HAL
open science

Etude sismologique du volcan Merapi et formation du dome de 1994

Antonius Ratdomopurbo

To cite this version:

Antonius Ratdomopurbo. Etude sismologique du volcan Merapi et formation du dome de 1994. Volcanologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT : . tel-00711136

HAL Id: tel-00711136

https://theses.hal.science/tel-00711136

Submitted on 22 Jun 2012

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

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

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035866 8

Poupinot

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES de GÉOLOGIE et de MÉCANIQUE

THÈSE

présentée par

Antonius RATDOMOPURBO

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

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

Spécialité: **Géophysique-Géochimie**

0 : SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON D.S GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Étude sismologique du volcan Merapi et Formation du dôme de 1994.

Date de soutenance: le 27 juin 1995

Composition du jury:

M. G. Perrier	Président	Professeur de l'Université J.Fourier, Grenoble
M. J. Dorel	Rapporteur	Physicien de l'Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand
M. J. Zlotnicki	Rapporteur	DR.CNRS, Orléans
M. G. Poupinet	Directeur de thèse	DR. CNRS, Université J. Fourier, Grenoble
M. J-L. Got	Examinateur	MC, Université de Savoie, Chambéry
M. W. Tjetjep	Examinateur	Directeur du VSI, Bandung, Indonésie

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES de GÉOLOGIE et de MÉCANIQUE

THÈSE

présentée par

Antonius RATDOMOPURBO

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

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

Spécialité: **Géophysique-Géochimie**

Étude sismologique du volcan Merapi
et
Formation du dôme de 1994.

Date de soutenance: le 27 juin 1995

Composition du jury:

M. G. Perrier	Président	Professeur de l'Université J.Fourier, Grenoble
M. J. Dorel	Rapporteur	Physicien de l'Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand
M. J. Zlotnicki	Rapporteur	DR.CNRS, Orléans
M. G. Poupinet	Directeur de thèse	DR. CNRS, Université J. Fourier, Grenoble
M. J-L. Got	Examinateur	MC, Université de Savoie, Chambéry
M. W. Tjetjep	Examinateur	Directeur du VSI, Bandung, Indonésie

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble.

10138148

Je garde plein de souvenirs de mon enfance passée dans la banlieu de Yogyakarta, qui n'est pas très loin du Merapi. A la fin des années 60, en allant à l'école très tôt le matin, depuis le chemin qui se trouve entre les rizières, je voyais ce volcan bleu avec un panache sur son sommet. Le soir, il était très souvent embelli par le feu qui s'écoulait sur son flanc. Je le regardais avec fascination. Et maintenant, en pensant à tout cela, je voudrais exprimer ma joie d'avoir essayé de comprendre une petite partie des phénomènes qui se cachaient sous cette montagne de feu.

A : Christine
Aan
Tanti

Remerciements

Cette thèse a été effectuée dans le cadre de la coopération franco-indonésienne entre la Délégation aux Risques Majeurs (DRM - France) et "Directorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral" (GSDM -Indonésie). Le travail a été financé par le Ministère Français des Affaires Etrangères. Les travaux d'été sur le terrain ont été financés par INSU-CNRS. Je tiens tout particulièrement à remercier le Dr. Adjat Sudradjat, Directeur Général du GSDM, et le Dr. Wimpy S. Tjetjep, Directeur du "Directorat Volkanologi" (VSI), qui m'ont permis d'effectuer ce travail. Ma reconnaisance va à G. Poupinet, mon Directeur de thèse, avec lequel j'ai eu le grand plaisir de travailler pendant ces quatre ans de coopération.

Je remercie le Dr. R. Sukhiyar, Responsable de "Analisa-Gunungapi" du VSI, et toute l'équipe de l'Observatoire du Merapi (MVO). Sans eux cette thèse n'aurait jamais pu être réalisée. J'adresse aussi mes remerciements à MM. Olas, Sutikno Bronto, Atje Purbawinata. Sans oublier tous ceux qui ont eu le courage de maintenir et d'améliorer le réseau sismologique du Merapi.

Toute les données analogiques que j'ai utilisée sont celles enregistrées par le réseau permanent du VSI. Je remercie J-L. Got pour l'installation d'un système d'enregistrement numérique qui permet une analyse beaucoup plus facile des données sismiques du Merapi.

Je voudrais remercier MM. Guy Perrier, Jacques Dorel, Jacques Zlotnicki, Jean-Luc Got, et Wimpy S. Tjetjep pour l'honneur qu'ils me font en participant au jury de cette thèse.

Je remercie Marcel Bof et Jean-Christophe Sabroux qui m'ont encouragé à améliorer l'analyse des données sismiques dans le groupe "seismik" du MVO, et pour m'avoir accuelli lors de mon arrivée en France. Merci à Philippe Jousset pour avoir accepté d'amener et de faire marcher l'appareil Celestron-90 au poste d'observation Ngepos-Merapi.

Pour leur amitié, je tiens à exprimer ici ma reconnaisance à tous mes camarades étudiants au LGIT. Si je connais quelques mots de français, c'est grâce à vous tous. Merci beaucoup à tous ceux qui m'ont aidé à corriger la grammaire et le français au cours de la redaction de cette thèse.

II.5. ACTIVITE SISMIQUE ET ERUPTIONS 78
II.5.1. Productivité sismique 78
II.5.2. Eruptions de 1967-1969 81
II.5.3. Eruption de 1984 82
II.5.4. Eruption de 1986 84
II.5.5. Eruption de 1992 85
II.5.6. Activité éruptive typique du Merapi 90

III. ETUDE DE DOUBLETS TEMPORELS 95

III.1. INTRODUCTION 97
III.2. IDENTIFICATION DE DOUBLETS 98
III.3. COHERENCE 104
III.4. CALCUL DE DELAI 106
III.5. RELOCALISATION 107
III.6. VARIATION DE VITESSE SISMIQUE AVANT L'ERUPTION DE 1992 116
III.6.1. Analyse interspectrale de la fenêtre mobile sur la coda... 116
III.6.2. Calcul de délai sur le signal PPS (pouls par seconde) 118
III.6.3. Calcul séquentiel sur multiplets temporels 119
III.6.4. Variation de vitesse en fonction de la distance de station 128
III.7. VARIATION DU FACTEUR DE QUALITE 132
III.8. DISCUSSION 136
III.8.1. Vitesse de l'onde élastique 136
III.8.2. Effet de la température T 137
III.8.3. Effet de la présence des fractures 138
III.8.4. Effet de la pression 142
III.8.5. Effet de la saturation de fluide 142
III.8.6. Effet de la présence de gaz 143
III.8.7. Cas du volcan Merapi 143
III.8.8. Zone de variation localisée 145
III.8.9. Facteur Q 146
III.8.10. Evolution de la pression magmatique 146
III.9. COMPARAISON AVEC LA REGION TECTONIQUE 147

IV. FORMATION DU DOME DE 1994 151

IV.1. INTRODUCTION 153
IV.2. APPAREIL UTILISE 153
IV.3. PRISES DE VUE 154
IV.4. RESULTATS 155
IV.5. LES TROIS PHASES DE LA FORMATION DU DÔME DE 1994.. 164
IV.6. MECANISME DE LA FORMATION DU DÔME 173
IV.6.1. Types de dômes 173
IV.6.2. Dôme du Merapi 175
IV.6.3. Dôme surbaissé 175
IV.6.4. Effet de la pente 177
IV.6.5. Variation temporelle de la hauteur 177
IV.7. L'EXPLOSION DE 1994 183
IV.8. LES GUGURANS ET LES SEISMES MP 185
IV.9. SOURCE POSSIBLE DES SEISMES MP 186

V. INTERPRETATION GENERALE ET CONCLUSION 189

V.1. INTERPRETATION GENERALE 191
V.2. INTERETS POUR LA PREVISION VOLCANOLOGIQUE 194
V.3. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 197

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 199

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I.1.INTRODUCTION GENERALE

L'Indonésie compte plus de 129 volcans actifs répartis sur un arc volcanique de 6000 kilomètres de long (Fig.I.1). A peu près 70 volcans, soit 60%, ont été actifs au cours des quatre derniers siècles. Au total, environ 4 millions de personnes sont sous la menace permanente d'éruptions (Sudradjat, 1992). Trente cinq volcans se situent sur l'île de Java (7 % de la superficie totale de l'Indonésie) où vivent 107 millions d'habitants (60 % de la population totale du pays). Le risque volcanologique est donc une préoccupation majeure dans cette région.

Le risque volcanologique comporte deux volets. Le premier est le risque qui est directement lié à une éruption, par exemple les coulées de lave, les retombées de cendres et de blocs, les nuées ardentes et les gaz toxiques qui peuvent être libérés lors d'une éruption volcanique. Le deuxième n'est pas directement engendré par une éruption, par exemple, les lahars et les tsunamis. Après une éruption volcanique, qu'elle soit explosive ou effusive, des produits éruptifs déposés sur les flancs du volcan deviennent une source potentielle de lahars. Un lahar est une coulée boueuse composée de cendres volcaniques et d'eau. Une éruption peut aussi provoquer une famine surtout sur les régions difficilement accessibles, comme par exemple dans le cas de l'éruption du volcan Tambora en 1815 et celui du Laki en 1783. Les nuées-ardentes sont le risque le plus menaçant de par le monde.

En Indonésie, de nombreuses catastrophes sont liées à l'activité volcanique. En 1815, l'éruption du Tambora, sur l'île de Sumbawa, a provoqué la mort de 92000 personnes (Van Padang, 1933). Quatre vingt dix pour cent des victimes sont mortes de famine après la catastrophe: toutes les cultures et tous les pâturages ont été complètement détruits. L'éruption gigantesque du Krakatau (situé dans l'étroit de la Sonde) en 1883 a généré un immense tsunami qui a balayé la côte ouest de Java et celle de Sumatra du Sud en faisant plus de 36400 victimes (Simkin and Fiske, 1983). Les lahar qui ont suivi l'explosion du Kelud en 1919 ont fait 5110 victimes. Le Kelud est un des volcans les plus actifs de Java et est surmonté par un lac de cratère. L'expulsion d'un gros volume d'eau du cratère favorise l'apparition de lahars à la suite de l'éruption. Onze ans après l'éruption de Kelud, en 1930, une autre catastrophe se produisit au Merapi (Java Centrale). A peu près 1369 personnes ont perdu la vie à cause des nuées-ardentes qui ont dévalé le flanc ouest du volcan jusqu'à une distance de 15 km du sommet. On dénombre de nombreuses autres catastrophes volcaniques ayant causé des dégâts importants, comme celle du Mt. Agung à Bali en 1963, celle du

complexe volcanique de Dieng en 1979 dont les victimes ont trouvé la mort par les gaz toxiques, et du volcan Galunggung, à Java-ouest, en 1982 (Katili et Sudradjat, 1984).

Tous ces phénomènes montrent la variété des risques liés à une éruption et les dommages qui peuvent se produire. Le risque secondaire est aussi dangereux, même souvent plus, que le risque primaire. Cependant, les deux types de risques ont, en principe, la même origine: l'éruption volcanique. C'est pourquoi les volcanologues sont d'abord intéressés par la compréhension du fonctionnement d'un système volcanique. L'observation et l'explication des phénomènes physiques qui précèdent une éruption doit contribuer à l'amélioration de la prévision volcanologique. La prévision est essentielle pour protéger les populations et pour minimiser le nombre de victimes.

Dans notre cas le terme *prévision* est étroitement lié à la surveillance volcanologique. C'est une observation de paramètres physiques ou chimiques que l'on suppose liés à l'activité volcanique. La prévision n'est possible que si l'on observe une variation temporelle de paramètres et que l'on établit une corrélation avec le phénomène physique qui a lieu à l'intérieur du volcan.

Dans la réalité, il n'est pas toujours simple d'observer une variation temporelle qui précède une éruption parce qu'il y a toujours des bruits et aussi des erreurs dans la mesure. On observe par exemple une variation journalière dans diverses mesures géophysiques: dans la surveillance magnétique, dans la mesure de température et aussi dans quelque observations de déformation.

Un autre problème est dû à l'irrégularité de l'échantillonnage. Il est préférable de mesurer la température d'une solfatare tous les jour est mieux plutôt qu'avec une période mensuelle. Dans ce cas là, nous sommes confrontés à la difficulté d'accès sur le terrain et au type d'instrument utilisé.

Dans le cas de l'Indonésie, la surveillance des 129 volcans potentiellement actifs est la tâche du Volcanological Survey of Indonesia (VSI). Le VSI a construit des postes d'observation sur presque chaque volcan. Un poste d'observation est normalement équipé d'un sismographe et au moins deux personnes qui sont chargée de l'observation visuelle et de la maintenance des instruments. Chaque volcan a son propre caractère et il est important de disposer d'observations sur de longues périodes de temps. Pour étudier plus en détail les mécanismes éruptifs, le VSI a construit l'Observatoire Volcanologique du Merapi (MVO) à Yogyakarta, une ville qui se trouve à peu près à 30 km au sud du Mérapi. Le VSI considère le Mérapi comme un volcan laboratoire où les techniques de surveillance sont testées. Le Mérapi est en activité quasi-continue.

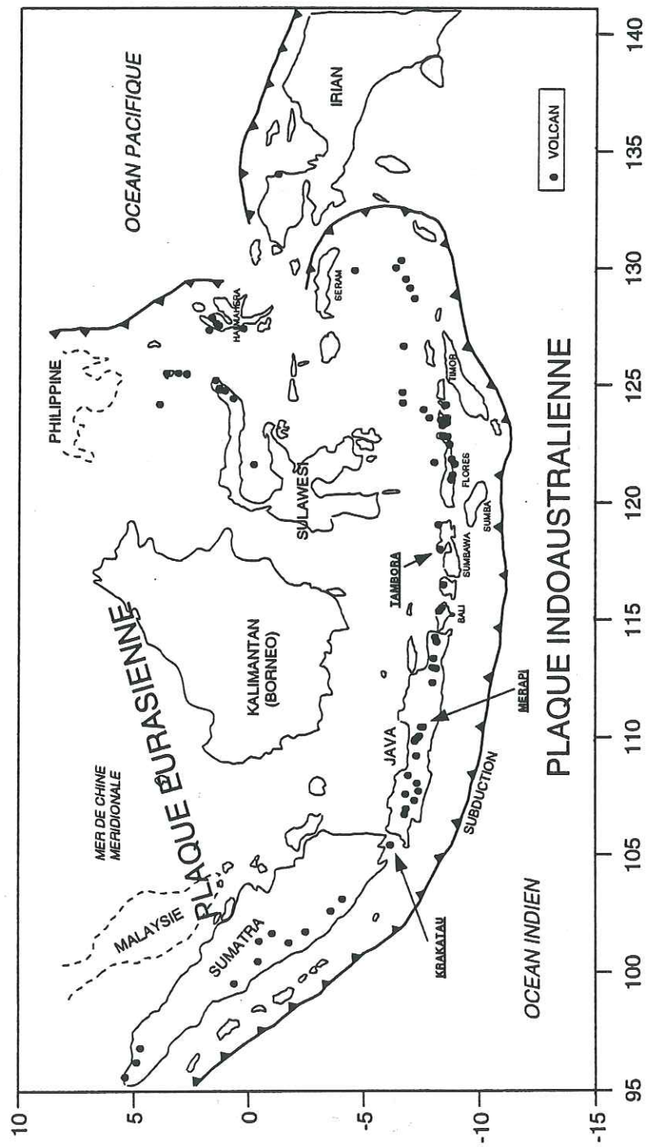


Figure I.1. : Repartition des volcans indonesiens

I.2. RESULTATS DES ETUDES ANTERIEURES

Le Merapi est un strato volcan de type andésitique basique, situé dans la partie centrale de Java par 7°32.5' de latitude sud et 110°26.5' de longitude est. Le point le plus haut du sommet se trouve sur l'altitude de 2962 mètres. Il est considéré comme l'un des plus actifs volcans de l'Indonésie. Ce volcan se situe sur l'arc insulaire de la Sonde qui s'allonge depuis la partie nord de l'île Sumatra jusqu'à l'île Flores en passant par les îles Java, Bali et par toutes les petites îles de la Sonde (Fig.I.1). Cet arc fait partie de la zone d'interaction entre les plaques indoaustralienne et eurasienne. Au niveau de Java, la plaque océanique s'enfonce sous la plaque continentale avec une vitesse de l'ordre de 6.5 cm par an (Le Pichon et coll., 1973), en formant une fosse de 7 km de profondeur, la fosse de Java. Le Merapi se trouve à environ 300 km de la fosse. Cette région de collision est marquée par de nombreux séismes tectoniques (Esquisse Fig.I.2). Le plan de Wadatti-Benioff sous le Merapi se trouve à une profondeur de 169 km (Hutchison, 1976) avec une plongement de 65° (Kerinec, 1982).

A l'échelle plus locale, le volcan Merapi se situe sur une ligne tectonique N165°S (Fig.I.3) longue de 50 km sur laquelle sont situés quatre volcans: le Merapi, le Merbabu, le Telomoyo et l'Ungaran. Le Merapi est le volcan le plus jeune et le plus au sud. Les trois autres volcans, y compris le Merbabu qui se situe juste à 10 km au nord du Merapi, sont en état dormant. Cet alignement est situé sur une fracture régionale de Java centrale (Chotin et coll., 1980; Hamilton 1979).

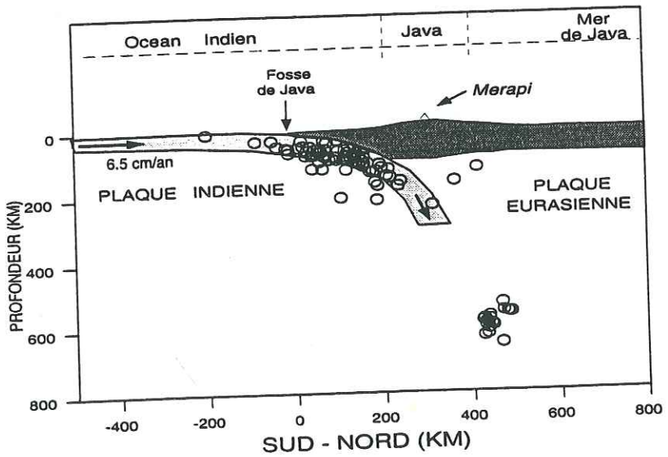


Figure I.2. :
Esquisse qualitative de la subduction de Java. Les séismes tectoniques sont extraits du catalogue NEIC de 1980-1988 ayant une magnitude > 4.

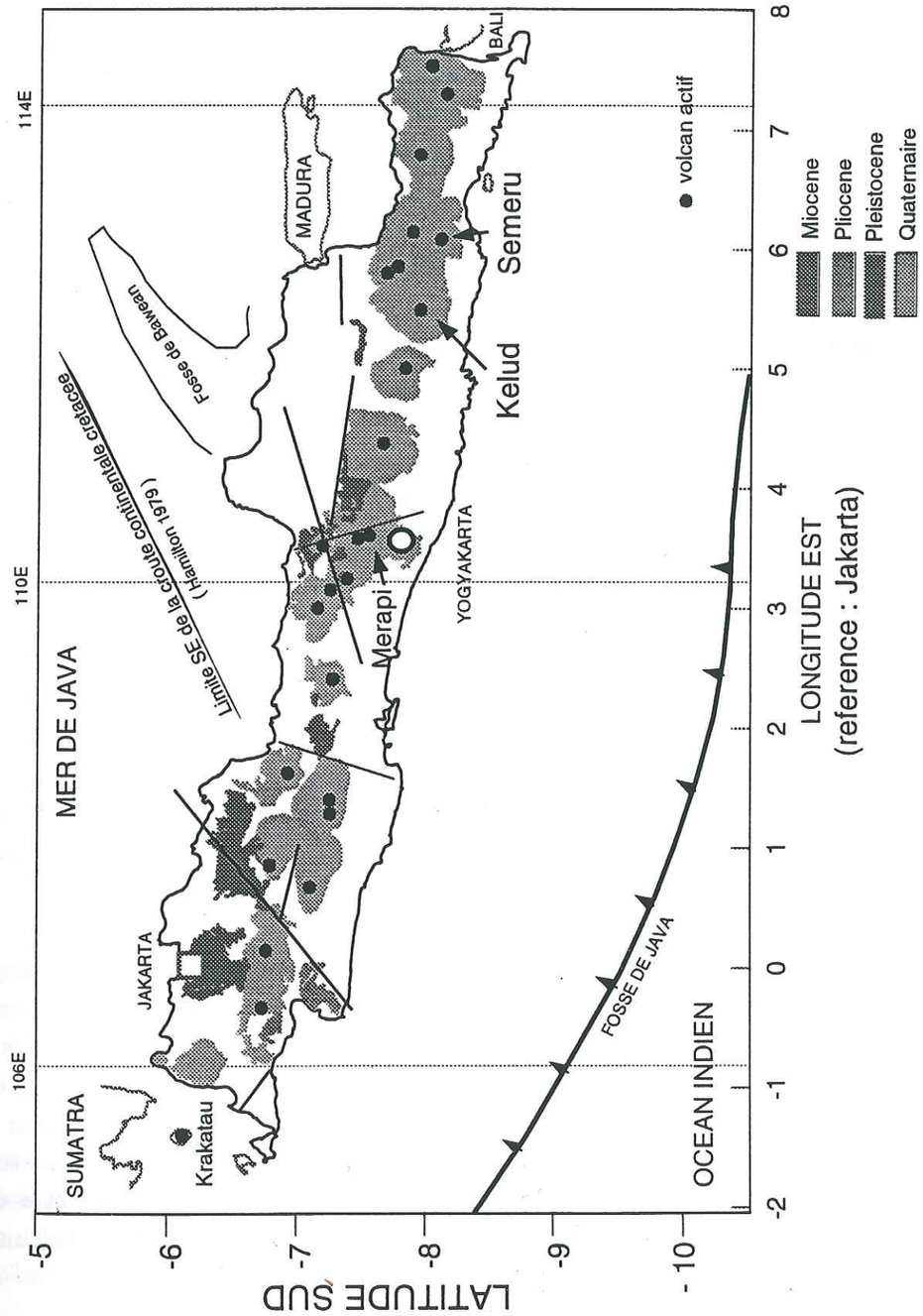


Figure I.3. : Repartition des volcans actifs sur l'île de Java, Indonésie

La morphologie du Merapi consiste en un cône sommital appelé *Gg. Anyar* (:"nouvelle colline") qui s'est développé pendant la période d'activité 1883-1906. Ce cône occupe presque complètement le cratère de 1872. Après diverses modifications, le sommet actuel est un cratère en forme de fer à cheval de 200 m de large, ouvert vers le sud ouest, dans lequel demeure le dôme de lave. Le cratère récent est le résultat de l'explosion du 20 avril 1961, qui a été élargi par plusieurs explosions en 1967. Depuis cette date, toutes les explosions ont eu lieu à l'intérieur de ce cratère. Le point le plus haut du sommet, *Puncak Garuda*, est à l'altitude de 2962 m (point G, Fig I.4).

