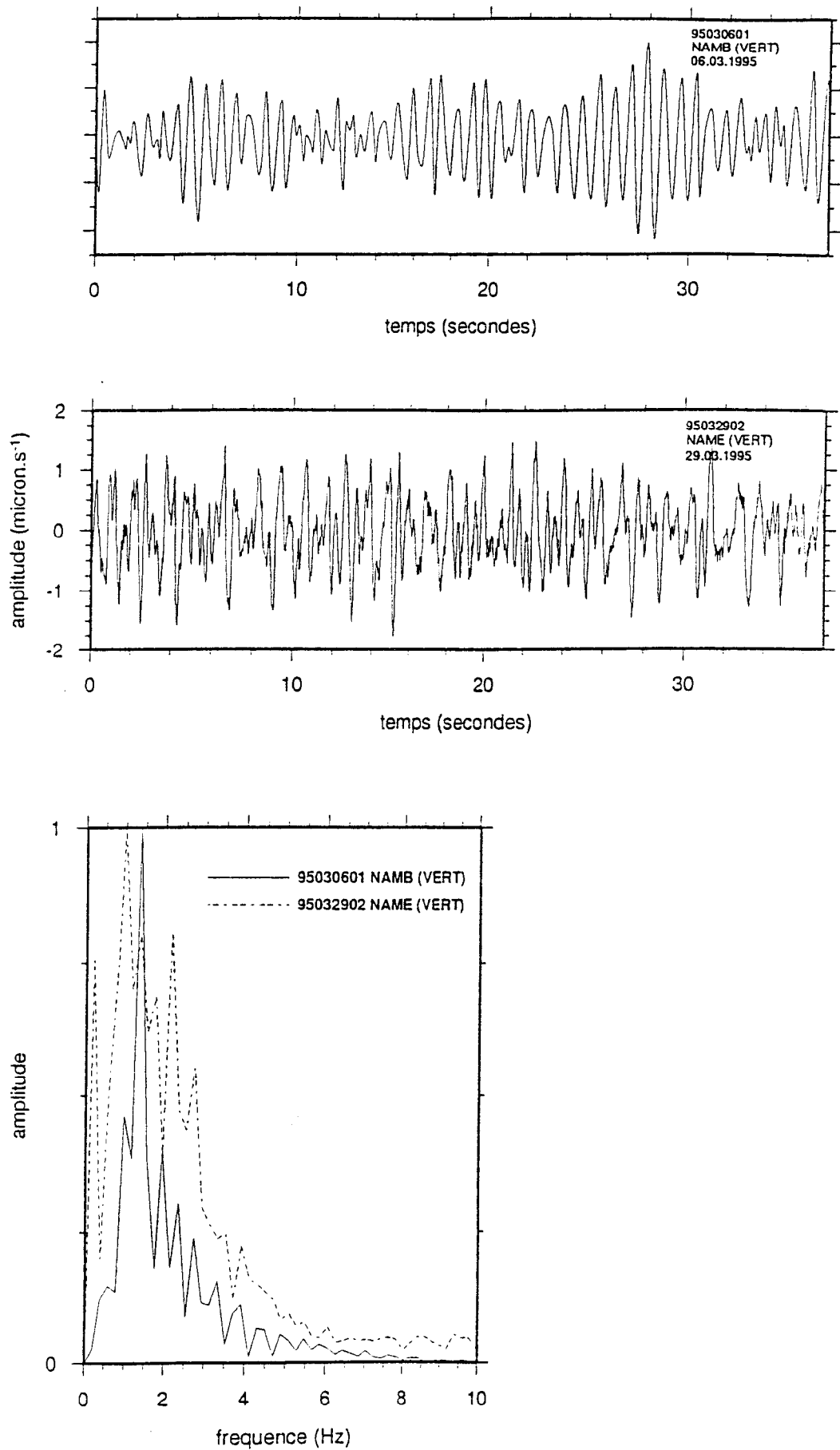


Figure 12
Exemple de trémor enregistré sur les sites NAMB et NAME. Estimateur spectral moyenné des composantes verticales.