A l'extérieur du cratère il y a d'abord ce qu'on appelle Kawah Mati ("cratère mort" ou "ancien cratère") de 50 m de long et 25 m de large, à l'est du cratère et deux champs principaux de fumerolles: *Kawah-Gendol* et *Kawah-Woro*, sur la partie sud-est du plateau. Ces deux champs sont les endroits où sont effectuées les observations de température et les échantillonnages de gaz. Kawah Mati et Kawah Gendol sont les restes du cratère de 1930. Ils sont séparés du cratère actuel par la coulée de lave de 1940. Dans la partie orientale du plateau sommital, y compris Kawah Woro, les laves de 1906 et de 1883 constituent le bord du cratère de 1930. Du côté nord du cratère, on trouve des laves récentes datant de 1954 jusqu'à 1957 (Fig.I.4).

L'ascension vers le sommet se fait normalement par le flanc nord, depuis le dernier village qui se situe à l'altitude de 1700 m entre le Merapi et le Merbabu. Nous suivons un sentier formé par la coulée d'eaux de pluie et traversons la forêt de pins pendant environ une heure. Après avoir marché pendant 2h30, nous arrivons sur la colline de Pasarbubar, l'ancien bord du cratère dans la période du Merapi-Moyen, à une altitude de 2650 m. La dernière étape est la partie la plus raide car il n'y a plus de sentier et il faut escalader une pente constituée de cailloux de lave jusqu'au sommet. Nous arrivons donc au point P1 au bord du cratère de 1930 (Fig.I.4).

Le Merapi est un jeune volcan qui est né après le pléistocène moyen, longtemps après la formation de la zone de subduction au niveau de Java (Miocène-Aquitanien) (Katili, 1975; Untung et Sato, 1978). L'évolution à long terme du Merapi peut être divisée en 5 grandes périodes: le Pré-Merapi avant 400.000 ans; le Merapi Ancien, de plus de 60.000 ans à 8.000 ans; le Merapi Moyen, de plus de 6.000 ans à 2.000 ans; le Merapi Récent, de 2.000 ans à 600 ans; et le Merapi Contemporain (Berthommier, 1990). L'analyse radioactive de la coulée de lave la plus ancienne sur la colline de G.Turgo, 6 km au sud du sommet actuel, a montré une activité qui date de 60.000 ans, au début de la période Merapi Ancien.

L'analyse pétro-géochimique (Kerinec, 1982; Bahar, 1984; Berthommier, 1990) montre que le Merapi à une faible contraste géochimique en éléments majeurs. Ceci est dû à son activité presque ininterrompue. Les roches sont classifiées dans le champ des andésites basiques avec SiO_2 qui varie entre 49.5 et 60.5 %, la plupart restant entre 50 et 58% (Berthommier, 1990). L'évolution chimique à long terme montre plusieurs cycles réguliers de la teneur en silice (Fig.I.5) ce qui implique l'existence d'un processus de cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Quelquefois, ce processus est perturbé par une alimentation régulière de magma basaltique en provenance d'une zone plus profonde: ceci conduit à une chute de la teneur en silice dans les produits éruptifs. Depuis l'année 1006, quatre chutes brutales SiO_2 ont été observées: en 1006, entre 1006-1883, en 1883, et en 1992.

L'activité du Merapi-Contemporain n'a démarré que depuis quelques siècles. Au cours de cette période le VEI (Volcanic Explosivity Index) de Newhall et Self (1982) est supérieur ou égal à 3: donc le Merapi est un volcan plus ou moins non-explosif. L'activité est caractérisée par l'alternance de périodes de croissance du dôme, d'écroulements engendrés par des explosions mineurs, et parfois par des nuées-ardentes. Hartmann (1935) a été le premier à caractériser les éruptions du type Merapi. Il a distingué quatre types différents de A à D (Fig.I.6). Les types A et B sont de types effusifs avec quelque explosions mineures qui peuvent avoir lieu dans le cratère. La formation du dôme joue un rôle important et le centre d'activité éruptive se trouve sur le dôme lui même. Dans les types C et D par contre, l'éruption est caractérisée par une explosion verticale. Parmi les quatre types, le type B est le plus commun: l'éruption commencée par une croissance du dôme qui est ensuite détruit par une petite éruption en engendrant des nuées-ardentes. Les éruptions du Merapi sont bien décrites depuis 1791 (Van Padang, 1933). A partir de cette date nous connaissons mieux l'évolution morphologique de la partie sommitale du Merapi. L'explosion historique la plus importante s'est produite le 15 avril 1872: elle a généré un grand cratère de 600 m de large et de 400 m de profondeur. Notons qu'à cette époque le point le plus haut du volcan se trouvait à une altitude de seulement 2789 m, soit 200 m plus bas que le sommet actuel.

Le danger principal du Merapi est la nuée-ardente, terme utilisé pour la première fois par Lacroix (1904) pour décrire l'éruption de la Montagne Pelée en 1902. A la suite d'une éruption volcanique, une nuée ardente est constituée d'un grand volume de gaz et de débris solides à très haute température et forte pression qui dévalent le flanc du volcan à très grande vitesse.

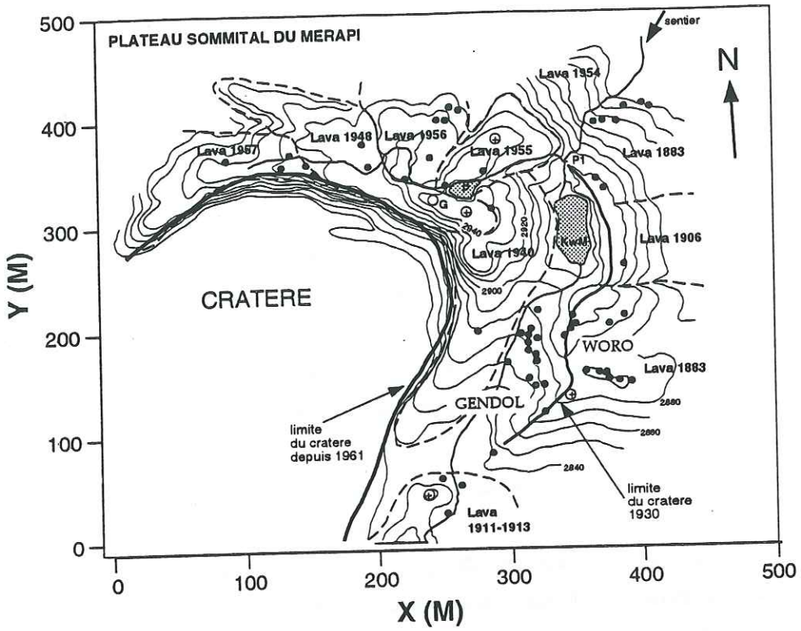


Figure I.4. :
Carte topographique du plateau sommital du Merapi. Les points noirs correspondent des fumerolles. G est le point le plus haut du sommet.

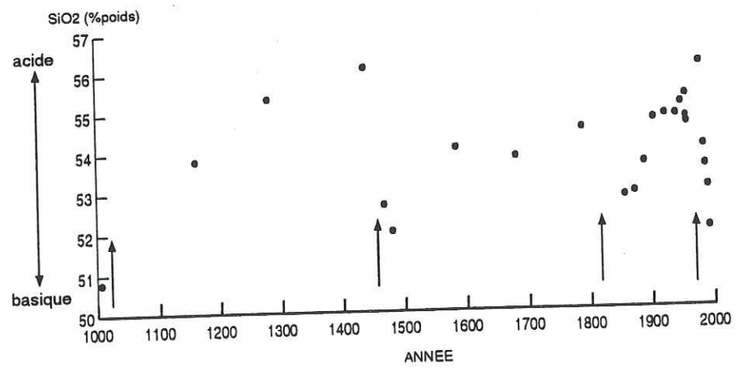


Figure 1.5. :
Variation de la teneur en silice de la lave du Merapi (Bahar, 1984; Berthommier, 1990; Tjetjep, 1994). L'existence du processus de cristallisation fractionnée est indiqué par les cycles de changement du pourcentage de SiO2.

Dans le cas du Merapi, la distance maximale des nuées ardentes est très variée : elles descendent jusqu'à une distance de 6 km du sommet et dans de rares cas, elles peuvent atteindre 12 km (éruption de 1969) ou même 15 km (éruption de 1930). La nuée-ardente de type *Merapi,* le troisième type de nuée-ardente selon Macdonald (1972) se produit lorsqu'une partie de dôme est pulvérisée par une explosion mineure et s'écroule (Bardintzeff, 1992) sur le flanc du volcan. La vitesse d'écroulement peut atteindre 90 km/h. L'analyse de dépôts montre que la température de nuée est à peu près de 300°C, estimation faite à partir de bois carbonisés à la base des dépôts (Berthommier et coll., 1992).

Le Merapi a été le sujet de trois thèses de troisième cycle soutenues en France et une thèse de Strata-3 a l'Université de Gajahmada, Yogyakarta, Indonésie :

Kerinec - "Le Merapi, volcan actif d'arc insulaire (Java) : pétrographie et géochimie des matériaux solides; implications géotectoniques.", Orsay, 1982.

Bahar - "Contribution à la connaissance du volcanisme indonésiens : Le Merapi (Centre-Java); Cadre structural, pétrologique-géochimie et implications volcanologique.", Montpellier, 1984.

Berthommier - "Etude volcanologique du Merapi (Centre-Java): Téphrostratigraphie et chronologie - produits éruptifs.", Clermont-Ferrand II, 1990.

Kirbani - "Analysis of volcanic tremor at Mount Merapi (Central Java, Indonesia) in order to understand internal magma flow.", Yogyakarta, 1990.

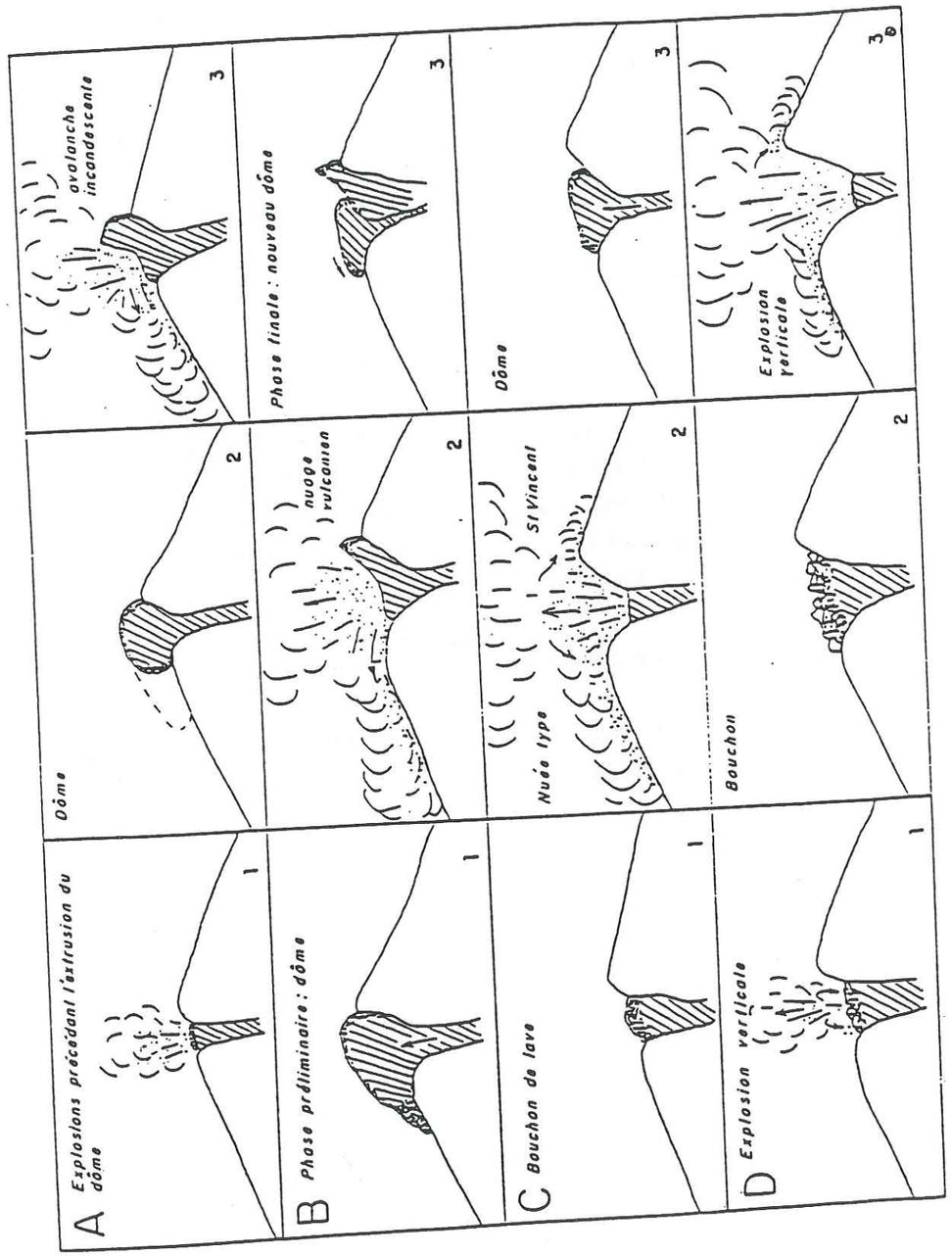


Figure I.6. : Les quatres types d'éruption du Merapi selon Hartmann (Keninec, 1982; Berthommier, 1990)

I.3. HISTOIRE DE LA SURVEILLANCE SISMOLOGIQUE DU MERAPI

La surveillance sismologique du Merapi a été commencée en 1924 lorsqu'un sismographe mécanique de type Wiechert a été installé à 9 km à l'ouest du volcan (Van Padang, 1933). Avec ce sismographe, Van Padang a remarqué une augmentation du nombre de séismes volcaniques avant l'éruption du 18 décembre 1930. Des tremors, un terme qu'utilise Van Padang pour décrire la répétition très fréquente de séismes, ont été enregistrés à partir de janvier 1930 et leur fréquence a augmenté à la fin du mois de novembre, juste avant l'apparition de nouvelle lave.

En 1968, pendant trois mois, Shimozuru et son équipe ont fait une observation sismologique en installant des sismographes à Kaliurang à 6 km au sud du volcan. Le signal sismique a été enregistré sur bande magnétique (Shimozuru et coll., 1969). En comparant les signaux aux séismes volcaniques classifiés par Minakami, ils ont proposé une première classification des séismes du Merapi. Ils ont essayé de décrire qualitativement la relation entre les formes des séismes observés sur les sismogrammes et les processus physiques engendrant ces signaux, notamment les écroulements et les chutes de pierres du dôme, les "*guguran*", et ainsi la formation du dôme. Le terme *multiphase* a été proposé pour nommer les séismes qui accompagnent la formation du dôme.

Pour améliorer la qualité de l'observation sismologique, le VSI, en collaboration avec l'USGS-HVO (Hawaiian Volcano Observatory), a construit en 1982 un réseau sismologique permanent composé de six stations (Koyanagi et Kojima, 1984). Les sismographes sont placés autour du volcan pour assurer une bonne couverture azimutale. Les signaux sont télémétrés par radio en canal VHF directement vers l'Observatoire du Merapi (MVO). A cause du problème d'alimentation, surtout la capacité limitée des panneaux solaires, seules quelques stations ont enregistré l'éruption de 1984. Grâce a ce réseau, nous avons donc pu suivre correctement l'éruption de 1984 et les autres éruptions entre 1980 et 1990. Au niveau de la détermination des hypocentres, la présence de la station PUS à l'altitude de 2625 m près du sommet, contraint bien la profondeur de séismes. La continuité opérationnelle du réseau a été bien améliorée à partir de 1988, dès que le VSI a augmenté la capacité des panneaux solaires.

En janvier 1991, J.-L. Got (Université de Savoie) a installé un système d'enregistrement numérique PCEQ (Lee, 1989) au MVO dans le cadre de la coopération

volcanologique entre l'Indonésie et la France. Pour cette thèse, le traitement de données numériques est appliqué aux séismes enregistrés par PCEQ entre le jour de l'installation et le moment de l'éruption du 2 février 1992. A partir de 1985, le laboratoire de géophysique de l'Université de Gadjahmada, Yogyakarta a fait marcher trois stations sismologiques sur le flancs ouest et sud du volcan.

I.4. OBJECTIFS

L'activité du Merapi est quasi ininterrompue. La population qui habite autour du volcan vit sous la menace permanente du risque volcanologique. Donc, la prévision de l'activité volcanique est une nécessité. En Indonésie, le sismographe est l'appareil le plus couramment utilisé pour la surveillance volcanologique à cause de sa simplicité d'opération. Depuis longtemps, le nombre de séismes volcaniques est considéré comme un paramètre représentatif pour prévoir une éruption. Une diminution de la profondeur des séismes et une migration des hypocentres sont aussi considérés comme un indice de future éruption. La surveillance sismologique ne peut être acceptée comme outil de prévision que si nous trouvons un paramètre extrait des données sismiques qui traduit un accroissement de l'activité volcanique.

Pour le Merapi, le niveau que peut atteindre le nombre de séismes avant une éruption est très varié et il n'y a pas de migration hypocentrale régulière. Cette situation constitue une difficulté pour prévoir l'activité du Merapi. L'objectif de cette étude est donc de mieux comprendre la sismicité du Merapi et de trouver des paramètres potentiels pour la prévision. Pour le cas étudié, nous utilisons l'activité précédant l'éruption du 2 février 1992.

Comme l'activité du Merapi est souvent associée à la croissance du dôme et aux éboulements d'une partie du dôme, un chapitre de cette thèse est consacré au processus de naissance et d'évolution du dôme en 1994.

Notre but principal est de contribuer à la compréhension des processus physiques ayant lieu à l'intérieur du Merapi dans le cadre du développement de la prévision volcanologique et en espérant que la méthode d'observation peut être appliquée sur des autres volcans.

CHAPITRE II

LA SISMICITE DU VOLCAN MERAPI

II.1. RESEAU SISMOLOGIQUE DU MERAPI

II.1.1. Le sismographe

Le réseau sismologique permanent du Merapi opéré par le VSI est composé de 6 stations (Fig.II.1). Elles sont réparties entre 1275 m et 2625 m d'altitude. Le nom de chaque station est composé de 4 lettres, les 3 première correspondent au site géographique et la quatrième à la composante, par exemple PUSV correspond à la composante verticale de la station PUS. Le réseau est télémétré donc composé de modules de terrain et d'une centrale d'enregistrement (Fig.II.2). Chaque module de terrain est composé d'un sismographe, d'un amplificateur, d'un modulateur et d'un émetteur. Les sismographes utilisés sont des capteurs de vitesse de type Mark-Product L4C-1Hz verticaux avec un facteur d'atténuation de 0.8 et une constante de transduction de 50 mV pour 1 mm/s de vitesse du sol (Koyanagi et Kojima, 1984). La sortie du sismographe est ensuite amplifiée par un amplificateur de type AS-110 de Sprengnether, avec un gain de 72 dB soit environ 4000, puis modulée en fréquence audible. Le modulateur varie la fréquence porteuse de 25 Hz pour 1 volts de variation de tension à l'entrée. L'éventail d'entrée est fixé de -5 volts à +5 volts. Le signal modulé est transmis vers le MVO, 30 km au sud du volcan, au moyen d'un émetteur VHF (very-high-frequency) de type Monitron dont la puissance de transmission est de 100 mWatt. L'émetteur est équipé d'une antenne Yagi de 5 éléments. Pour transmettre la station POGV située sur le flanc nord du volcan, donc non visible depuis le MVO, nous utilisons un réémetteur installé dans la station PUSV. Chaque station sismologique est alimentée par deux batteries de 70 AH, soit au total 140 AH, qui supportées par des panneaux solaires d'à peu près de 100 watts.

La station du sommet PUS est à trois composantes de type L4C-1Hz. Sur cette station il y a aussi un récepteur pour capter le signal de la station POGV. Les trois sorties du sismomètre de PUSV et le signal de POGV sont multiplexés (par une addition analogique) avant transmission au MVO.

L'unité d'enregistrement qui se trouve au MVO est composée d'un récepteur VHF, d'un démodulateur et d'un enregistreur de type Sprengnether VR-65 équipé d'un amplificateur et d'enregistreurs sur papier. La vitesse de déroulement du papier est de 120 mm/minute, soit 2 mm/s. Le démodulateur a une transduction de 1 volt pour 125 Hz d'entrée. La valeur de 125 Hz est le changement maximal de la fréquence du signal

porteur de la modulation. Le gain de l'amplificateur VR-65 est normalement de 0.02 mm/mV.

L'ensemble sismographe sans le sismomètre, a donc une amplification nominale de 16 mm/mV, soit 800 mm/mm/s avec le sismomètre. Un déplacement d'un millimètre observé sur le sismogramme papier représente donc une vitesse du sol de 1.25 um/s. L'amplification du sismographe est présentée sur la Figure (II.3) (Koyanagi et Kojima, 1984).

Tableau I.1 : coordonnées des stations du réseau sismologique sur le Merapi

Sta	Lat.(Sud)	Long.(Est)	Altitude (m)
1. PUSV	7° 32.30'	110° 27.24'	2625
2. POGV	7° 31.80'	110° 27.33'	2415
3. KLAV	7° 32.08'	110° 25.68'	1918
4. DELV	7° 33.61'	110° 27.68'	1487
5. GEMV	7° 32.65'	110° 24.85'	1318
6. PLAV	7° 35.14'	110° 25.89'	1276

En coordonnées cartésiennes par rapport au point du sommet:
(7° 32.43', 110° 26.81, 2925m); (X, Y, Z en kilomètres)

Sta	X (+Est)	Y (+Nord)	Z.(+Bas)
1. PUSV	+ 0.850	+ 0.225	0.30
2. POGV	+ 1.102	+ 1.150	0.51
3. KLAV	- 2.036	+ 0.628	1.01
4. DELV	+ 1.291	- 2.177	1.44
5. GEMV	- 3.538	- 0.446	1.63
6. PLAV	-1.648	- 4.762	1.63

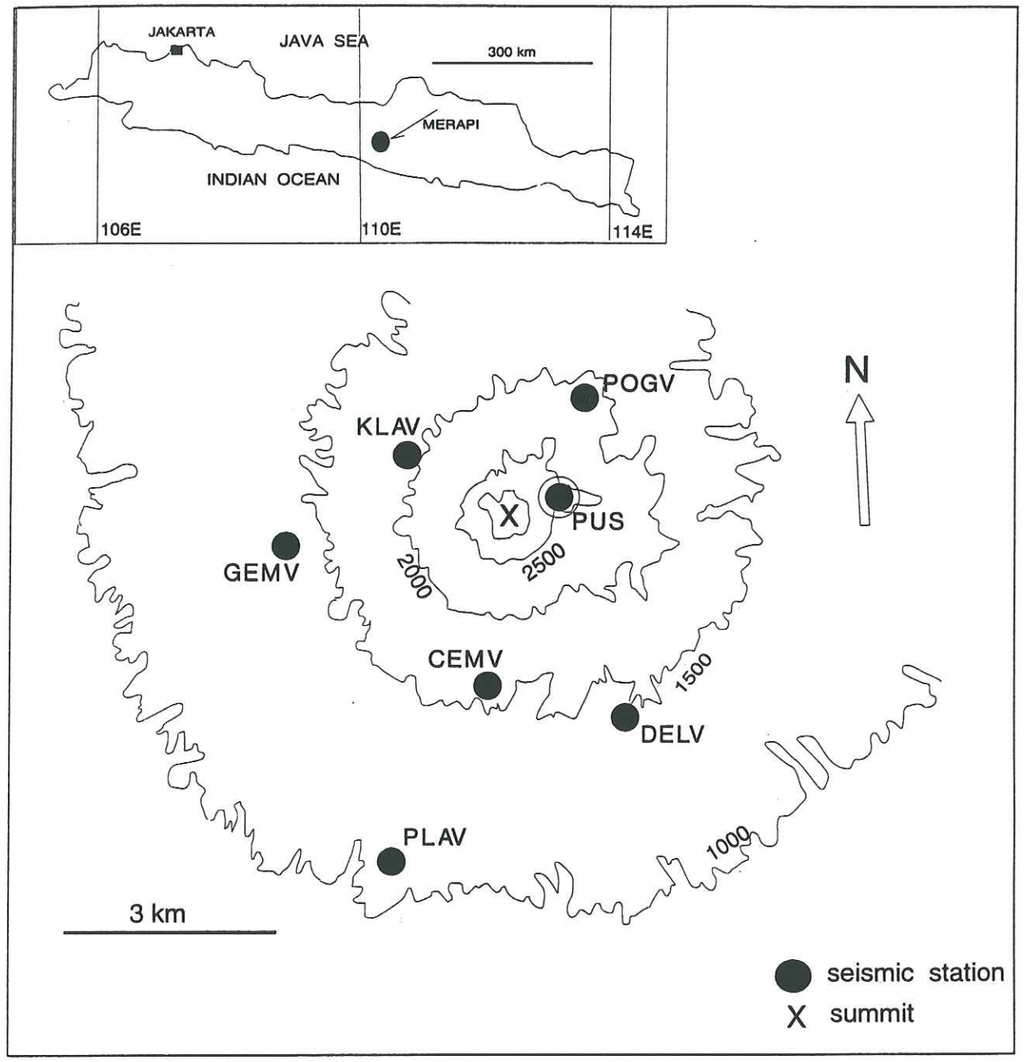


Figure II.1. :
Réseau sismique permanent du Merapi. Les stations ont été installées en 1982-1984, sauf la station CEMV qui a été installée en 1993.

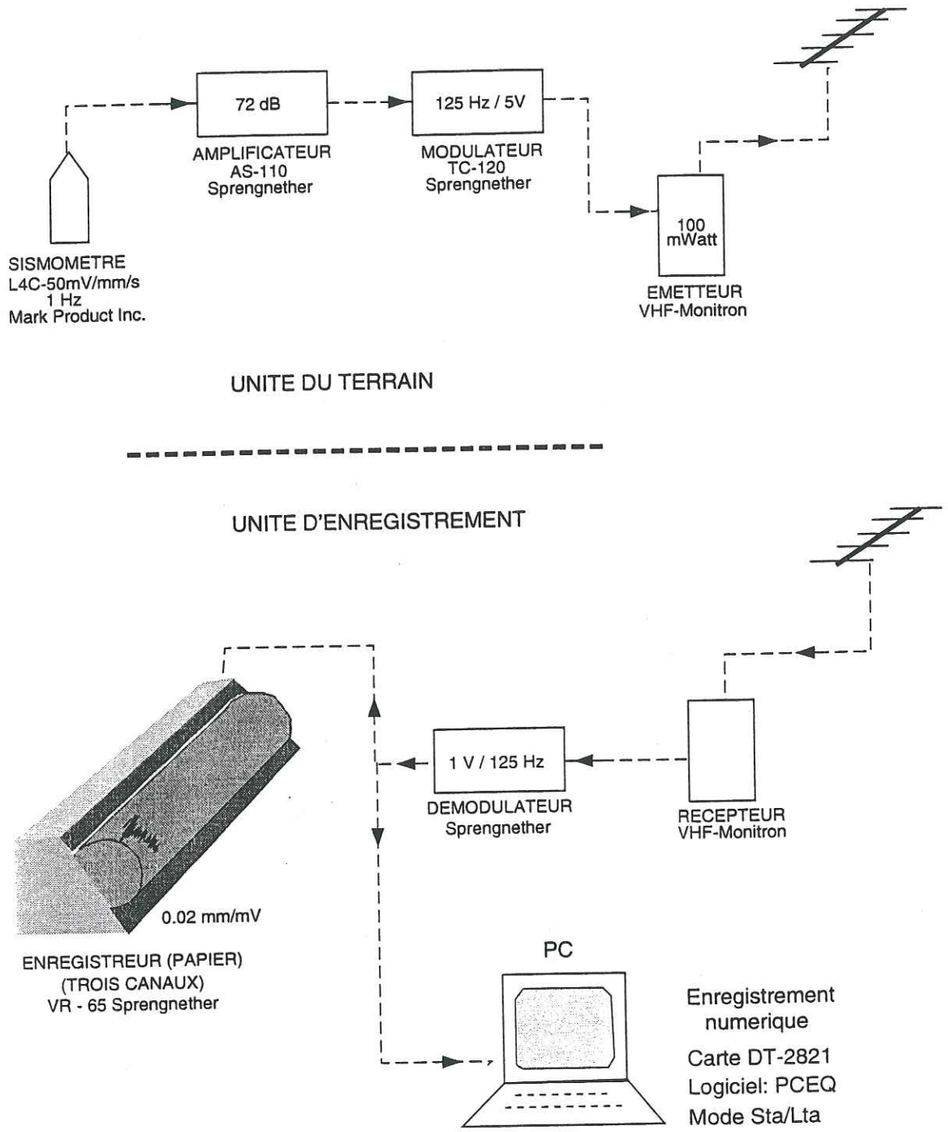


Figure II.2. :
Diagramme d'un station télémétrée du réseau sismique permanent du Merapi. L'unité de terrain est installée en chaque station sismologique (Fig.II.1). L'unité d'enregistrement est installée dans l'Observatoire du Merapi (MVO).

En plus du sismogramme papier, nous faisons aussi l'enregistrement numérique sur un PC avec une carte de numérisation DT-2821 - 12 octets de DATA-Translation Inc. Le signal sortie du démodulateur est numérisé avec un pas d'échantillonnage de 0.01 seconde, soit 100 points par seconde. La fréquence détectable sera donc inférieure à 50 Hz ce qui est suffisant pour la surveillance car la réponse fréquentielle du sismographe utilisé diminue brutalement à partir de 40 Hz (Fig.II.3). Il n'est donc pas nécessaire d'augmenter la fréquence d'échantillonnage à plus de 100 Hz si l'on ne peut pas élargir la bande passante de la chaîne d'acquisition. L'acquisition de données est faite par le programme PCEQ (Lee, 1989) avec un mode de déclenchement STA/LTA. La longueur maximale d'enregistrement est de 90 secondes. La sauvegarde se fait lorsqu'au moins trois stations émettent des signaux dépassant un certain seuil préfixé.

L'éventail dynamique de l'enregistrement numérique dépend de la capacité de la carte de numérisation. Avec une résolution de 12 bits (72dB), l'amplitude enregistrée varie entre -2048 et +2048. Ces valeurs sont fixées aux limites minimum et maximum de l'entrée -1 volt et +1 volt. L'ensemble modulateur-démodulateur a une amplification de 0.2, donc l'amplitude de la sortie de ce dernier est 5 fois plus petite que celle de l'amplificateur de terrain. La valeur maximale de 1 volt sur l'entrée de la carte DT-2821 correspond à une tension de 5 volt à la sortie de l'amplificateur, soit 1.25 mV à l'entrée de l'amplificateur. La vitesse maximum du sol sans que l'enregistrement soit saturé, avec un coefficient de transduction de sismomètre de 50 mv/mm/s, est égale à 0.025 mm/s. Pour un signal de 5 Hz, elle correspond à un magnitude d'à peu près 2.6. Cela est la magnitude maximale qui peut être calculée à partir de l'amplitude non-saturée. A l'Observatoire du Merapi, MVO, la magnitude des séismes saturés est normalement estimée en utilisant la durée du signal. Le réseau sismique du Merapi est suffisamment sensible à des petits séismes.

Afin de diminuer le niveau de bruit sur les sismogrammes, quelques stations ont été déplacées:

La station PLAV, qui était placée à 7 m de la maison du poste d'observation de Plawangan a été déplacée vers le sud à environ 100 m de l'ancien site et à une altitude à 20 m de moins, le 14 novembre 1987. Le sismomètre est placé dans la cabane du sismographe mécanique Wiechert. Ce déplacement réduit le bruit qui était généré par les activités dans le poste d'observation Plawangan.

Un nouveau site (1487 m) a été choisi pour remplacer l'ancienne station DELV (1325 m) qui s'était retrouvée en un lieu couvert de végétation très dense

où le bruit lié au vent était important. Le 24 octobre 1988, la nouvelle station a été installée sur une coulée de lave massive dans la rivière Woro, à 900 m de l'ancien site. Le rapport signal sur bruit est remarquablement amélioré, donc le dépouillement de la première arrivée d'un séisme volcanique est plus précis. Au niveau de la transmission de signaux, grâce à sa position qui se trouve à la base de la rivière, le signal VHF est guidé par les deux bords de la rivière vers la station de réception au MVO à Yogyakarta. C'est la meilleure station du réseau sismique permanent du Merapi.

La station BABV (1625 m) proche du poste d'observation de Babadan, a été supprimée le 1 février 1989 à cause des bruits liés à l'activité humaine durant la journée (fabrication de charbon traditionnelle. Le sismomètre a été déplacé à KLAV (1918m), l'actuelle station à l'ouest-nord ouest du volcan.

La station SELV (1750m) qui était implantée d'abord sur le flanc sud du volcan Merbabu dans un champ de maïs derrière le poste d'observation Selo a été remplacée, le 20 juin 1989, par la station POGV (2415 m) au flanc nord du Merapi, à coté du chemin vers le sommet entre Selokopo et G. Bibi.

La station GEMV (1318m) a été construite en août 1990 pour remplacer la station MARV (981m) qui se trouvait ces derniers temps dans une région d'exploitation des produits volcaniques (dépôts de l'éruption de 1984 dans la rivière Putih). En septembre 1991, la station a été déplacée de nouveau à une distance seulement de 30 m à cause de l'effondrement du site.

Toutes les modifications du réseau sismique du Merapi pendant la période de 1987 à 1990 ont eu pour objectif d'améliorer le rapport signal sur bruit de façon de diminuer le bruit naturel et humain. Après cette série de déplacements, le réseau sismique a été ramené de l'altitude moyenne de 1600 m à 1840 m. La station PUS, la station de référence, est seule toujours restée sur le même site depuis son installation en 1982.

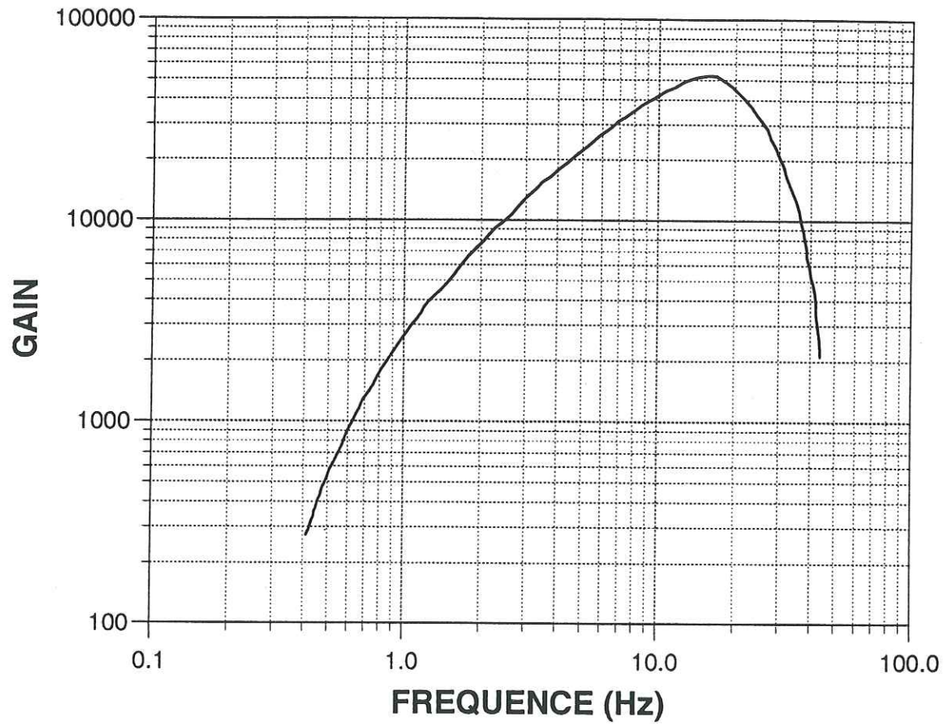


Figure II.3. :
Réponse du sismographe, résultat de la calibration effectué avant l'installation du réseau sismique (d'après Koyanagi et Kojima, 1984).

II.1.2. Caractéristiques des stations

La plupart des stations sismologiques se trouvent sur un sol suffisamment épais sauf la station DELV qui est installée sur une coulée de lave. Il semble que le contenu fréquentiel à DELV soit plus haut que sur les autres stations. La station PLAV, située au sommet de la colline basaltique de Plawangan à 6 km au sud du volcan, a une amplification du sol presque deux fois supérieure aux autres, comme le montre la comparaison des amplitudes de séismes tectoniques lointains.

L'amplification apparente du sol est estimée en utilisant les téléséismes. Il y a deux facteurs qui interviennent dans l'amplitude observée sur un sismogramme: le gain de l'instrument et l'amplification du sol:

$$Ao = Ar \times G \times Cg \times Ci \qquad \text{(Koyanagi et Kojima, 1984)} \quad (II.1)$$

où: Ao: amplitude observée sur le sismogramme
Ar: amplitude vraie sur la station
G: gain nominal du sismographe
Cg: amplification spécifique du sol
Ci: facteur de calibration du sismographe

Le facteur Ci est calculé en utilisant un générateur sinusoïdal portable avec une fréquence fixée à 5 Hz. Pour calibrer une station, nous remplaçons le sismomètre par le générateur, dont le signal d'entrée est fixé à 125 microVolt d'amplitude, ensuite nous mesurons le signal sur le sismogramme papier. Si tout marche parfaitement, nous observons un signal sinusoïdal avec une amplitude de 2 mm, soit 4 mm crête-à-crête, et le facteur Ci sera égal à 1. Par contre si ce n'est pas le cas, Ci sera :

$$Ci = Co / 2 \qquad \text{avec Co = amplitude observée en millimètre} \qquad (II.2)$$

Nous pouvons aussi écrire l'équation (II.1) comme suit:

$$Ao = Ar \times Gt \quad \text{avec } Gt = G \times Cg \times Ci \qquad (II.3)$$

Donc, quelque soit le gain de l'instrument, le rapport d'amplitude d'un séisme lointain en une station comparé à une autre représente le rapport de Gt. Comme nous connaissons la valeur nominale de G et le facteur de calibrage Ci, Cg peut être calculé pour chaque station.

Tableau I.2 : Facteur d'amplification de sol:

STATION	Gt	Gain	Cg
PUS	1.0	800	0.9
POG	1.2	800	1.0
KLA	1.0	800	0.8
DEL	0.8	4000	0.2
GEM	1.0	800	0.9
PLA	2.6	800	2.3

Bien que ce résultat ait été trouvé en utilisant seulement des sismogrammes sur papier, l'amplitude observée est celle de la fréquence dominante de l'onde arrivant à la station, ce tableau résume les caractéristiques des stations. Les stations PUS, POG, KLA et GEM ont à peu près une même valeur de Cg parce qu'elles sont situées sur des coulées pyroclastiques. Dans la station de DEL qui se trouve sur une coulée de lave, il semble que les ondes soient beaucoup atténuées; c'est la seule station qui n'a peut être pas d'amplification de site liée à une couche sédimentaire ou pyroclastique. Les autres stations qui ont une amplification du sol beaucoup plus grande.

Habituellement la station de PUS est utilisée comme référence dans les calculs de magnitude. Si cette station ne marche pas, la magnitude est calculée en utilisant une autre station et en substituant le facteur Cg.

II.2. CLASSIFICATION ET CARACTERISTIQUE DES SEISMES VOLCANIQUES

II.2.1. Classification

La première classification de séismes volcaniques a été proposée en 1912 par Omori en se basant sur les observations sismologiques faites sur le volcan Asama. Omori a distingué deux type de séismes volcaniques: A et B, non-explosifs et explosifs respectivement. Minakami en 1944 a développé une classification plus détaillée dans

laquelle il a décrit quatre types de séismes volcaniques différents (Minakami, 1960) :

1. Séismes de type-A

Ce sont des séismes volcaniques qui ont une profondeur entre 1 et 10 km. Normalement ils précédent ou accompagnent le début d'une activité éruptive. La nature de ce type de séisme ne peut pas être distinguée de celle des séismes tectoniques superficiels. Les phases P et S se séparent clairement (Fig.28, Minakami, 1960; Fig.36, Minakami et coll., 1970).

2. Séismes de type-B

Les hypocentres de ces séismes se trouvent dans un rayon de 1 km autour du cratère actif. Ils sont plus superficiels que les séismes de type-A. Souvent, ils font partie d'un essaim dans la zone superficielle qui s'étend de la surface jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Conséquemment, les ondes de surface prédominent et la phase S ne peut pas être identifiée. Normalement ces séismes se forment dans des volcans qui ont des éruptions de type Vulcanien.

3. Séismes d'explosion

Comme leur nom l'indique, ces séismes accompagnent une explosion volcanique. A cause du mécanisme à la source, une explosion, il n'y a pas d'onde de cisaillement S. La source se trouve dans une zone proche de la base du cratère. L'image du séisme observée sur le sismogramme est similaire à celle des séismes de type-B sauf que la magnitude est beaucoup plus grande.

4. Microtrémor volcanique

Ce sont des signaux continus générés par une vibration persistante durant l'activité éruptive prolongée de type Strombolienne ou Hawaiienne.

Cette classification a été beaucoup utilisé ou au moins a une forte influence dans la classification de séismes volcaniques actuelle dans le monde (Endo et al., 1981; Malone et coll., 1983; McNutt, 1986). Des différences apparaissent souvent pour les séismes de Type-B parce que la profondeur de ces séismes varie d'un volcan à l'autre et ceci conduit à des différents critères pour la classification.

Pour le Merapi, la première classification des séismes a été faite par Shimozuru et coll. (1970). Actuellement nous utilisons une classification basée sur des enregistrements associés à l'éruption de 1984, la première éruption qui ait été surveillée par le réseau sismologique permanent télémétré. La classification des séismes du Merapi

a été beaucoup modifiée grâce à la station PUS qui se situe tout près du sommet. Les séismes superficiels peuvent être distingués assez loin grâce à leur fréquence dominante. Minakami (1960) a remarqué que les séismes de type B sont observés dans un rayon d'un km sans avoir discuté de leur contenu fréquentiel. L'absence d'une phase S dans les séismes de Type-B peut résulter soit de la trop courte distance entre source et station (similaire au séisme tectonique), soit de la différence du mécanisme à la source. Il est donc raisonnable de classifier les séisme superficiels en deux catégories, ceux de haute fréquence (HF) et ceux de basse fréquence (LF) (Malone et coll., 1983; Ishihara et Iguchi 1989; Ratdomopurbo, 1991; Iguchi 1994). La classification actuelle est donc un mélange de celle de Minakami, de Shimozuru et d'observations actuelles sur les différentes signatures observées sur les sismogrammes papier. Nous distinguons 7 types de signaux sismiques sur le Merapi:

1. Séismes VTA (Fig.II.4, Fig.II.5a)

Ce sont les séismes volcano-tectoniques (VT) les plus profonds connus au Merapi. Nous utilisons le terme *volcano-tectonique* pour indiquer que le séisme est de type cisaillant, identique à celui dans le domaine tectonique. La profondeur est supérieure à 2 km sous le sommet. Les phases P et S sont identifiables avec le délai des temps d'arrivée, S-P étant supérieur à 0.5 seconde, soit plus de 1 mm de séparation sur le sismogramme. La fréquence dominante observée sur la station PUSV est comprise entre 5 Hz et 8 Hz. Toutes les stations enregistrent ces séismes avec une amplitude comparable d'une station à l'autre, indépendamment de l'altitude et de la distance au sommet. La différence de temps d'arrivée de ces séismes entre les stations PUS et DEL est d'environ 0.1 seconde et de 0.7 seconde entre les stations PUS et PLA (Fig.II.6). Ce type de séisme est identique à celui défini comme Type-A par Minakami (1960).

2. Séismes VTB (Fig.II.4, Fig.II.5b)

La fréquence dominante de ces séismes est la même que celle des séismes VTA. La séparation des phases P et S n'est pas observable sur les sismogrammes papier. Leur profondeur est inférieure à 1.5 km sous le sommet, même souvent inférieure à 1 km. Les VTB se distinguent notamment des séismes VTA par la différence de temps d'arrivée entre les stations PUS et PLA qui est d'environ 1.4 seconde et d'à peu près 0.5 seconde entre les stations PUS et DEL (Fig.II.6). Par la suite le terme VT sera utilisé pour l'ensemble des séismes VTA et VTB.

3. Séismes MP (Fig.II.4, Fig.II.5c)

Le terme MP ou *multiphase* a été en premier utilisé par Shimozuru et coll. (1970) pour décrire les séismes qui se produisent pendant une formation de dôme. Pour une amplitude donnée, ils ont une durée plus longue que celle des séismes VT. En plus, la première arrivée de l'onde est moins impulsive que celle de ces deux derniers. La fréquence dominante est environ 3 - 4 Hz observée sur PUSV. L'amplitude est fortement atténuée en s'éloignant du sommet.

4. Séismes LF (Fig.II.4, Fig.II.5d)

Ce sont des séismes monochromatiques avec une fréquence dominante d'environ 1.5 Hz. Cette fréquence reste constante d'une station à l'autre. La station PUS les enregistre avec une amplitude beaucoup plus grande que les autres stations, ce qui indique que ce séisme a une source très superficielle.

5. Séismes LHF (Fig.II.5e)

Pendant l'activité du Merapi de 1990-1992, nous avons observé quelques séismes d'un type différent, une combinaison entre deux types de séismes: LF et VTB. La partie LF précède de quelques secondes un séisme similaire à un VTB.

6. Tremors (Fig.II.5f)

Les tremor peuvent être distingués des autres types de séismes volcaniques à cause de leur durée qui peut atteindre plusieurs minutes ou même des heures. Leur fréquence est similaire que celle du séisme LF.

7. Signaux sismiques associés aux *Guguran* ("avalanche") (Fig.II.5g)

Ce sont des signaux qui se produisent lorsqu'il y a des éboulements de roches, des chutes de pierres depuis le dôme ou l'écroulement d'une partie du dôme le long du flanc du volcan. Comme ces signaux sont générés par des éboulements de roches, la durée du signal est évidemment au moins égale à celle de l'éboulement. Leur fréquence est beaucoup plus grande que celle des tremors: c'est une sorte de bruit haute fréquence.

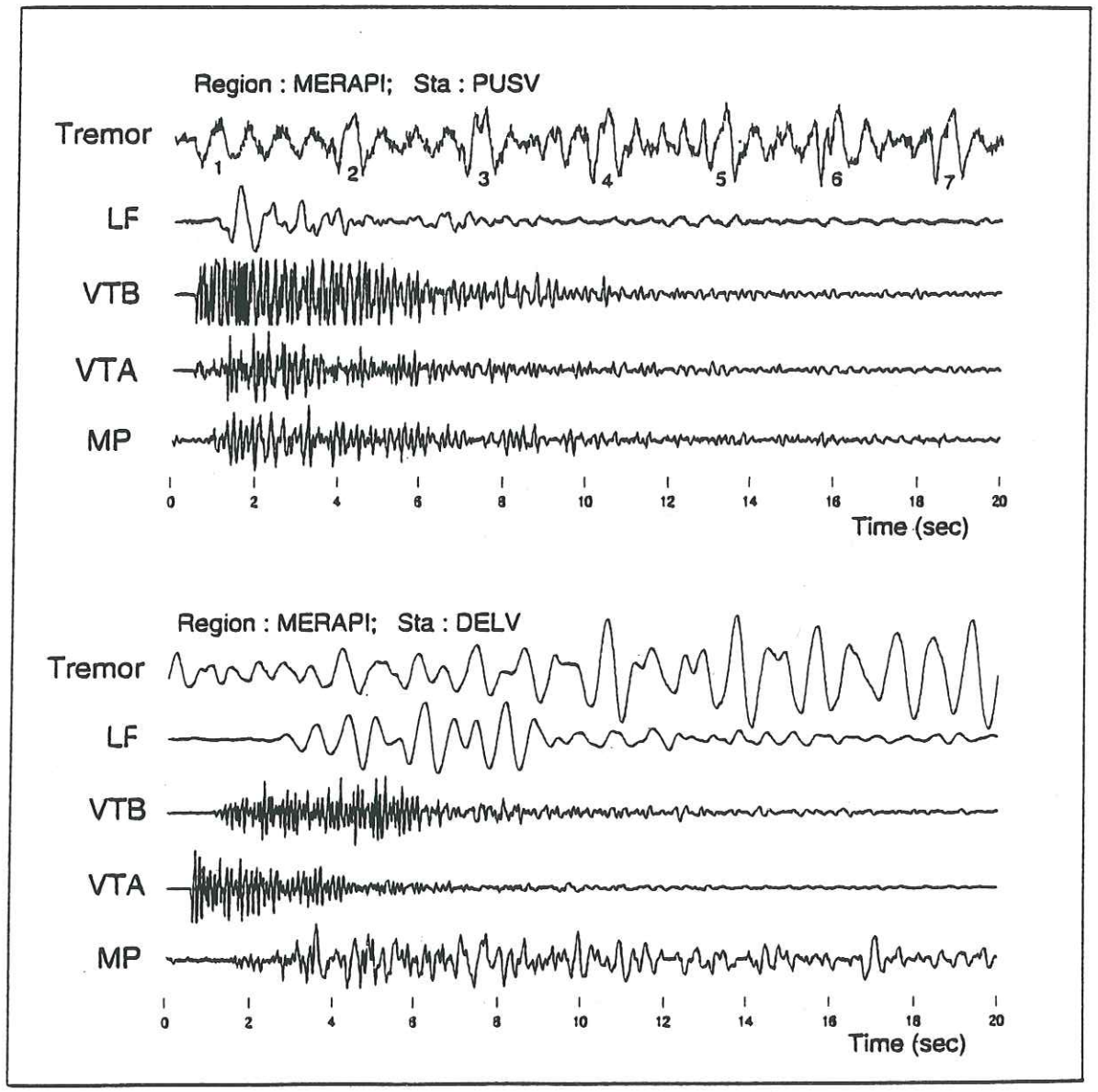


Figure II.4. :

Les cinq types principaux de séismes volcaniques du Merapi. Les enregistrements du haut proviennent de la station PUSV (0.9 km du sommet) et ceux de la station DELV (3.3 km du sommet)

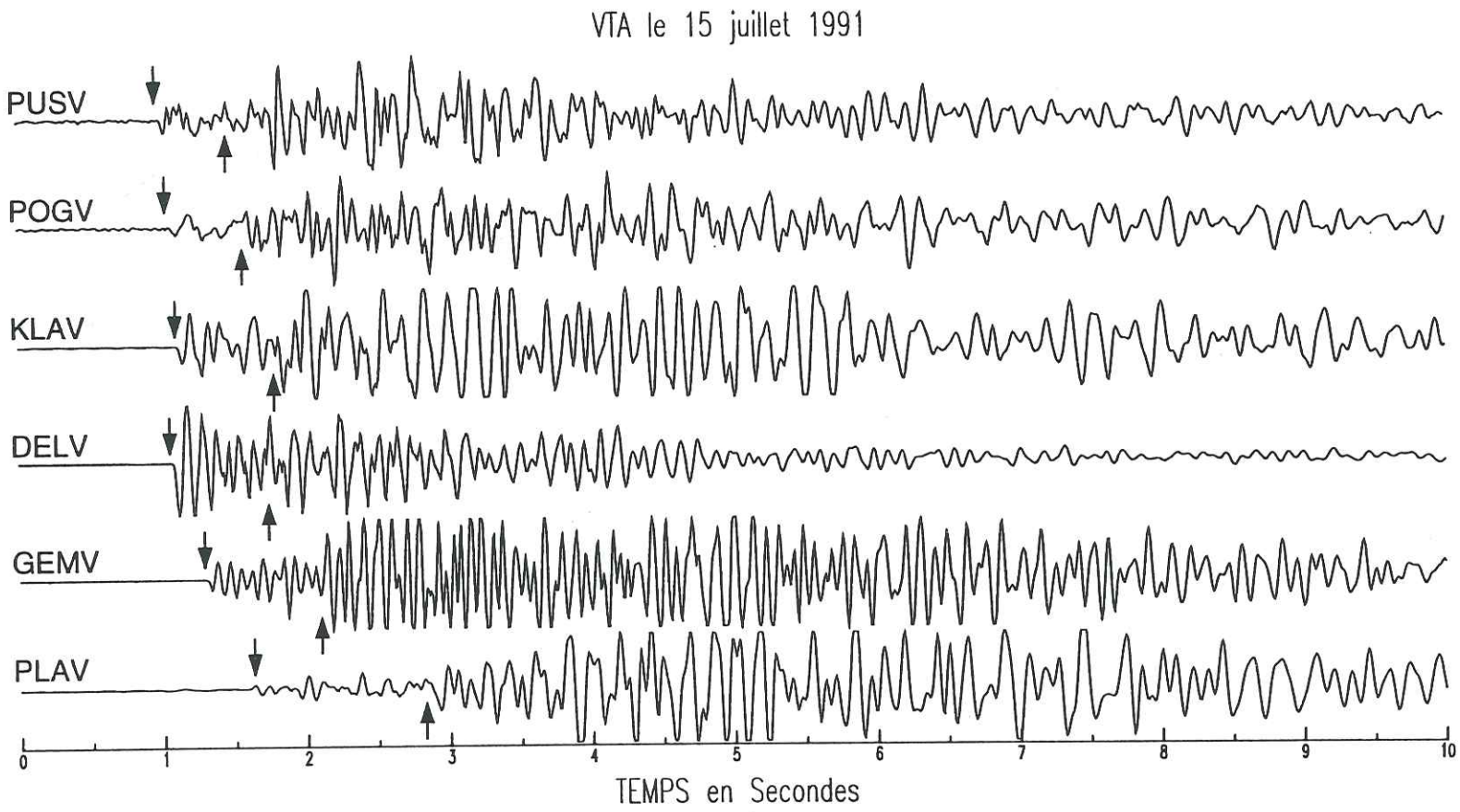


Figure II.5a. :

Exemple de séisme de type VTA enregistré par le réseau sismologique du Merapi. Les flèches vers le bas sont les marqueurs de l'arrivée de l'onde P et les flèches vers le haut sont les marqueurs de l'onde S.

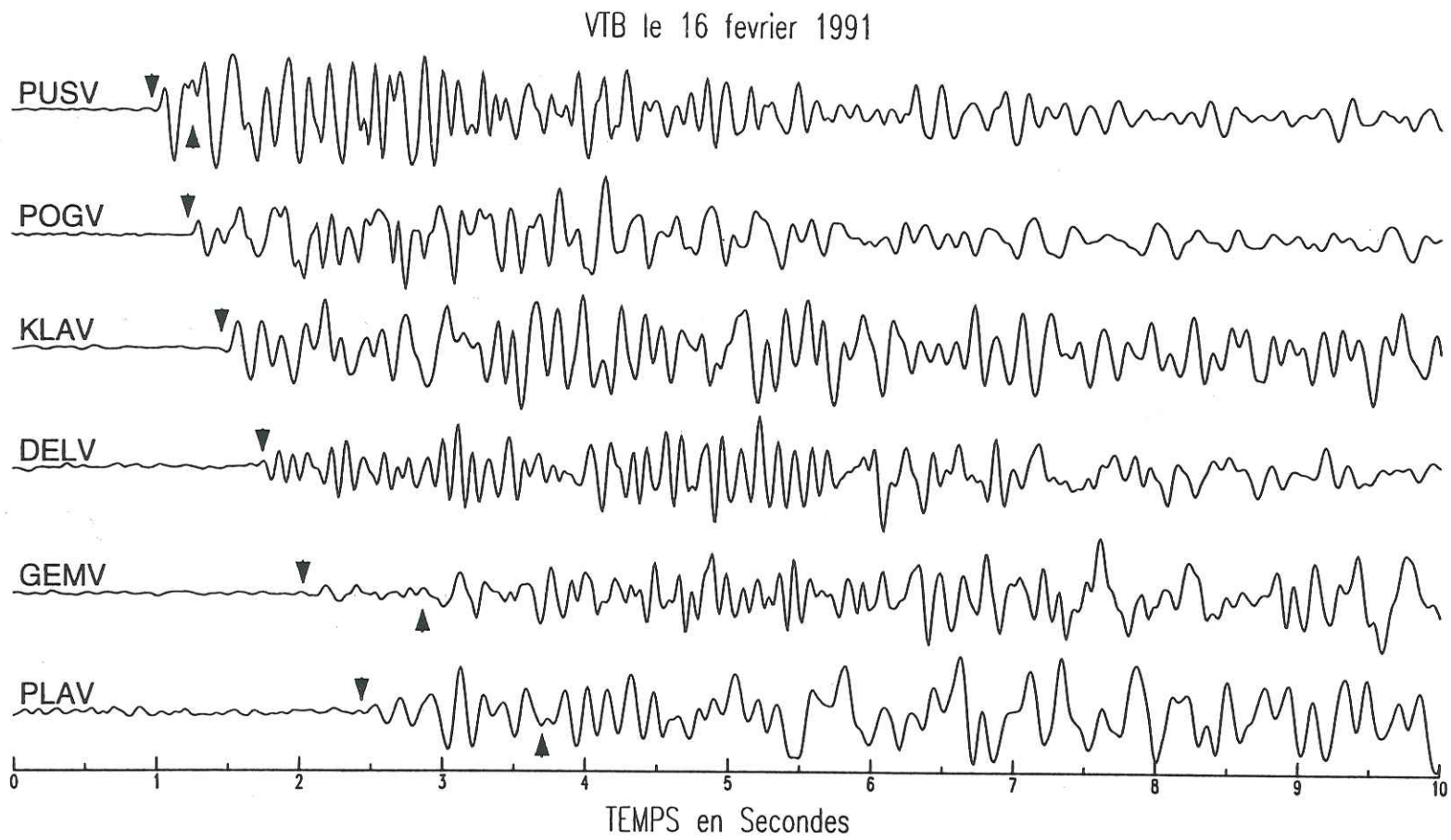


Fig.II.5b. :

Exemple d'un séisme de type VTB enregistré par le réseau sismologique du Merapi. La différence de temps d'arrivée entre PUSV, la station la plus proche du sommet, et PLAV, la station la plus lointaine, est d'environ deux fois plus grande que celle d'un séisme VTA (Fig.II.5a).

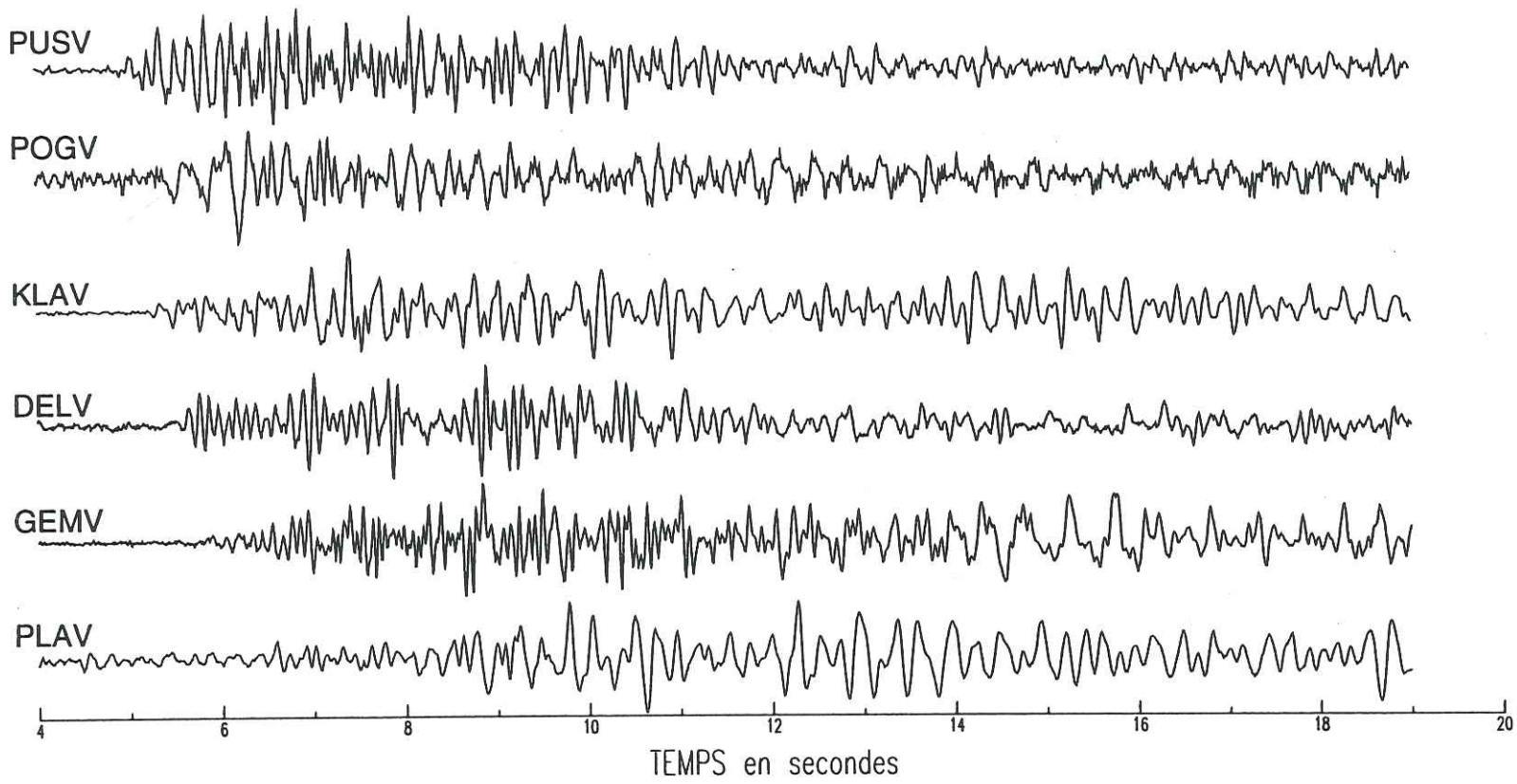


Fig.II.5c. :

Exemple de séisme de type MP enregistré par le réseau sismologique du Merapi.

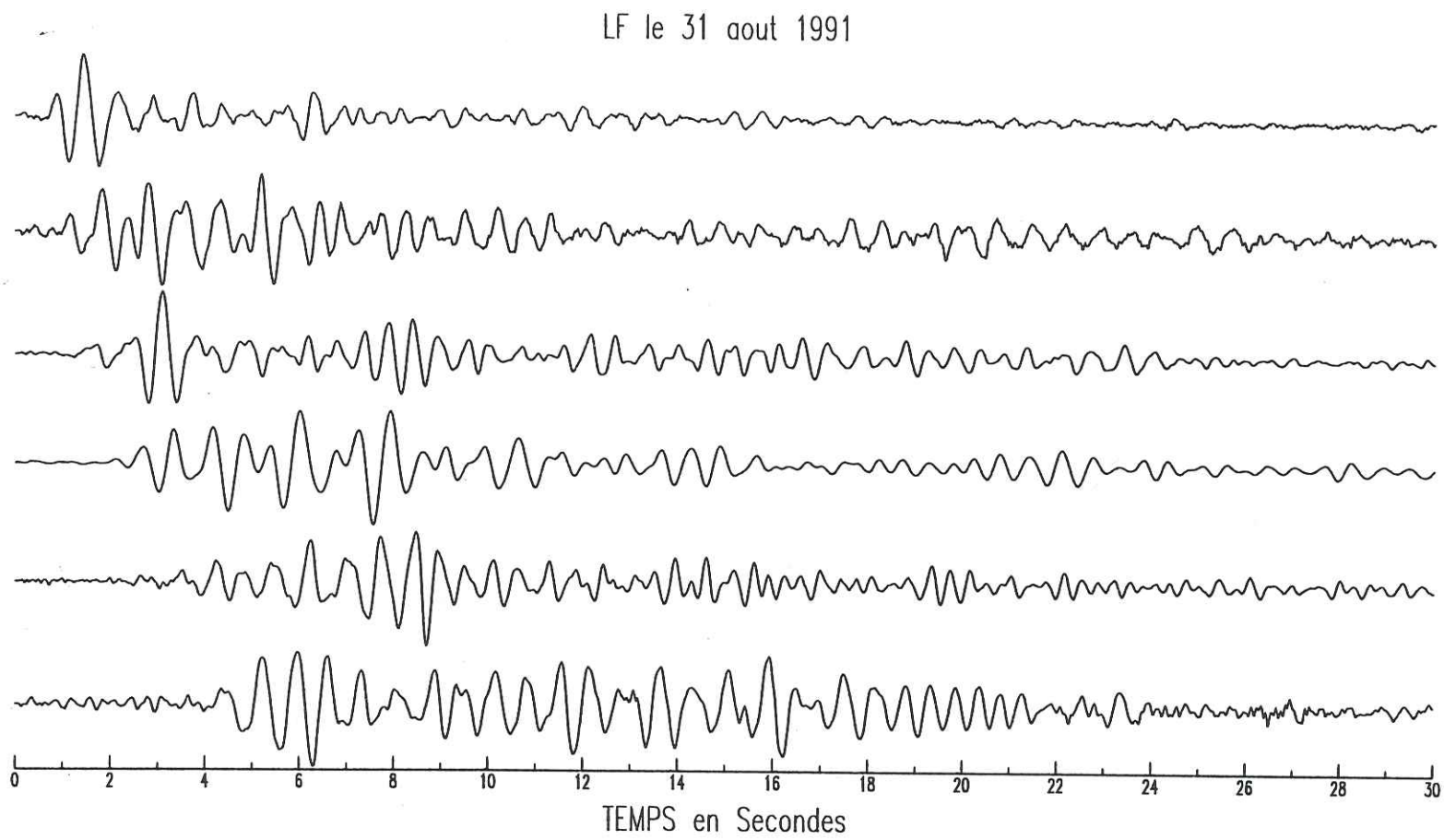


Fig.II.5d. :

Exemple de séisme LF. A partir de cet enregistrement, il est clair que la fréquence est identique sur toutes les stations quelque soit leur distance par rapport au sommet du volcan.

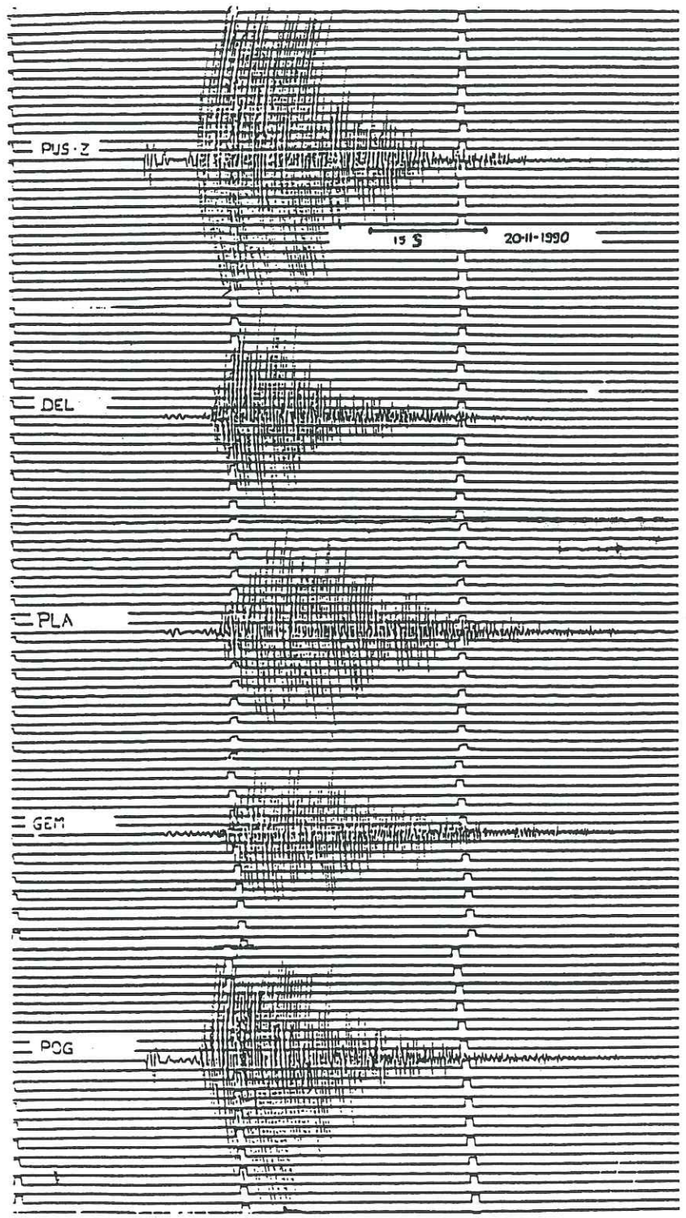


Fig.II.5e. :

Exemple de séisme de type LHF. Ce type de séisme ne se produit pas fréquemment. Il se forme quelquefois pendant une période d'essaim. L'onde de type LF arrive la première et ensuite suivi par un signal de type VTB.

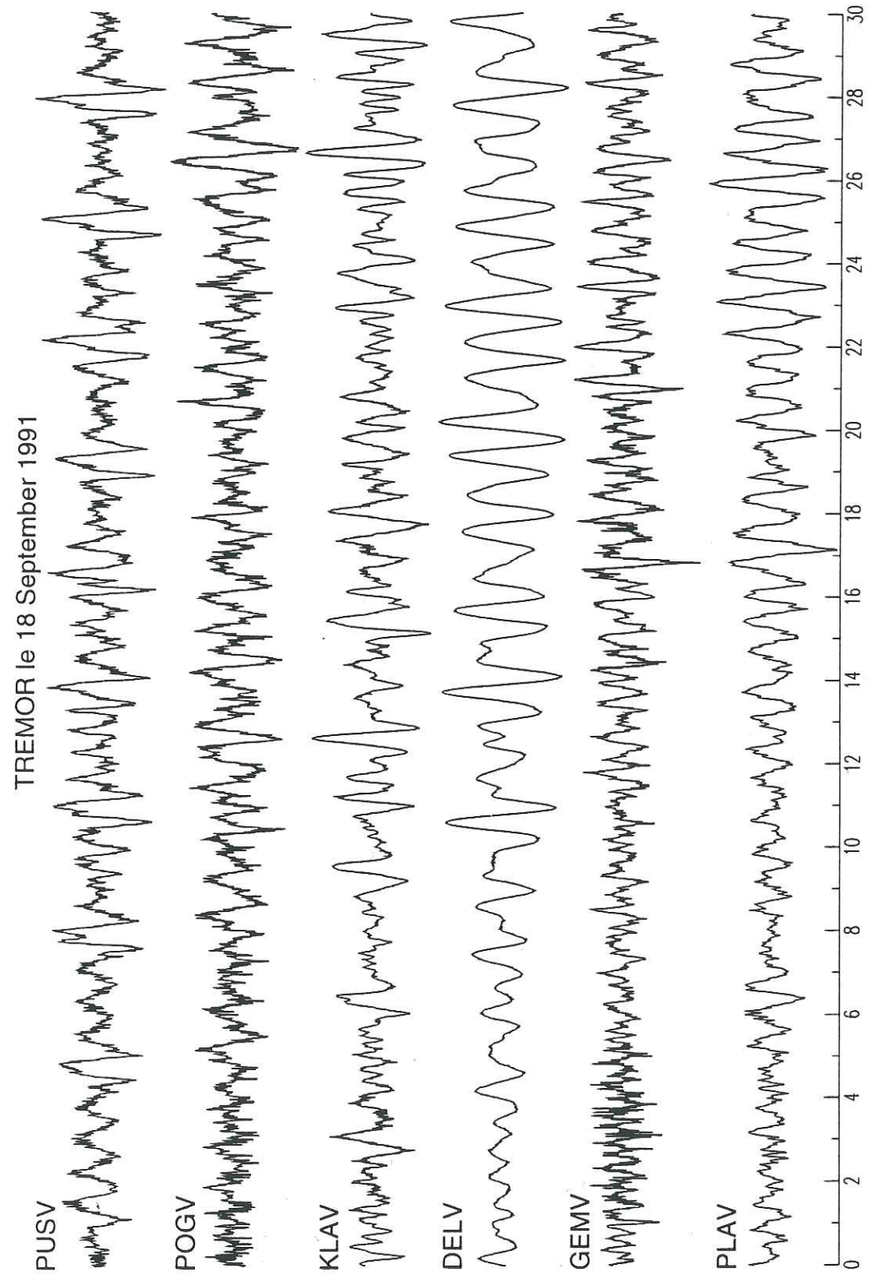


Fig.II.5f. :

Tremor de basse fréquence typique du Merapi. Sur la station PUSV nous observons des signaux de type LF qui se poursuivent le long du sismogramme et qui ne sont plus observables sur les stations lointaines, PLAV par exemple.

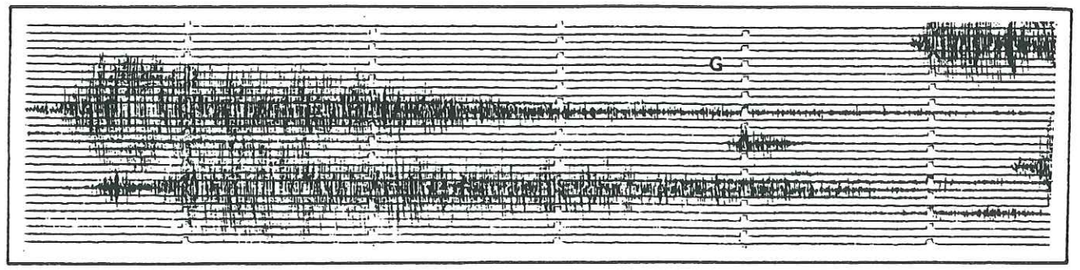


Fig.II.5g :

Guguran enregistré sur un sismogramme papier de la station sismologique PUSV. Ce type de signal accompagne l'avalanche d'une partie du dôme ou une chute de pierre.

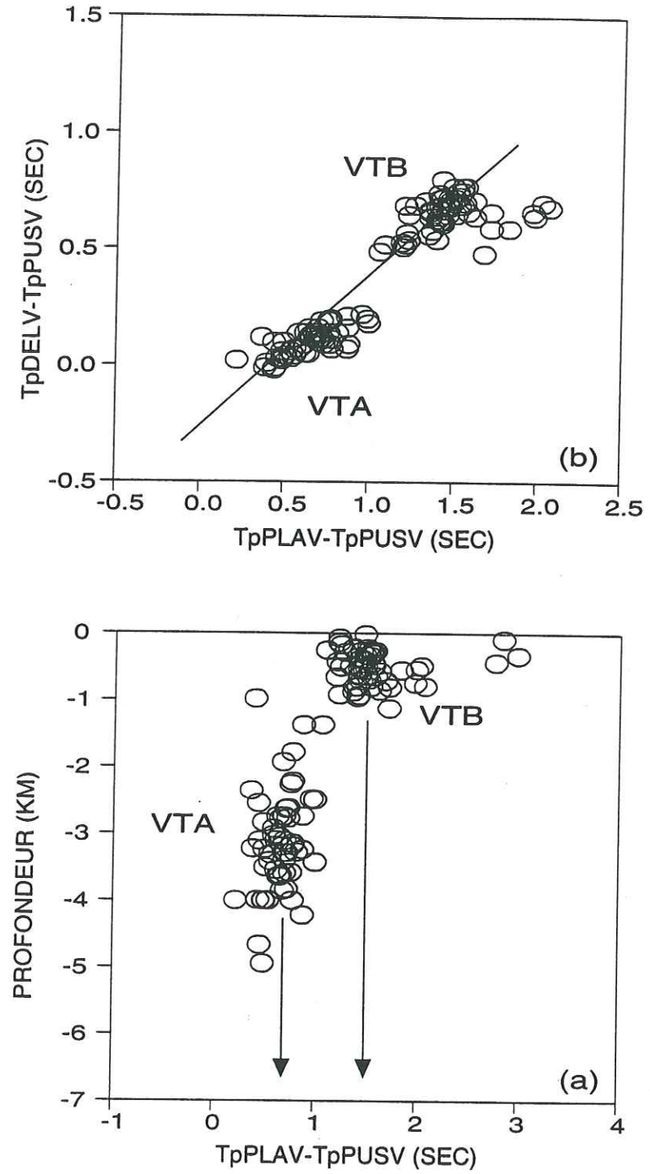


Fig.II.6. :

Différence de temps d'arrivée entre les séismes VTA et VTB observée sur les stations PUSV DELV et PLAV. (a) l'abscisse est la différence entre le temps d'arrivée de l'onde P à PLAV et le temps à PUSV; l'ordonnée.est le temps entre DELV et PUSV. (b) l'abscisse est similaire à celle de (a), l'ordonnée est la profondeur du séisme. L'idée est d'utiliser cette différence de temps d'arrivée observée sur les sismogrammes de deux stations pour identifier rapidement s'il s'agit d'un séisme VTA ou d'un VTB.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

II.2.2. Contenu fréquentiel

Les Figures (II.7), (II.8) montrent les spectres des séismes volcaniques VTA et VTB du Merapi dans l'espace Fréquence-Temps. Le séisme VTA a une bande de fréquence la plus large parmi eux, environ de 4 à 14 Hz, par contre le séisme VTB a une bande de 4 à 10 Hz avec une forte fréquence sur environ 6-7 Hz. Le séisme MP a une fréquence dominante environ 3-5 Hz. Le tremor et le séisme LF ont une même fréquence, monochromatique, d'environ 1.5 Hz.

Les séismes volcaniques de type tectonique correspondent à un mécanisme de cisaillement. A basse fréquence, leur spectre est plat et à haute fréquence ce spectre décroît en puissance -2 (Haskell, 1964). La fréquence coin fc, qui est l'intersection des asymptotes du spectre aux basses et hautes fréquences, est un paramètre relié à la dimension de la source (Brune, 1970; Savage, 1972), donc aussi à la magnitude du séisme. Pour ce type de séisme, la fréquence fc calculée sur la station PUSV est entre 5 Hz et 14 Hz (Ratdomopurbo, 1992). La magnitude Ml et le moment sismique Mo du séismes VTA sont liés par :

$$\mathrm{Log(Mo)} = 10.69 + 0.89\ \mathrm{Ml} \qquad \text{(II.4)}$$

où Mo est en newton.mètre.

Les séismes VTB sont plus difficiles à analyser à cause de la distance source-station qui est très proche pour PUSV. On ne peut pas utiliser une station lointaine à cause de l'atténuation, surtout pour des petits séismes. Néanmoins, nous pouvons trouver le spectre pour les séismes un peu plus puissants (Fig.II.9).

Les tremors et les séismes LF ont une même fréquence dominante d'environ 1.5 Hz (Fig.II.10; II.11). Ces deux types d'événements se distinguent par la durée du signal. La fréquence des séismes LF reste constante d'une station à l'autre (Fig.II.11b) ce qui signifie que leur caractéristique fréquentielle est un effet de source.

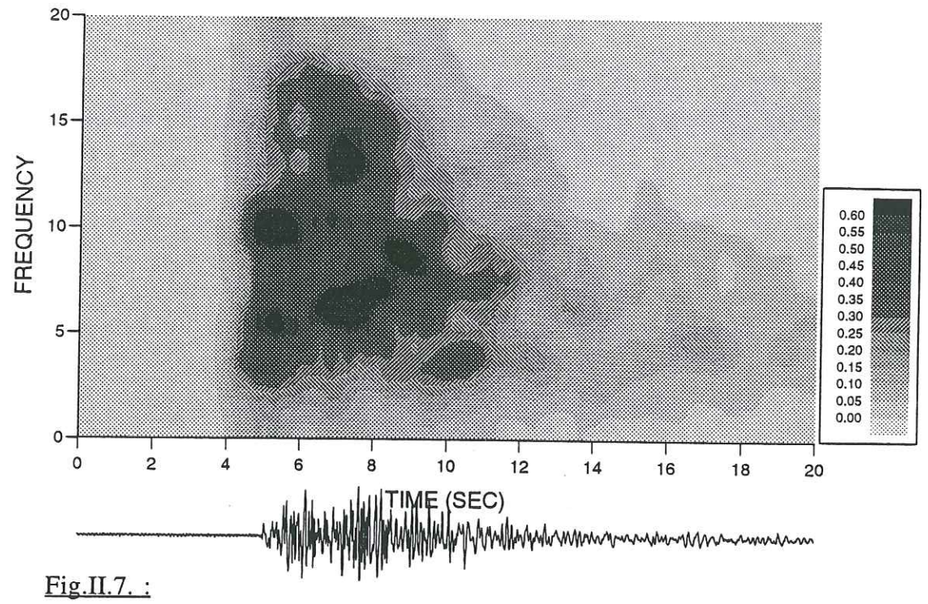


Fig.II.7. :
Contenu fréquentiel d'un séisme VTA. Nous dessinons l'amplitude du spectre d'une fenêtre mobile se déplaçant le long du sismogramme. Le spectre se prolonge jusqu'à environ 10 Hz.

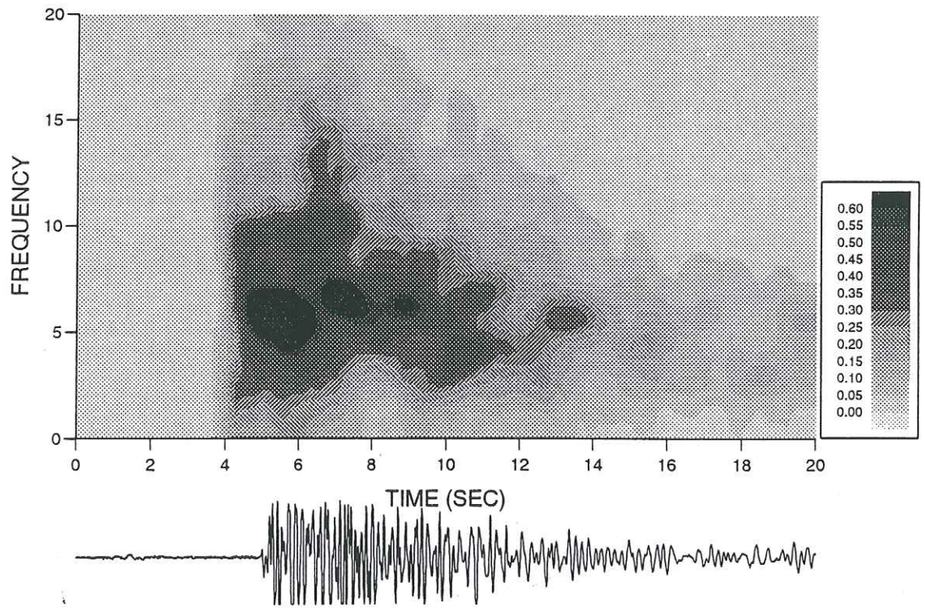


Fig.II.8. :
Contenu fréquentiel d'un séisme VTB. Par rapport au séisme VTA, le VTB a une fréquence plus basse, environ 5-7 Hz.

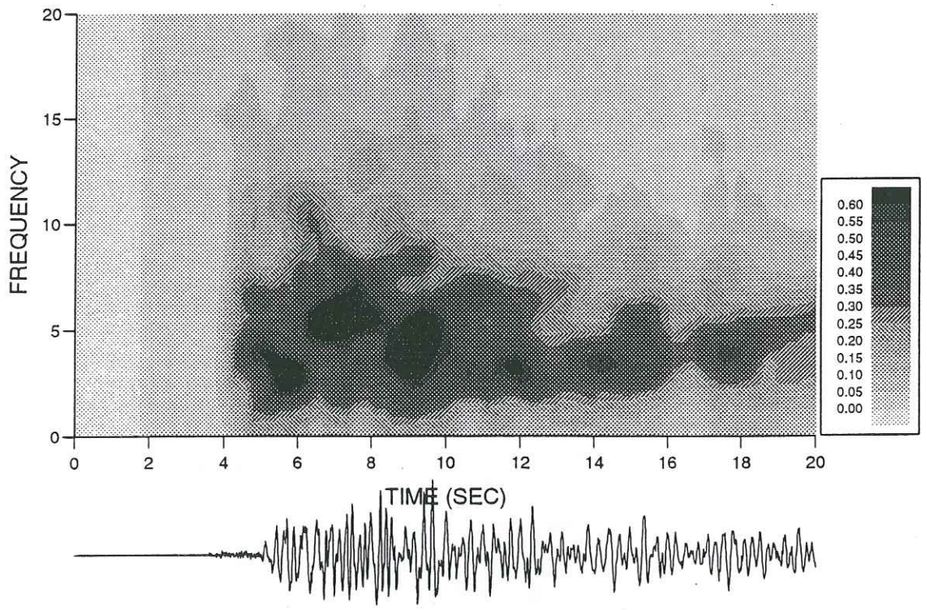


Fig.II.9. :

Contenu fréquentiel d'un séisme MP. La fréquence dominante est de 3 à 4 Hz pour la première phase.

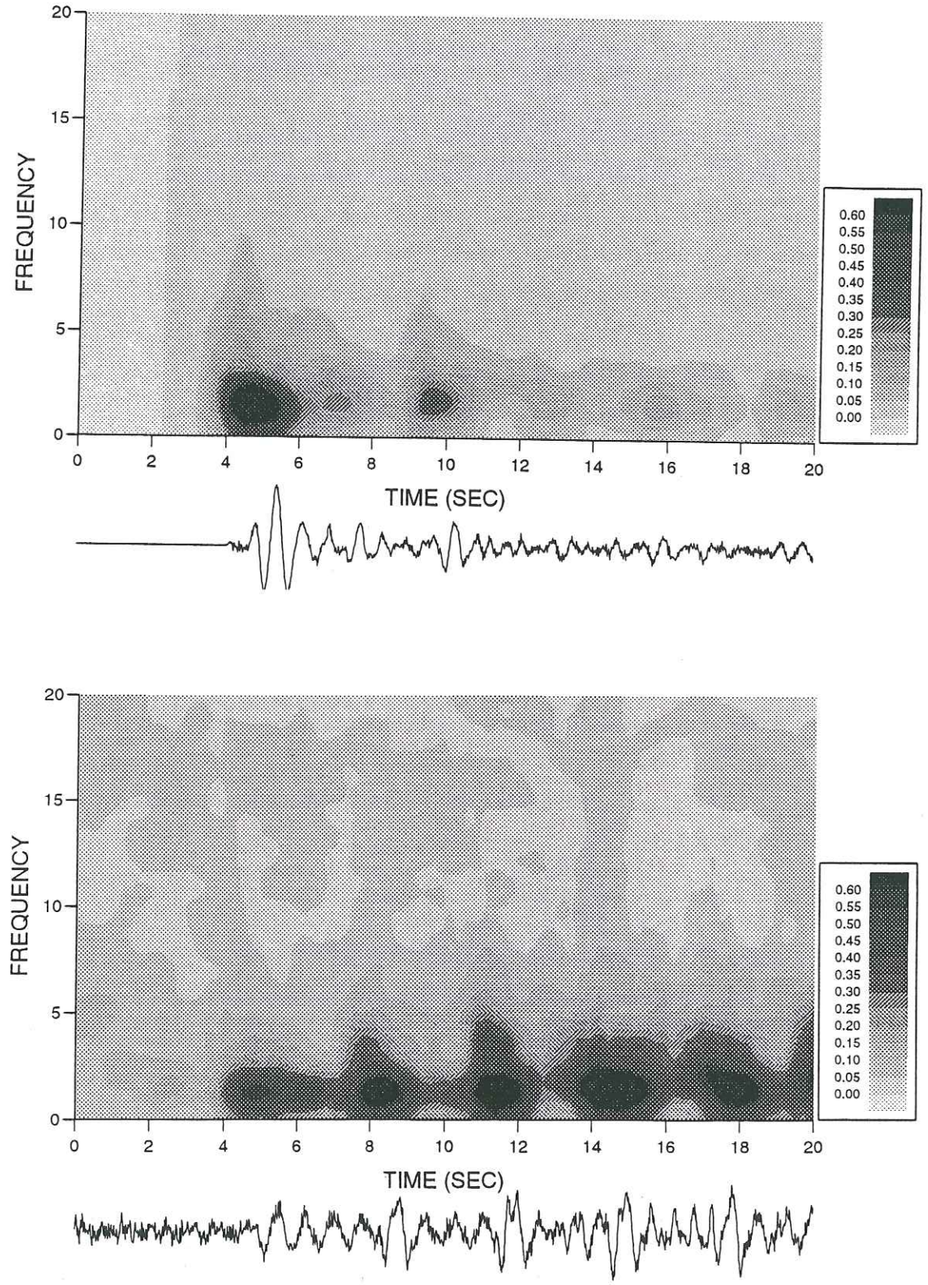
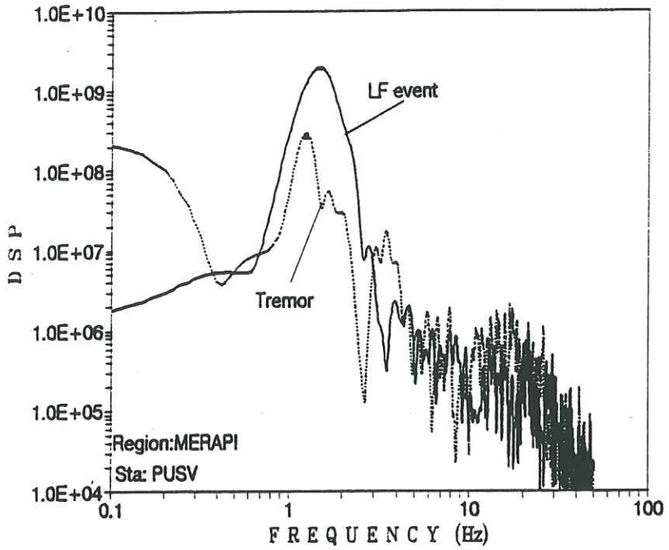


Fig.II.10. :

Contenu fréquentiel d'un séisme LF (en haut) et d'un tremor (en bas) enregistrés à PUSV.



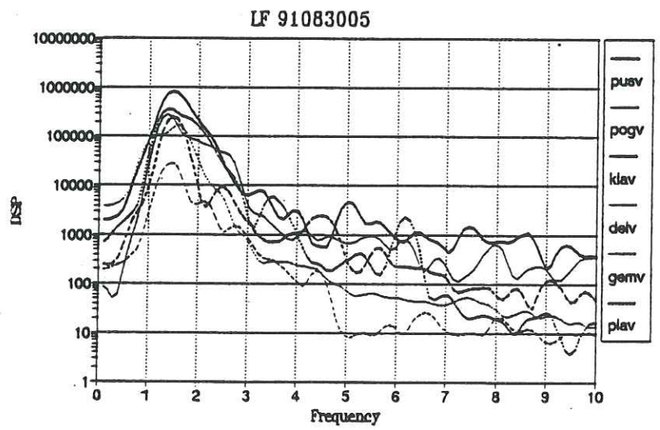


Fig.II.11. :

(a) Spectres d'un séisme LF et d'un tremor enregistré par la station sismologique PUSV. Les deux courbes sont similaires du point de vue des fréquences qu'elles contiennent.

(b) Spectres d'un séisme LF sur les différentes stations. La fréquence du séisme LF est contante sur tout le réseau sismologique du Merapi, ce qui signifie que ceci est un effet de source.

II.2.3. Relation Amplitude - Durée

Dans la surveillance sismologique au Merapi, les observations directes sur sismogrammes papiers sont effectuées tous les jours. Lorsqu'il y a un séisme, la première étape est de trouver à quel type il appartient. Nous observons sa signature sur le sismogramme. L'identification des séismes est souvent faite à partir de deux paramètres: l'amplitude maximale et la durée, avec en plus la fréquence dominante et la forme du début du signal. Normalement l'amplitude est mesurée de crête-à-crête. La durée est estimée à partir du temps d'arrivée du signal jusqu'au moment où l'amplitude revient au niveau de bruit, la fin de la coda. L'amplitude et la durée sont mesurées sur le sismogramme PUSV.

Pour quantifier cette relation, l'amplitude et la durée des trois types de séismes de haute fréquence, VT, MP et Guguran, sont lues. Les séismes LF et les trémors ne sont pas concernés par cette analyse parce qu'ils sont faciles à identifier grâce à leur fréquence dominante. Nous choisissons des séismes de 1984 comme exemples parce qu'en 1984 la sismicité du Merapi était la plus intense des douze dernières années. Les séismes VT et les Guguran sont extraits de sismogrammes de juin 1984 avant l'éruption de 1984. Les séismes MP sont ceux qui sont apparus au mois d'août 1984, deux mois après l'éruption, donc au moment de la formation du dôme. Dans l'espace *amplitude-durée* les séismes VT, MP et les Gugurans se séparent nettement (Fig.II.12). Les Guguran sont facilement repérés parce que leur durée est beaucoup plus longue que celle de deux autres types (plus de trois fois). Par contre, les séismes VT et MP ne sont pas très différents. Néanmoins, nous pouvons encore distinguer les séisme VT des séismes MP. Les MP ont une durée environ deux fois plus longue que les VT.

II.2.4. Magnitude d'amplitude

L'échelle de magnitude de séismes proposée par Richter (1958) est obtenue en utilisant l'amplitude de déplacement du sol d'un séisme observée sur un sismographe à torsion de Wood-Anderson avec une période naturelle de 0.8 seconde, une constante d'amortissement de 0.8 et une amplification nominale de 2800. La réponse de ce sismographe de référence est plate pour des fréquences à partir de 1.25 Hz. La magnitude caractérise la source: elle a été définie de façon à ce que, pour un séisme donné et quelque soit la distance entre la station et la source, on obtienne une même valeur. Cette grandeur M est directement proportionnelle au logarithme de l'amplitude

du sismogramme A, en millimètre, plus une "constante" qui est une fonction de distance.

$$M = \log A + \log Ao \qquad (II.5)$$

La magnitude est estimée en supposant qu'elle est nulle lorsque le sismographe est à la distance de 100 km de l'épicentre et que le séisme est enregistré avec une amplitude de 0.001 mm. Pour les séismes locaux superficiels, la constante *-logAo* descend jusqu'à 1.4 pour une distance épicentrale de moins de 5 km (Table 22-1, Richter 1958).

Sur le réseau sismologique du Merapi, la distance de 5 km est à peu près égale au diamètre du réseau sismique. Or, nous observons que l'amplitude est différente d'une station à l'autre. Donc, il est nécessaire de prendre une station dans le réseau comme station de référence. Pour que la magnitude soit calculée de manière identique au cours du temps, nous avons choisi PUSV comme référence, parce que c'est la seule station qui n'a jamais été déplacée depuis son installation.

Pour calculer la magnitude on commence par mesurer l'amplitude, A, sur le sismogramme de la station PUSV et la fréquence dominante f qui est à peu près égale au nombre de crêtes par seconde. Ensuite l'amplitude équivalente de Wood-Anderson, Ar, est calculée à partir de A par la formule :

$$Ar = (A*2800)/(G*0.9) \qquad (II.6)$$

où G est l'amplification du sismographe pour la fréquence concernée (Fig.II.3) et Ar est donc l'amplitude observée si le sismographe était de type Wood-Anderson. Le chiffre 0.9 est la correction de site pour PUSV (Tableau I.2). La magnitude est égale à:

$$M = \log(Ar) + 1.4 \qquad (II.7)$$

Cette formule est utilisée de la même façon pour les séismes VTB, MP et LF, les trois types de séismes qui se produisent dans la zone sommitale. L'utilisation des autres stations nécessite d'adopter différentes valeurs de G comme présentées sur la Tableau (I.2). L'effet de la distance de la source sur la magnitude est important pour les séismes de type VTA, et est corrigé par la différence de l'amplitude observée à DELV. La station DELV est située à environ la même distance des zones hypocentrales des séismes VTA et VTB. Pour une même amplitude observée à PUSV, les séismes VTA ont une magnitude supérieure aux VTB à cause de la différence en distance hypocentrale.

II.2.5. Magnitude de durée

La qualité d'un enregistrement sismologique est souvent limitée par l'éventail dynamique de l'instrument utilisé. Lorsqu'un séisme a une trop forte magnitude, son enregistrement est saturé. Dan ce cas, on ne peut plus utiliser l'amplitude pour estimer la magnitude du séisme. Par contre, la durée du signal n'est jamais saturée sauf si plusieurs séismes se forment en un intervalle de temps très serré. D'après la Figure (II.11) on obtient la relation entre l'amplitude A et la durée d pour les séismes VT comme :

$$A = 0.248\ d \qquad (II.8)$$

Et, pour les séismes MP:

$$A = 0.0047\ d^2 \qquad (II.9)$$

En substituant la relation (II.8) dans (II.6) et (II.7) et en supposant que la fréquence est de 7 Hz, on obtient:

$$M = \log(d) - 0.19 \qquad (II.10)$$

De la même façon pour les séismes MP avec une fréquence d'environ 4 Hz, la magnitude s'écrit:

$$M = 2\log(d) - 1.67 \qquad (II.11)$$

C'est la formule qui est utilisée actuellement à MVO pour estimer la magnitude des séismes MP.

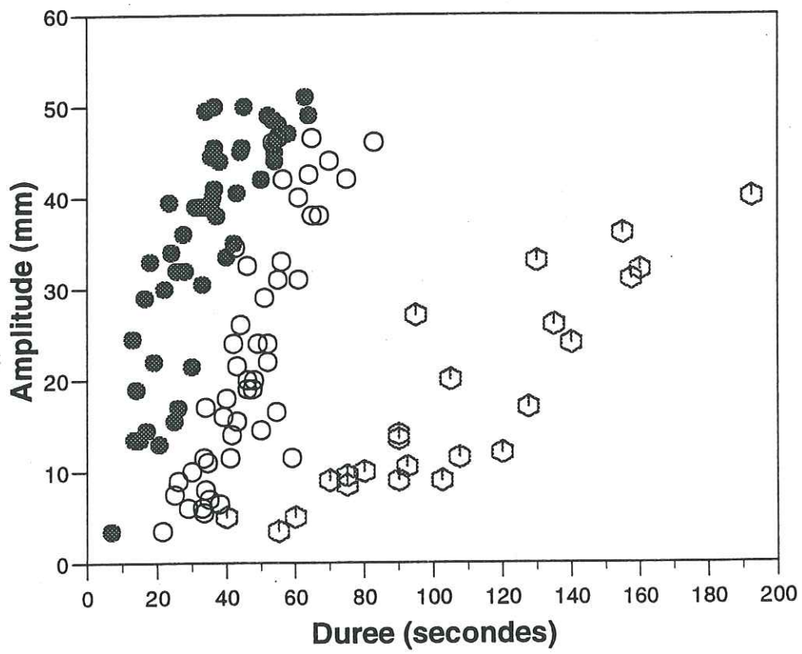


Fig. II.12. :

Relation entre l'amplitude PUSV et la durée observée sur les sismogrammes papier de PUSV. Les cercles noirs sont les séismes VT; les cercles vides représentent les séismes MP et les hexagones les Gugurans. Ce résultat montre que l'identification de différents types de signaux peut être effectuée directement sur les sismogrammes papier. Pour une amplitude donnée, les séismes MP ont une durée plus grande que les séismes VT. Les Gugurans se distinguent facilement des autres séismes par leur durée qui est beaucoup plus grande.

II.2.6. Statistiques

On sait depuis longtemps que les petits séismes sont plus fréquents que les gros. Ishimoto et Iida (1939) firent une surveillance sismologique à Tokyo avec un sismographe d'amplification 350 et de période 1 seconde. Ils ont trouvé une relation entre l'amplitude a et la fréquence statistique n(a) des séismes enregistrés:

$$n(a).da = k\ a^{-m}\ da \qquad \text{(II.12)}$$

où n(a) est le nombre de séismes ayant une amplitude entre a et a+da, k et m sont constants. Cette équation peut s'écrire:

$$\Sigma a.n = k\ [\ (1-m).a^{(1-m)}\ ] \qquad \text{(II.13)}$$

Leur valeur de m était de 1.8. L'application de cette méthode sur les séismes volcaniques de type-A (selon la classification de Minakami) de deux volcans, Hawaii et Aso, a donné une constante m d'environ 1.8 à 1.9 (Minakami, 1960).

Une relation empirique entre la magnitude et la fréquence d'occurrence est proposée par Gutenberg et Richter (1949) par l'équation linéaire logarithmique:

$$\text{Log}\ n(M) = a - b\ M \qquad \text{(II.14)}$$

où n(M) est le nombre de séismes, qui se produisent dans une certaine région et pendant une période donnée, M est la magnitude. La constante "a" correspond au niveau de sismicité de la région et la pente b représente le rapport entre le nombre de petits et de gros séismes. La formule de Gutenberg-Richter est liée à celle de Ishimoto-Iida en notant que b est égal à (m - 1). Si la condition (II.14) est respectée, la valeur b peut être calculée par :

$$\log N(M) = c - b\ M \qquad \text{(II.15)}$$

où c est égal à (a + log(b.ln10)) et N(M) est le nombre de séismes avec une magnitude supérieure à M. La valeur b est empiriquement égale à 1 pour des régions tectoniques (Richter, 1958; Kanamori et Anderson, 1975). Ceci signifie que lorsque la magnitude baisse d'un ordre de grandeur, le nombre de séismes augmente dix fois.

La valeur b peut représenter l'hétérogénéité de la région concernée (Mogi, 1962). Par contre, le résultat d'un essai de laboratoire (Scholz, 1968) montre que b est plus lié à l'état de contrainte qu'à l'hétérogénéité du milieu. Une valeur de b élevée est associée à une condition de contrainte faible et vice versa. Avec une approche statistique, Rundle (1993) a montré que b = 1 est prédit pour les séismes de magnitude intermédiaire dans le sens que la taille de source peut encore varier librement et en supposant que l'échantillonnage est parfait. Au cas où le catalogue n'est pas complet, b sera inférieure à 1. Ceci est normalement observé pour des petits séismes.

L'équation (II.15) est largement utilisée dans le monde, même souvent pour évaluer la variation temporelle de valeur b. Cette pratique, pourtant, n'est justifiable que si Log n(M) a vraiment une corrélation linéaire avec la magnitude. Okada (1983) a montré que pour trois régions volcaniques, Mont Usu, Fernandina et St. Helens, Log n(M) et M n'ont pas un comportement linéaire. L'existence de non-loglinéarité ne se voit pas clairement si l'on observe le graphe magnitude-fréquence en cumulé, équation (II.15). L'anomalie dans le loi de loglinéarité se manifeste seulement par des changements de courbures. Par exemple, bien que ceci n'ait pas été noté explicitement par les auteurs, ce type d'anomalie s'est produit au Mont Cameroon: valeur b extrêmement basse, de 0.18 à 0.69 (Ambeh et coll., 1992). Il y a deux raisons possibles pour ce phénomène. La première est que le catalogue utilisé couvre plusieurs types de séismes dont chacun a son mécanisme et son domaine de magnitude spécifique. L'autre raison est liée à l'existence d'une magnitude privilégiée.

Les séismes du Merapi sont peu énergétiques. Les volcano-tectoniques (VTA et VTB) ont des magnitudes qui varient entre 0.33 et 2.5. Les MP sont plus homogènes avec une magnitude moyenne de 1.4. Dans le paragraphe suivant, nous analyserons la relation fréquence-magnitude pour les trois types VTA, VTB et MP du Merapi.

II.2.6.1. Les séismes VTA et VTB

Nous présentons la statistique de séismes VTA et VTB enregistrés dans 2 ans, 1990-1991. C'est la période où la sismicité moyenne du Merapi a été la plus élevée depuis l'installation du réseau sismique permanent. Nous allons parler de ce point plus tard. Les séismes analysés couvrent donc environ 80 % du total des séismes qui se sont produits pendant cette période intermédiaire entre deux épisodes éruptifs: la formation du dôme de 1986 et l'éruption de 1992. La Figure (II.13) montre le résultat. Bien que le nombre de séismes VTA soit beaucoup inférieur à celui des VTB, les deux types de séismes présentent des comportements identiques dans la relation fréquence-magnitude.

La magnitude 'coin', à partir de laquelle le nombre de séismes baisse brutalement est de M = 2.0. La valeur b est égale à peu près 0.8, c'est à dire inférieure à la valeur prédite par la théorie. Les séismes VTB commencent à entrer dans la loi d'échelle depuis une magnitude (critique) de 0.6, et d'environ 1.1 pour les séismes VTA. Considérons la population de séismes utilisés, la fréquence d'occurrence des séismes VTA est environ une cinquième de celle des séismes VTB.

Pourquoi n'a-t'on pas de séismes VTA de magnitude inférieure à 1.1 et de VTB de magnitude inférieure à 0.6? Le sismographe n'est peut être plus capable de les détecter ou les failles ont une longueur caractéristique de la zone concernée (Rundle, 1993). Les séismes VTA sont plus profonds que les VTB, donc il est plausible que mc des VTB soit plus petit que celui des VTA parce que la zone plus superficielle est plus fracturée.

Tableau II.1 : Valeurs b, mc et Mc sur certains volcans

Volcan	Date	b	
Merapi	1990-1991	0.8	(cette thèse)
El Chichon	Avr 1982	1.7	(Medina et coll., 1992)
Galunggung	Mai 1982	2.3	(Siswowidjojo, 1988)
Pavlof	Déc. 1974	2.6	(McNutt, 1986)
Asama	1955	2.1	(Minakami, 1960)

II.2.6.2. Les séismes MP

L'analyse fréquence-magnitude pour les séismes MP est faite à partir des enregistrements de la période qui suit l'éruption de 1984. Nous avons pris cette période d'activité parce que c'est celle où les séismes MP sont les plus fréquents. Entre les mois de juin 1994 et décembre 1994, le nombre de séismes MP a été d'environ 330 événements par jour. Le sismogramme papier de la station PUSV du 12 septembre 1984 a été analysé (Fig.II.14). Il contient environ 600 séismes MP. La magnitude varie entre 0.6 et 2.0. En comparant avec les séismes VTA et VTB, la relation Log(Nc)-M des séismes MP a une caractéristique nettement différente (Fig.II.15). Il n'y a pas de corrélation linéaire entre M et log(Nc). L'existence d'une pente *b* proche de 1 n'est pas observée, contrairement à ce que l'on obtient pour les séismes VTA et VTB. La

technique de mesure de b à partir de la relation Nc-M (II.7) n'est pas applicable. Or, nous observons que sur les données n-M la décroissance du nombre de séismes n ne s'effectue qu'à partir d'une magnitude d'environ 1.4. Cette valeur est le début de la chute nette dans la relation Nc-M (Fig.II.16). Pour que la condition (II.14) soit bien respectée, le loi d'échelle selon Gutenberg-Richter ne peut s'appliquer que pour des séismes ayant une magnitude supérieure à 1.4. Donc, nous trouvons une valeur b d'environ 3.3.

Par contre, lorsque la fréquence d'occurrence N est tracée linéairement en fonction de la magnitude, nous remarquons qu'il y a une fréquence maximale pour une magnitude d'environ 1.4. Avant et après cette valeur de magnitude, le nombre de séismes MP diminue brutalement. Ceci nous incite à penser que le mécanisme de formation des séismes MP est différent de celui des VTA et VTB. Les séismes MP ont les quatre caractéristiques suivantes :

1. Leur durée est plus longue que celle des VTB. Une raison possible est qu'il ont une source encore plus superficielle que les séismes VTB.
2. Le fait que leur amplitude est beaucoup plus atténuée que les séismes VTB supporte l'interprétation proposée sur le point (1).
3. Le manque d'une séparation nette entre les ondes P et S signifie que ce type de séisme ne résulte pas d'un processus de cisaillement.
4. Les séismes MP ne se produisent que lorsqu'il y a croissance du dôme et ils ne se présentent pas au début de la formation du dôme, jusqu'à quelques jours après une éruption. Donc ils sont étroitement reliés à une sortie de lave et en même temps le mouvement de lave s'oppose à une force extérieure engendrée par le dôme existant.

Basé sur les descriptions ci-dessus, les séismes MP sont interprétés comme ayant leur source dans le dôme lui-même, à proximité de l'extrémité du conduit volcanique du Merapi.

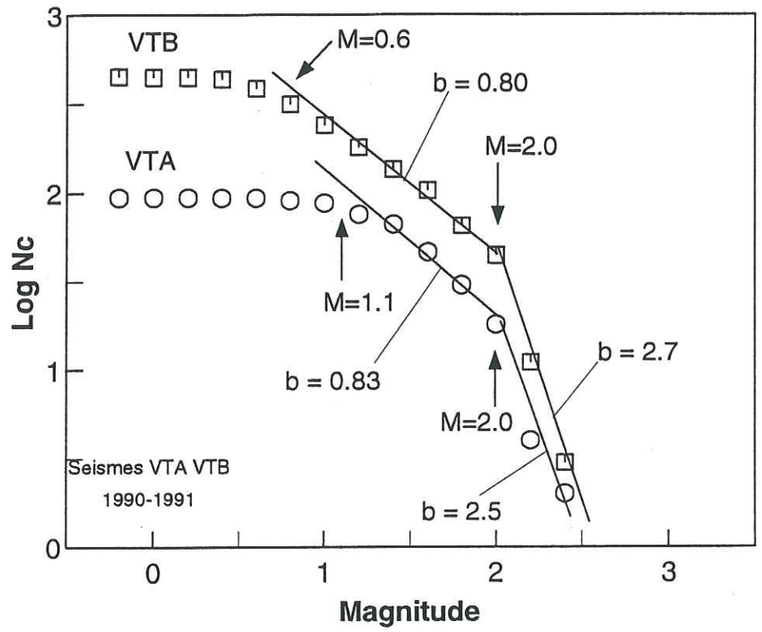


Fig.II.13. :

Relation Fréquence-Magnitude pour les séismes VTA et VTB. Ces deux types de séismes montrent une similarité de la pente b qui est égale à environ 0.8. La limite supérieure de la magnitude est de 2.0. Les limites inférieures de la magnitude des séismes VTB et VTA sont respectivement de 0.6 et 1.1.

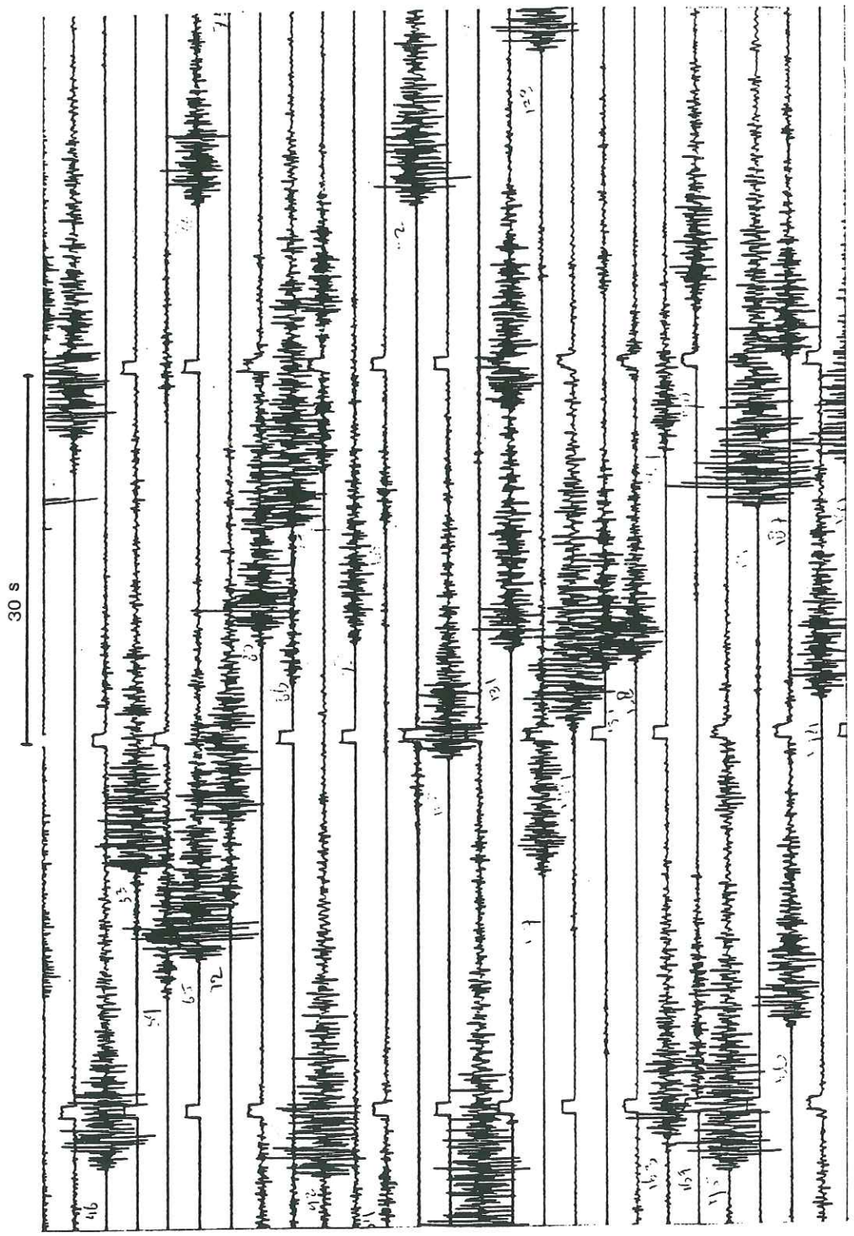


Fig.II.14. :
Sismogramme de la station PUSV du 23 octobre 1984 pendant la période de formation du dôme après l'explosion de juin 1984.

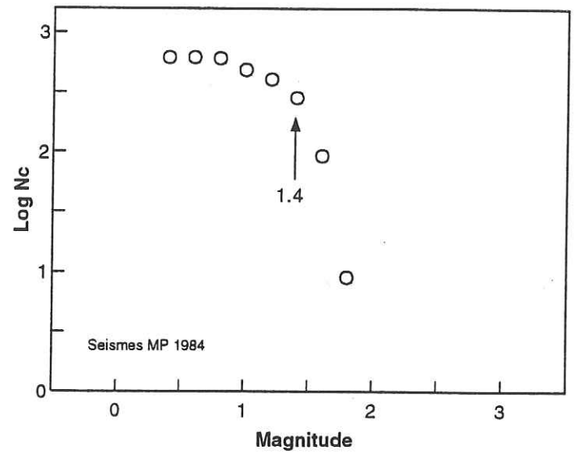


Fig.II.15. :
Relation Fréquence-Magnitude pour les séismes MP dont les enregistrements sont présentés sur la Figure II.14. Nous ne pouvons calculer aucune valeur de b à partir de cette distribution.

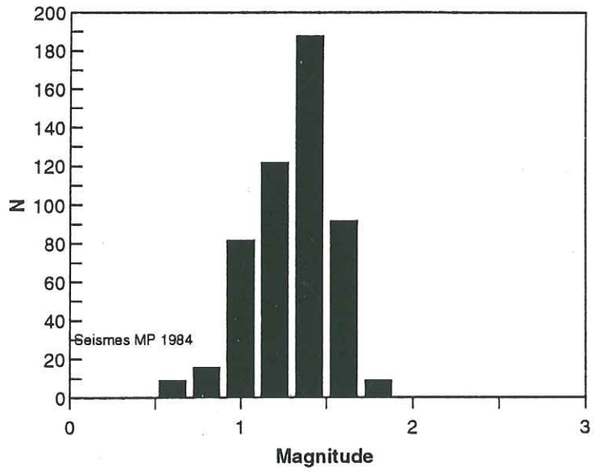


Fig.II.16. :
Distribution du nombre de séismes MP (N) en fonction de la magnitude (M). Pour les séismes MP, il y a une magnitude dominante d'environ 1.4. Il est possible que cette magnitude privilégiée soit liée au processus à la source.

II.2.7. Essaims de séismes VTB

Une caractéristique remarquable de la sismicité du Merapi est l'existence d'essaims de séismes VTB en période d'activité. Des séries de séismes se produisent avec un intervalle de temps de l'un à l'autre relativement court. Les essaims sont des événements habituels dans les volcans actifs. Par exemple, des essaims sont apparus dans le volcan Nevado del Ruiz, Colombie, pendant la période de janvier 1986 à août 1987 (Munoz et coll., 1990).

Au Merapi ce phénomène existe pour les séismes VTB et MP, mais non pas pour les séismes VTA. L'essaim de séismes MP se produit pendant la formation du dôme donc l'occurrence de ce type de séisme est fortement relié au mécanisme de la sortie de lave. Pour les séismes VTB, les groupes se forment de façon particulière. Normalement, un essaim est actif pendant moins d'un jour. Bien qu'il y a une relation avec l'activité pré-éruptive, les essaims de VTB ce que nous allons discuter ne sont pas directement liés à l'activité éruptive elle même.

Après l'éruption de 1984, nous avons observé deux périodes d'essaim: avant et après la crise du mois d'août 1990. La première apparition de l'essaim VTB a eu lieu au mois de décembre 1989, environ 5 ans après l'éruption de 1984. La présence de quelques essaims bien séparés dans le temps l'un de l'autre, a culminé pendant la crise du 26 août 1990. La deuxième période se termine quelques mois avant l'éruption de 1992. Examinons la chronologie des essaims qui se sont formés en 1991: il y a eu 5 essaims importants depuis janvier 1991 jusqu'à septembre 1991. L'énergie de cet essaim varie entre $3.2*10^7$ à $8*10^7$ joules, avec une valeur moyenne de 4.6 10^7 joules par essaim. Dans un groupe, la magnitude varie de -0.4 jusqu'à 1.7.

L'essaim No.1 (Fig.II.17) est le plus puissant avec une énergie totale d'environ deux fois plus grande que les autres. Trente quatre séismes, soit 63% de la population de cet essaim, se produisent dans une période de seulement 70 minutes à partir de 17h54. L'intervalle moyen entre deux séismes est donc d'environ 2 minutes. Après cette première partie, il y a un repos d'une heure et ensuite les autres séismes se poursuivent, avec un débit de 6 séismes par heure, jusqu'à 22h48. Parmi les séismes, nous en trouvons quelques uns avec des formes d'ondes identiques. Cependant, la distribution d'occurrence de ces séismes similaires n'a pas de comportement particulier, dans le sens qu'ils peuvent apparaître à n'importe quel moment pendant la période de l'essaim. La fin de l'essaim est marquée par une série de 5 séismes dont le dernier séisme est le plus énergétique avec une magnitude 1.4.

Contrairement à l'essaim No.1, la plupart des séismes de l'essaim No.2 (Fig.II.18) se regroupent à la fin, dans une durée de 15 minutes avec un débit d'environ un séisme par minute. De plus, nous remarquons que cet essaim a commencé par 4 séismes similaires. Dans la phase finale marquée ci-dessus, il y a aussi 4 séismes de formes d'ondes différentes.

Dans les trois autres essaims, les séismes sont plus dispersés du point de vue de leur répartition temporelle. L'essaim No.5 (Fig.II.21) dont la durée est la plus courte, a des séismes ayant une magnitude nettement supérieure à celle des quatre essaims précédants.

Bien qu'il y ait quelques séismes identiques, la plupart des séismes dans les essaims sont des séismes individuels. Ceci indique que l'énergie est libérée par des sources différentes dans la zone superficielle du volcan, et non pas par la réactivation d'une seule faille. Il est possible que plusieurs failles ou fractures soient réactivées simultanément. Dès que toute l'énergie est complètement libérée, la sismicité se calme. A partir de la crise du mois d'août 1990, nous pensons qu'un essaim peut être associé au mouvement de magma ou à une libération de gaz. La différence de condition physique du milieu, l'effet de la température entre les zones superficielle et profonde, a pour résultat que la génération d'essaim ne concerne pas les séismes VTA.

Les essaims et l'existence de séismes similaires sont caractéristiques de régions volcaniques. Au volcan Usu, un volcan dacitique du Japon, dans la période de 5 jours de 18 à 22 février 1978, il y a eu un essaim d'environ 300 séismes superficiels (moins de 2.2 km) dont 36% parmi eux appartiennent à huit familles de séismes identiques (Okada et coll., 1981). Chaque famille a une relation magnitude-fréquence (statistique) très particulière qui est différente de l'un à l'autre. Il y a une famille qui n'a pas de petit séismes et dont les magnitudes varient peu, ce qui est inconsistant avec une loi d'échelle. Cette famille est semblable à l'essaim du 4 septembre 1991 sur le Merapi. (Nous parlerons de la similitude des séismes du Merapi dans le chapitre III).

Selon le modèle de Hill (1977), un essaim est interprété comme le résultat d'une réactivation de l'ensemble d'un système de dykes parallèles. La mise en place de dykes est fortement liée à l'hétérogénéité du milieu et à l'orientation des contraintes régionales. Dans une région volcanique, la source des essaims est une groupe de dykes remplis de magma. Les extrémités des différents dykes sont connectées par des fractures. Ce système de dykes et de fractures se situe dans une zone fragile dans le corps du volcan. Cependant pour la viscosité assez élevée le système de dykes pour la propagation du

fluide magmaique semble moins raisonable. Nous pensons que les essaims sont les résultats de la réactivation des faille préexistantes autour de la chambre magmatique. Comme la contrainte déviatorique peut être supposée constante, la pression du magma P dans des fractures joue un rôle essentiel dans la formation des essaims. Lorsque la surpression est élevée tout le système se réorganise en engendrant une série de séismes jusqu'à ce que l'état d'équilibre soit atteint de nouveau.

Tableau II.2 : Liste des essaims de séismes VTB

No	Date	Nombre de séismes	Durée	valeur b	Energie (*10^7 joules)
1	21.01.91	55	5h21	0.76	7.96
2	16.02.91	33	6h32	0.74	3.23
3	06.04.91	36	5h15	0.95	4.21
4	22.06.91	27	7h49	0.78	4.12
5	04.09.91	18	2h46	0.93	3.61

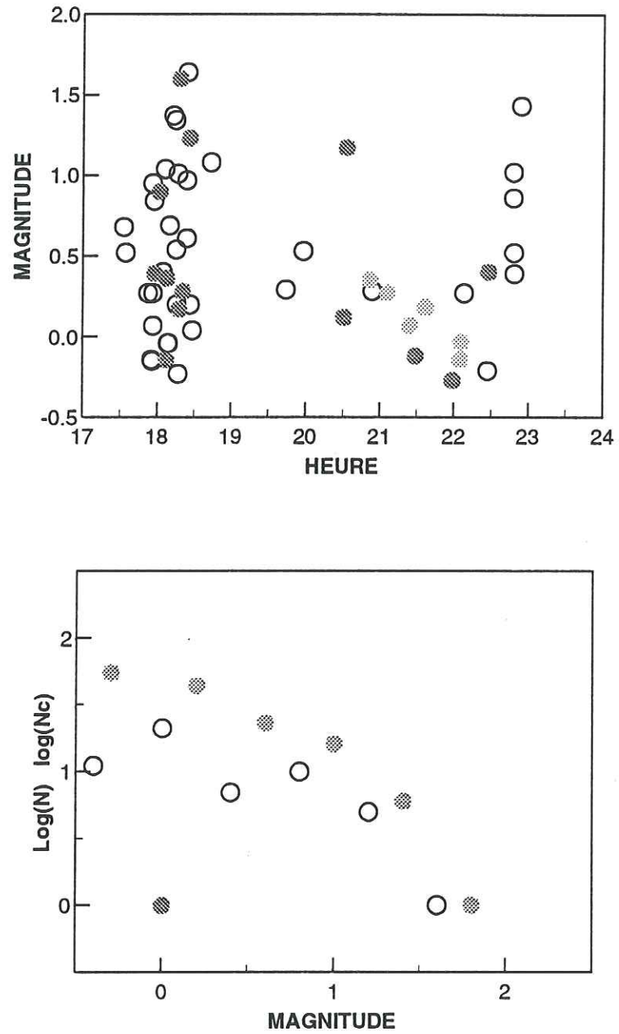
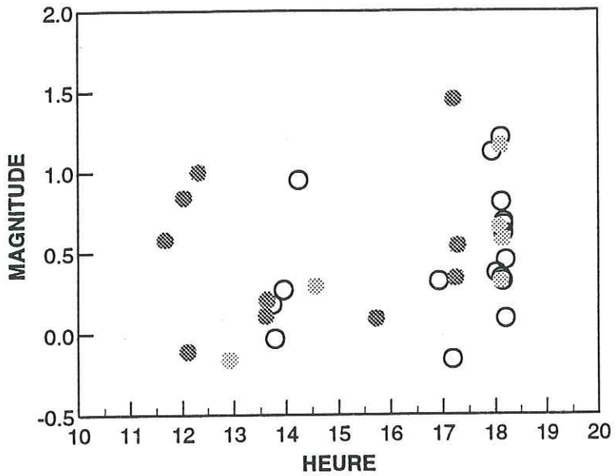


Fig.II.17. :

(a). Variation de la magnitude pour l'essaim-1 du 21 janvier 1991. Les cercles pleins sont des doublets.

(b). Relation Fréquence-Magnitude. Les circles vides représentent le nombre de séismes dans une classe de magnitude et les cercles noirs correspondent au nombre cumulatif.



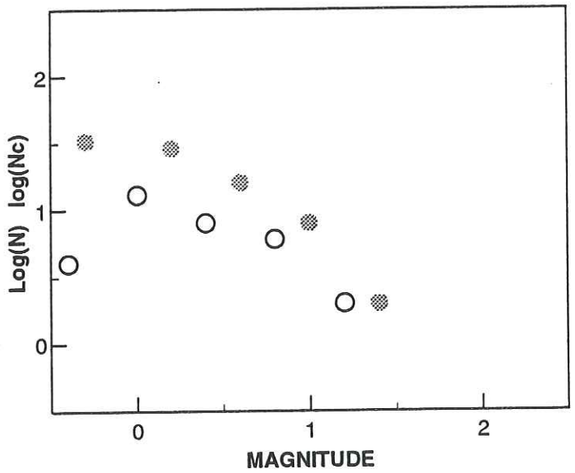
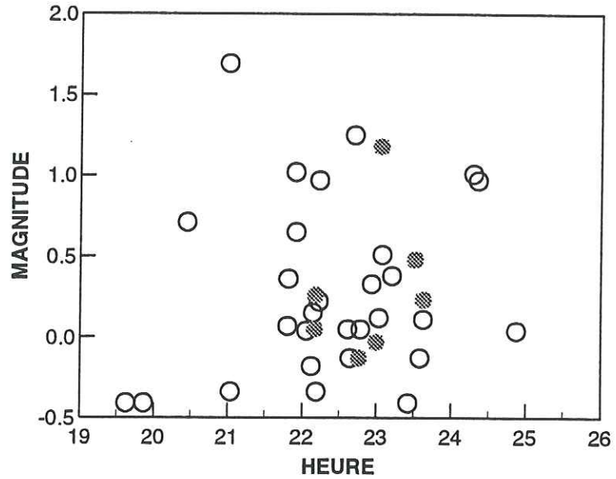


Fig.II.18. :

(a). Variation de la magnitude pour l'essaim-2 du 16 février 1991. Les cercles pleins sont des doublets.

(b). Relation Fréquence-Magnitude. Les cercles vides sont le nombre de séismes dans une classe de magnitude et les cercles noirs correspondent au nombre cumulatif.



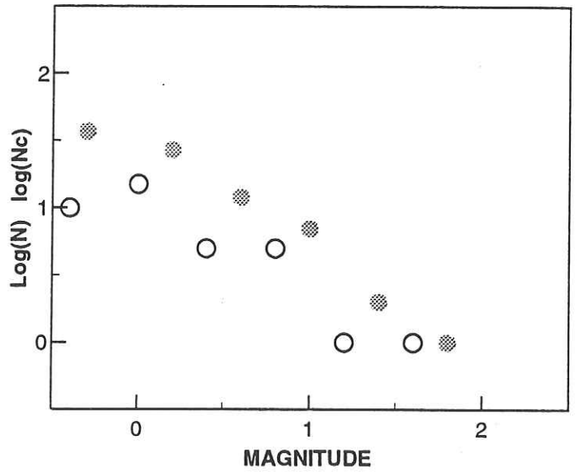
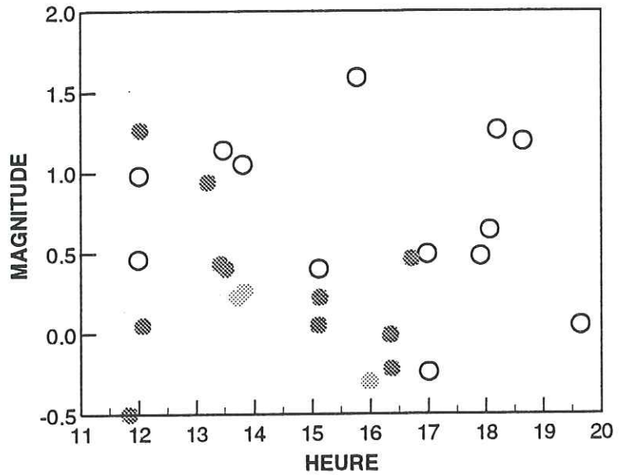


Fig.II.19. :

(a). Variation de la magnitude pour l'essaim-3 du 6 avril 1991. Les cercles pleins sont des doublets.

(b). Relation Fréquence-Magnitude. Les cercles vides sont le nombre de séismes dans une classe de magnitude et les cercles noirs correspondent au nombre cumulatif.



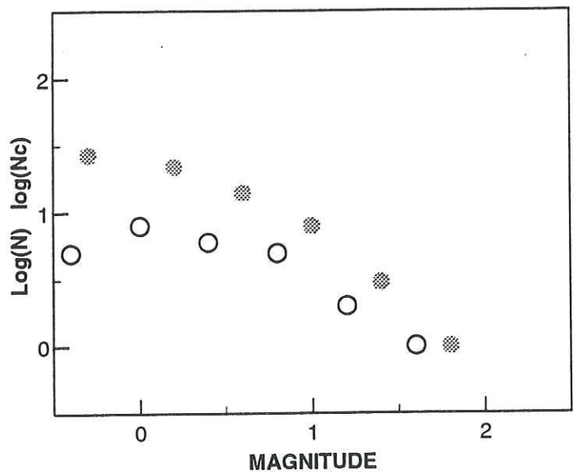
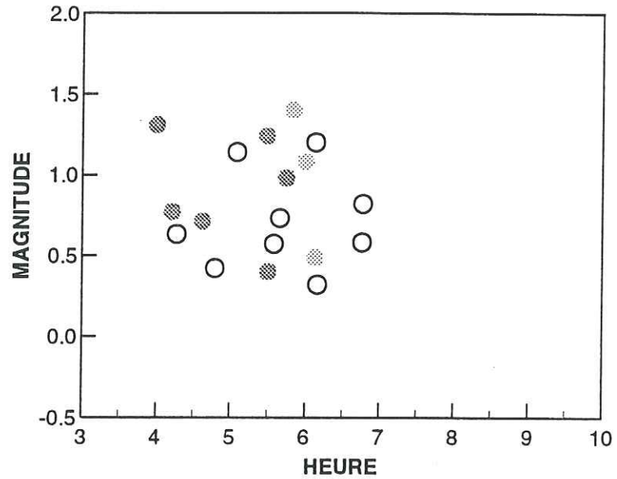


Fig.II.20. :

(a). Variation de magnitude pour l'essaim-4 du 22 juin 1991. Les cercles pleins sont des doublets.

(b). Relation Fréquence-Magnitude. Les cercles vides sont le nombre de séismes dans une classe de magnitude et les cercles noirs correspondent au nombre cumulatif.



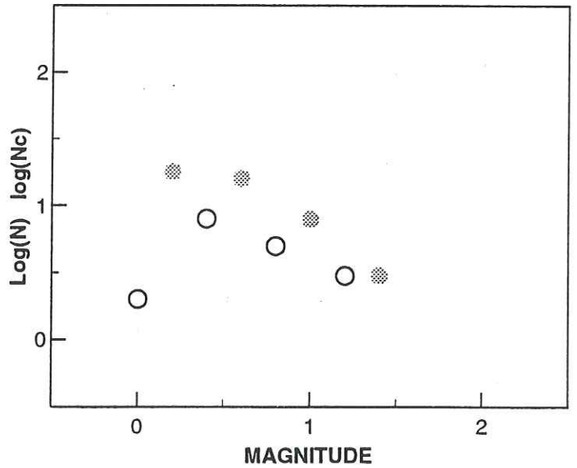


Fig.II.21. :

(a). Variation de magnitude pour l'essaim-5 du 4 septembre 1991. Les cercles pleins sont des doublets.

(b). Relation Fréquence-Magnitude. Les cercles vides sont le nombre de séismes dans une classe de magnitude et les cercles noirs correspondent au nombre cumulatif.

II.3.FACTEUR DE QUALITE Q

II.3.1. Facteur de qualité intrinsèque Qi

L'amplitude d'une onde sismique diminue au cours de sa propagation, à cause de l'expansion géométrique, de la dissipation, et du phénomène de scattering. L'expansion géométrique et la diffraction ne sont pas à proprement parlé une perte d'énergie: c'est une sorte de redistribution spatiale de l'énergie.

Le facteur de qualité Q intrinsèque est utilisé pour décrire la dissipation de l'énergie due à l'anélasticité du milieu. Il est défini comme suit:

$$1/Q(w) = - \Delta E /(2 \pi E) \qquad (II.16)$$

où ΔE est l'énergie dissipée pendant une période du mouvement due à la contrainte appliquée. Cette partie d'énergie est convertie en chaleur par la friction à l'intérieur du matériau. Pour un milieu parfaitement élastique ΔE est égale à zéro et le facteur Q est infini. Dans la réalité, nous sommes intéressés par le paramètre mesurable: amplitude A. Pour un milieu dont la contrainte et la déformation ont une relation linéaire, A est proportionnelle à $E^{0.5}$ donc:

$$1/Q(w) = - \Delta A /(\pi A) \qquad (II.17)$$

Pour le cas d'un mouvement unidirectionnel A = A(x). Après avoir passé un cycle, l'amplitude diminue par:

$$\Delta A = (dA/dx) . \lambda \qquad ; \lambda = c/f \qquad (II.18)$$

où λ est la longueur d'onde, c est la vitesse de phase et f est la fréquence. En substituant (II.18) dans (II.17) on obtient:

$$(dA/dx) = - (\pi f / c Q). A \qquad (II.19)$$

qui a une solution de la forme

$$A = Ao \exp(-\pi f x / cQ) \qquad (II.20)$$

où

$$A = Ao \exp(-\pi f t / Q) \qquad (II.21)$$

La dissipation d'énergie peut être produite par deux mécanismes différents: premièrement, par la perte d'énergie due au mouvement des fluides interstitiels qui sont peut être une circulation de fluides dans des pores (Biot, 1956), un mouvement très localisé autour de contacts intergranulaires (O'Connell et Budiansky, 1977) ou une combinaison de ces deux types de dissipation visqueuse (Dvorkin et Nur, 1993). Dans ce cas, l'atténuation dépend de la viscosité et de la densité du fluide. Deuxièmement, cette atténuation peut être due à la friction entre les grains lorsqu'une déformation a lieu, même sans participation de fluide (Mason, 1979; Mavko, 1979). Dans un milieu sec, l'atténuation est indépendante de la fréquence (Clark et coll., 1980).

L'atténuation dépend fortement de la pression de confinement et du niveau de la saturation. L'onde, quelque soit son type, cisaillement ou compressive, est moins atténuée avec l'augmentation de la pression hydrostatique ou la pression de confinement, jusqu'à une valeur constante pour une pression élevée (Gardner et coll., 1964). La dépendance de l'atténuation à la pression est expliquée par la fermeture des fractures. Les fissures sont plus faciles à fermer dans un milieu sec que dans une roche saturée. Un autre rôle du fluide interstitiel est d'opposer la contrainte de confinement et de permettre de diminuer les contraintes effectives, donc l'augmentation de l'atténuation. L'atténuation de l'onde S est plus dépendante de la fréquence que celle de l'onde P (Tutuncu et coll., 1994).

Sharma et Tutuncu (1994) ont fait une expérience en appliquant une pression sinusoïdale sur une roche sèche dans laquelle la circulation visqueuse est négligeable. Ils ont observé que l'atténuation est toujours importante même sous une contrainte de confinement élevée, 20 MPa, alors que le mouvement frictionnel entre des grains n'est plus significatif. Ce travail a montré que l'effet de l'hysterésis d'adhésion des contacts joue un rôle pour la dissipation intrinsèque. L'atténuation (Q^{-1}) par hysterésis de l'adhésion des contacts est indépendante de la fréquence.

II.3.2. Facteur de qualité de la coda Qc et phénomène de scattering

Nous avons remarqué précédemment que l'onde perd une partie de son énergie par dissipation anélastique qui donne une atténuation dite intrinsèque et par une redistribution due à l'hétérogénéité du milieu, ce qu'on appelle le phénomène de scattering. Le scattering est un processus d'éparpillement de l'énergie de l'onde lors de

son passage sur une hétérogénéité.

Une source sismique génère deux types d'ondes, une onde longitudinale P et une onde de cisaillement S. Le rapport des vitesses Vp/Vs est d'environ 1.78. Lorsque le signal émis est plus ou moins un Dirac, nous espérons que sur l'enregistrement il n'y aura que deux signaux observés, l'onde P et l'onde S. Cependant, ce n'est pas le cas dans la réalité. Après l'arrivée des ondes S, (et aussi après le P pour les séismes lointains) nous observons encore une série de signaux dont l'amplitude diminue exponentiellement. Le terme *coda* est utilisé pour désigner la partie du sismogramme qui arrive après la phase S et dont l'amplitude décroît jusqu'à ce que son niveau revienne à celle du bruit.

Dans le phénomène de scattering, il n'y a pas de perte d'énergie. Une partie de l'énergie qui est redistribuée peut ensuite revenir sur la station sismique plus tard. Aki (1969) a suggéré que la coda se compose d'ondes éparpillées par les hétérogénéités distribuées dans le milieu. Aki et Chouet (1975) ont proposé que la formation de la coda est une preuve de l'existence d'hétérogénéités dans le milieu. A partir du modèle de *simple-rétroscattering*, dans lequel le scattering multiple est négligé, la densité spectrale de puissance de l'onde de la coda peut être décrite par :

$$P(w,t) = S\, t^{-m}\, e^{-wt/Qc} \qquad \text{(II.22)}$$

où S est un facteur qui dépend de la magnitude du séisme et de la densité de diffracteurs. Pour une région donnée, S n'est fonction que de la source. La puissance m est égale à 1 pour les ondes de surface, ou égale à 2 pour les ondes de volume. Qc est le facteur de la coda. Un accord entre le facteur de qualité de l'onde S, Qs, et Qc suggère que la coda est composée d'ondes de scattering de l'onde S (Tsujiura, 1978). En fait Qc est le facteur Q effectif, y compris les deux effets: absorption et scattering (Aki, 1980). Le facteur Qc peut être calculé en mesurant la décroissance d'amplitude de la coda pour une fréquence donnée f :

$$A(f,t) = C(f)\ t^{-m/2} \exp\left(-\pi f t / Qc(f) \right) \qquad \text{(II.23)}$$

Pour l'onde de volume, nous avons une relation:

$$\log[t.A(f,t)] = c - b.t \qquad \text{(II.24)}$$

avec:

$$b = \pi.f.\log(e) / Qc(f) \qquad \text{(II.25)}$$

d'où on peut écrire:

$$Qc(f)^{-1} = - b / [\pi.f.\log(e)] \qquad \text{(II.26)}$$

II.3.3. Qc des séismes VTA et VTB

Nous appliquons l'équation (II.24) pour calculer le facteur Qc des séismes VTA et VTB du Merapi. Lorsque Qc a une valeur positive, log[t.A(f,t)] décroît en fonction du temps t, compté à partir du temps origine du séisme. Qc peut être calculé à partir de décroissance de la fonction log[t.A(f,t)]. Si le signal a un rapport signal sur bruit très mauvais, surtout à la fin de la coda, l'équation (II.24) peut s'écrire en mettant l'amplitude comme un constante égale au niveau de bruit Ab. La partie gauche de (II.24) sera alors une fonction logarithmique de t, ou log[t.A(f,t)] augmente avec t.

$$Y = \log(Ab) + \log(t) \qquad \text{(II.27)}$$

qui sera zéro pour t = to, l'inverse de l'amplitude de bruit. Plus l'amplitude du bruit est grande ou plus le séisme est petit, plus court sera le temps to, et plus limitée sera aussi la durée disponible pour estimer le facteur Qc. Dans la pratique, particulièrement au cas où les séismes disponibles sont petits, il est nécessaire d'examiner la forme de la fonction log[t.A(f,t)] de chaque séisme avant de prendre une partie de la coda pour estimer le facteur de qualité Qc. Cette étape a été utilisée par Del Pezzo et Patané (1992) pour estimer Qc sur l'Etna, en Sicile.

Deux stations sont prises pour le calcul, PUSV et DELV. Le facteur Qc est calculé dans quatre bandes de fréquence différentes, 3 Hz, 6 Hz, 12 Hz et 24 Hz. Pour chaque bande de fréquence, l'enveloppe du signal filtré est ensuite calculée. Il s'agit ici de mettre la partie fréquence négative de la transformée de Fourier à zéro et de multiplier par deux la partie fréquence positive. Après avoir défini la portion de la coda où le calcul Qc sera effectué (selon le niveau de bruit), la pente de la fonction (II.24) est calculée par la méthode des moindres carrés. Pour diminuer les effets dus aux variations rapides de log[t.A(f,t)], la pente b est calculée en utilisant un poids qui est égal à la déviation standard de 50 points des deux côtés de chaque point. Pour la fréquence de 3 Hz, nous n'avons pas toujours trouvé la valeur de Qc, peut être à cause d'une contamination de la coda par les ondes de surface. Le facteur de qualité Qc(3 Hz) ne peut pas être calculé avec des données de la station DELV.

On observe deux choses sur la Figure (II.22): premièrement le facteur Q de la coda sur le Merapi ne varie pas beaucoup avec la fréquence, surtout pour une fréquence supérieure à 6 Hz. Par exemple le facteur de qualité Qc calculé à DELV est quasi-indépendant de la fréquence. Dans les régions tectoniques, Qc augmente avec f. Deuxièmement, l'équation (II.24) n'est pas applicable pour la basse fréquence. Les résultats pour la station DELV sont plus stables que pour la station PUSV; d'un séisme à l'autre l'erreur reste plus petite.

Nous avons calculé, le facteur Qc des séismes VTB similaires, donc l'atténuation dans la zone sommitale. Nous utilisons une groupe de 7 séismes qui appartiennent au multiplet-1, ce sont des séismes dont la magnitude est comparable l'un par rapport à l'autre. Pour les séismes VTB, le facteur Qc comporte deux parties différentes: une partie basse fréquence et une partie haute fréquence (Fig.II.23). Ceci est presque identique à ce que nous trouvons pour les séismes VTA sur la station PUSV, sauf que le Qc des séismes VTB est plus dépendant de la fréquence.

Tableau II.3: Qc et erreur standard pour les séismes VTA
(entre parenthèses : nombre de séismes utilisés)

STATION	3 Hz	6 Hz	12 Hz	24 Hz
PUSV	146 ± 33 (5)	305 ± 125 (17)	419 ± 197 (18)	415 ± 133 (19)
DELV		255 ± 53 (24)	249 ± 65 (27)	220 ± 40 (29)

Aki (1980) a noté une différence nette entre Qc de l'île de Hawaii et d'autres régions comme la Californie centrale, le Japon de l'ouest et le Japon central. Qc d'Hawaii a une valeur de l'ordre de 300 sur la station sommitale du Kilauea et est peu sensible à la fréquence, beaucoup moins dépendant de la fréquence que Qc sur les trois autres régions. Il est possible qu'en comparaison à des régions tectoniques l'effet de température fasse monter la ductilité du milieu. C'est cette ductilité élevée qui réduit ensuite l'hétérogénéité à petite échelle qui est responsable du phénomène de rétro-diffraction (Ellsworth, 1977; Aki, 1980).

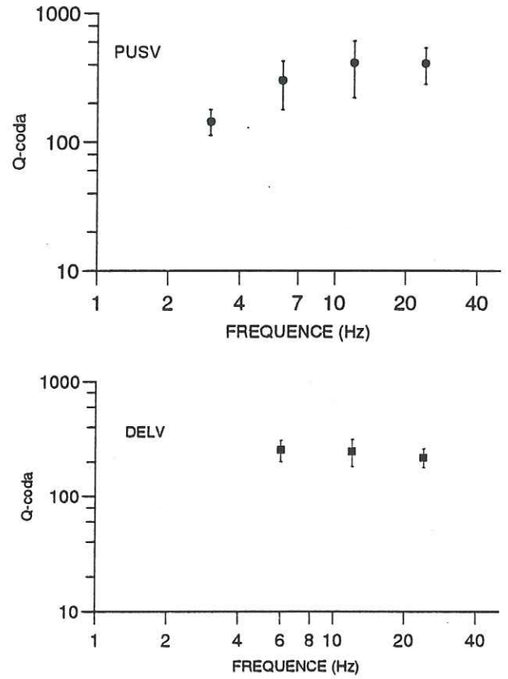


Fig.II.22. :
Facteur de qualité de la coda Qc des séismes VTA enregistrés par la station PUSV (en haut) et par la station DELV (en bas). Qc des séismes VTA est peu dépendant de la fréquence.

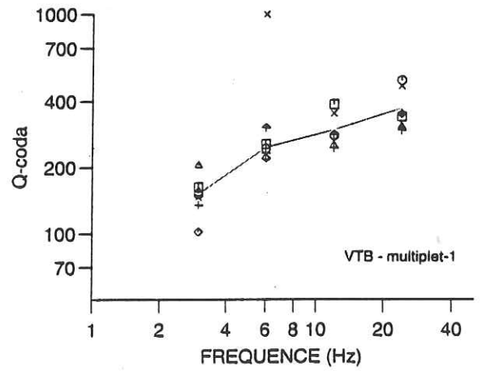


Fig.II.23. :
Facteur de qualité de la coda Qc des séismes VTB du groupe Multiplet-1 enregistrés par la station PUSV. Ce resultat montre que le Qc des séismes VTB est moins indépendant de la fréquence que le Qc des séismes VTA.

Tableau II.4a: Liste des VTA - PUSV utilisés :

(b: trop de bruit; s: saturé; l: longueur insuffisante)

No. Séisme	3 Hz	6 Hz	12 Hz	24 Hz
01.91011705	b	b	b	b
02.91011800		427	353	362
03.91013109	l	l	l	l
04.91020700	b	b	b	b
05.91021005		212	862	279
06.9102110A	b	b	b	b
07.91030100		413	512	598
08.91030505		377	284	270
09.9103190C	b	b	b	b
10.91033104		267	282	268
11.91041200	l	l	l	l
12.91041206	185	411	371	525
13.91042000	l	l	l	l
14.91042008		387	207	275
15.91042807		276	771	345
16.9104290F	b	b	b	b
17.91051300	l	l	l	l
18.91052202	l	l	l	348
19.91052203	s	s	s	s
20.9106170B	b	b	b	b
21.9106210Q	b	b	b	b
22.91070801	158	223	244	353
23.91071401	172	170	320	420
24.91071500	113	278	290	446
25.91081200	102	230	215	482
26.91082800	l	l	l	609
27.91091300	s	s	s	s
28.91091301	b	b	298	b
29.91091705	l	l	l	l
30.91091904	l	l	l	l
31.91100906	b	100	582	524
32.91101300	l	138	246	274
33.91110701	b	b	b	b
34.91122200	b	348	609	748
35.91122603	b	621	398	327
36.91122700	b	314	698	439

Tableau II.4b: Liste des VTA - station de DELV utilisée :

(b: trop de bruit; s: saturé; l: longueur insuffisante)

No. Séisme	3Hz	6Hz	12Hz	24Hz
01.91011705		273	195	173
02.91011800		316	397	171
03.91013109		l	l	179
04.91020700		b	b	b
05.91021005		286	195	180
06.9102110A		333	235	243
07.91030100		209	265	252
08.91030505		262	136	188
09.9103190C		b	b	b
10.91033104		315	205	230
11.91041200		b	b	b
12.91041206		b	b	b
13.91042000		l	b,l	b
14.91042008		181	218	259
15.91042807		287	b	b
16.9104290F		364	211	264
17.91051300		244	258	236
18.91052202		l	179	255
19.91052203		163	173	175
20.9106170B		257	199	232
21.9106210Q		252	188	251
22.91070801		248	466*	225
23.91071401		208	352	253
24.91071500		271	203	149
25.91081200		189	235	190
26.91082800		l	314	212
27.91091300		s	s	s
28.91091301		249	268	246
29.91091705		l	251	208
30.91091904		l	248	290
31.91100906		285	272	313
32.91101300		l	402	165
33.91110701		285	293	250
34.91122200		296	325	186
35.91122603		186	305	225
36.91122700		156	199	181

II.4. CALCUL DES HYPOCENTRES

L'hypocentre de séisme est déterminé par une procédure de relocalisation qui utilise la méthode du simplex (Prugger et Gendzwill, 1988). Le principe est de chercher itérativement une position pour laquelle l'erreur entre les temps d'arrivées calculés et les temps observés est minimum. Nous introduisons une position d'essai et ensuite nous faisons bouger le point jusqu'à ce que l'erreur soit inférieure à un seuil préfixé.

II.4.1. Calcul de l'erreur résiduelle

Dans la détermination d'hypocentre, la procédure est de calculer la différence entre le temps de trajet calculé et le temps observé. La précision de la relocalisation d'un séisme dépend de la manière dont nous estimons l'erreur résiduelle. Deux critères sont souvent utilisés: l'estimation par moindre carré ou norme L2:

$$E = \{[\Sigma(To_j - Tc_j)^2]^{0.5}\}/n \quad ; j=1,...,n \qquad (II.28)$$

où To_j est le temps d'arrivée observé en la station j, Tc_j est le temps d'arrivée calculé sur la même station et n est le nombre de stations. Comme nous ne connaissons pas le temps origine du séisme, nous ne pouvons pas comparer directement To_j et Tc_j. Il est nécessaire de prendre un temps de référence. L'estimation par moindre carré est comme la suit:

$$E = \{[\Sigma((To_j-To_r)- (Tc_j - Tc_r))^2]^{0.5}\}/n \quad ; j=1,...,n \qquad (II.29)$$

où To_r et Tc_r sont les temps de référence pour le temps d'arrivée observé et calculé respectivement. En supposant que la différence, e_j, entre To_j et Tc_j est distribuée normalement autour de Tc_j, la somme des e_j pour toutes les stations est égale à zéro. Pour qu'il n'y ait aucun biais sur le résultat, To_r et Tc_r sont égales à la moyenne de To_j et Tc_j respectivement et l'erreur résiduelle est :

$$E= \{[\Sigma(e_j^2)]^{0.5}\}/n \quad ; j = 1,...,n \qquad (II.30)$$

Pour un petit nombre de stations, l'utilisation de la norme L2 peut avoir un biais vers une station où l' erreur est anormalement grande.

Le second critère d'estimation est la norme L1, où l'erreur résiduelle E est calculée par:

$$E= [\Sigma | To_j - Tc_j |]/n \quad ; j=1,...,n \qquad (II.31)$$

Cette norme diminue l'effet de l'erreur individuelle en chaque station. De grosses erreurs sur quelque bonnes stations n'impliquent pas un changement important de la position calculée.

II.4.2. L'espace d'erreur

Nous imaginons que le milieu est un espace d'erreur (Pruger et Gendzwill, 1988). Avec le critère L2 ou L1 l'erreur résiduelle peut être calculée pour chaque point dans la terre. Il y a donc une image d'erreur en trois dimensions dans un volume donné. Parmi les points existants dans ce volume il y a un dont l'erreur est la plus petite. L'erreur converge vers cette valeur. Pour un milieu non homogène, il est possible d'avoir plus qu'une région de convergence. L'hypocentre du séisme peut être calculé en faisant une carte de l'espace d'erreur au dessous du réseau sismique et en prenant le point où l'erreur est la plus petite comme position d'origine du séisme. Cependant, cette procédure est coûteuse au niveau du temps de calcul. Nous allons donc utiliser la méthode du simplex qui cherche systématiquement le meilleur point sans calculer les erreurs en tous les points.

II.4.3. La méthode du simplex

Au lieu de faire la carte de tout l'espace d'erreur, nous utilisons la méthode du simplex (Nelder et Mead, 1965). La géométrie du simplex est une figure possédant un point de plus que la dimension dans laquelle le problème est défini. Pour le problème à trois dimensions comme dans le cas du calcul d'un hypocentre, il y a trois paramètres à chercher, x, y, z, donc la figure du simplex est un tétraèdre, une géométrie de 4 points simplex.

Pour l'illustration, nous décrivons le problème à deux dimensions où la géométrie est un triangle (Fig.II.24). Premièrement, nous calculons l'erreur sur chaque point du triangle, Px, Py, Pz, et ensuite nous déterminons le point dont l'erreur est la plus grande, par exemple le point Px. L' étape suivante est de construire le prochain triangle en remplaçant le point Px par un nouveau point qui est choisi parmi les trois points

possibles qui sont le point de réflexion R, le point d'expansion E et le point contracté C. Le choix est pris en regardant l'erreur la plus petite parmi les points R, E ou C (Fig.II.24) et à condition que l'erreur soit inférieure à celle de Pe. Si ce n'est pas le cas et si le point Pe reste toujours meilleur que les points R, E, C, nous cherchons le nouveau point à l'intérieur du triangle en contractant les côtés du triangle par deux. Lorsque la géométrie du simplex entre dans la région de convergence, la taille diminue en se déplaçant vers le meilleur point au centre de cette région. Le diagramme de calcul pour trois dimensions est donné sur la Figure (II.25) (Caceci et Cacheris, 1984).

II.4.4. Procédure de calcul

1. Dépouiller les premières arrivées des ondes P et S sur chaque stations du réseau sismique utilisé. Il faut au moins 4 stations non colinéaires disponibles. Nous avons donc To_j; j=1,...n.
2. Calculer la valeur moyenne du temps d'arrivée Tor
3. Définir le premier tétraèdre de 300 m de côté sur une position initiale. Pour les séismes volcaniques du Merapi, le premier tétraèdre a une profondeur de 1000 m sous le cratère. Nous avons x_i,y_i,z_i; i=1,...,4., les positions des 4 points du simplex en coordonnées cartésiennes.
4. Calculer le temps de trajet théorique pour chaque point du simplex, Tc(i,j); i=1,..4 j=1,...n, normalisé par la valeur moyenne des temps d'arrivées théoriques $To_r(i,j)$. Le temps de trajet est calculé pour un modèle donné.
5. Calculer l'erreur E par l'équation (II.31)
6. Déterminer quel point a la plus grande erreur et définir le point qui le remplace par les critères décrits sur le diagramme de calcul (Fig.II.25).
7. Continuer de déplacer les points simplex (étape 4) jusqu'au meilleur accord entre les temps calculés et observés où l'erreur est inférieure au seuil préfixé. La position hypocentrale est le meilleur point parmi les points du dernier simplex. La procédure peut aussi se terminer lorsque la taille du tétraèdre se compresse et devient plus petite que la taille minimale spécifiée.

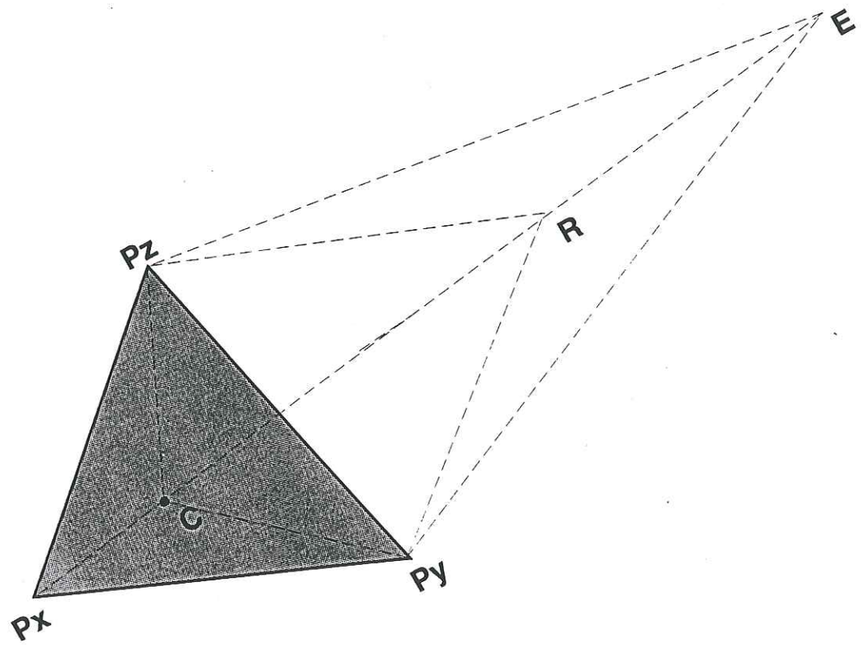


Figure II.24. :

Exemple de la géométrie du simplex pour le cas de deux dimensions. La géométrie est en forme d'un triangle. Les points Px, Py, Pz sont des points d'essai des hypocentres dont chacun a une erreur residuelle calculée. La méthode du simplex déplace le triangle, donc ces trois points au fur et à mesure selon un certain critère. Pour une étape donnée, c'est le point ayant l'erreur la plus grande qui doit être déplacé, par exemple Px. Ce mauvais point peut être remplacé soit par C, par R ou par E en fonction du meilleur des trois choix.

II.4.5. Répartition des séismes VTA et VTB

Comme il n'y a pas d'étude antérieure sur la vitesse sismique sous le Merapi, nous utilisons un modèle très simple: le milieu est homogène avec une vitesse constante de 3 km/s et le rapport Vp/Vs est de 1.86 (Ratdomopurbo, 1992). Le résultat du calcul des hypocentres pour les séismes VTA et VTB enregistrés en 1991 est présenté sur la Figure (II.26). Ces séismes ont été enregistrés numériquement avec PCEQ. Les positions de ces deux types de séismes sont nettement séparés. Les séismes VTB se trouvent à une profondeur de moins de 1.5 km sous le cratère alors que les séismes VTA se produisent dans une zone de 2 à 5 km de profondeur. Une zone asismique à 1.5 km de profondeur est clairement mise en évidence et peut être interprétée comme une manifestation de l'existence d'une poche magmatique superficielle.

Premièrement il est assez remarquable que les épicentres des séismes volcaniques du Merapi se situent dans un rayon de moins de 1.0 km du sommet. Nous pouvons imaginer que ces séismes se produisent dans les environs de la cheminée. L'augmentation de la pression magmatique pendant la période d'activité du volcan (par exemple avant une éruption) n'a que peu d'effet dans la zone plus lointaine. Ceci indique que la pression magmatique est faible. Ceci peut être la raison pour laquelle le Merapi est un volcan non-explosif.

L'absence de séisme à une profondeur supérieure à 5 km peut être due à la présence de magma ou à une température élevée donc une zone ductile. Le phénomène de disparition des séismes à partir d'une certaine profondeur, dite profondeur de *cut-off* Dc, est un cas fréquent dans les régions volcaniques (Ito, 1990). Dc dans la croûte varie entre 5 et 25 km. Cette variation est étroitement reliée au flux de chaleur à la surface et la limite fragile-ductile de la région. L'isotherme de 300°C à 400°C correspond à la barrière entre la zone sismique et la zone non-sismique (Sibson, 1982). Sur le volcan Unzen, Dc diminue, donc les séismes sont de plus en plus superficiels lorsque les épicentres s'approchent le volcan (Ito, 1993). Des données sur plusieurs volcans japonais indiquent que la magnitude diminue en s'approchant du centre d'activité volcanique. Au volcan Izu-Oshima, Dc est de 5 km au centre du volcan et environ 8 km dans un rayon de 7 km du cratère. La magnitude maximale baisse de M=7 à 1 km à seulement M=3.7 juste sous le cratère. Ce phénomène, tout comme celui du Merapi, montre que la zone sismogène est peu profonde dans la région volcanique. La présence d'une chambre magmatique à la profondeur Dc pourrait expliquer l'influence de la température sur la répartition des séismes volcaniques. Alors, pour le Merapi, il y a une probabibilité d'avoir une chambre magmatique à 5 km de profondeur mais nos arguments sont légers.

Nous restons confrontés a la question de savoir pourquoi il n'y a pas de séismes autour de la chambre magmatique, comme par exemple dans le cas du Mt. St. Helens (Barker et Malone, 1991), mais seulement sur le toit de celle-ci. Pour le Merapi où l'activité est presque continue, le magma remonte facilement sans avoir besoin une pression très élevée dans la chambre magmatique. C'est normal que la zone de faiblesse soit à la sortie de la chambre vers le haut. Un séisme se produit dans un milieu homogène en fonction du critère de Mohr-Coulomb. Dans une région fracturée, le rôle des failles préexistences est très important. Nous pensons que la zone asismique qui se trouve à 1.5 km de profondeur est une sorte d'une petite poche magmatique ou un gonflement de la cheminée qui facilite la sortie du magma de la chambre magmatique sous-jacente et qui maintient le Merapi en activité quasi-permanente. Par conséquent, lorsque la poche magmatique se remplit, les séismes VTA et VTB se produisent, ces deux types de séismes traduisant une période d'activité. Les premiers résultent de la montée du magma de la chambre profonde vers la deuxième chambre plus superficielle; les deuxièmes se produisent souvent en forme d'essaim à cause de l'augmentation de la pression dans la petite poche magmatique. La présence d'une poche magmatique très superficielle entre la chambre principale du magma et le sommet empêche que le gaz ne puisse s'accumuler de façon trop importante. Le Merapi serait un système volcanique très ouvert (Blake, 1981), dans le sens où un changement au niveau de la chambre profonde a un effet direct sur la zone superficielle.

Cette interprétation est supportée par l'analyse des dépôts de produits éruptifs de l'année 1984 (Berthommier et coll., 1992) qui a donné une preuve de la présence d'une mélange mécanique entre deux composants magmatiques faiblement contrastés. A l'échelle superficielle, cette faiblesse du contraste des deux magmas suggère que l'éruption de 1984 a été déclenchée par une injection dans la petite poche superficielle d'un magma issu de la chambre plus profonde.

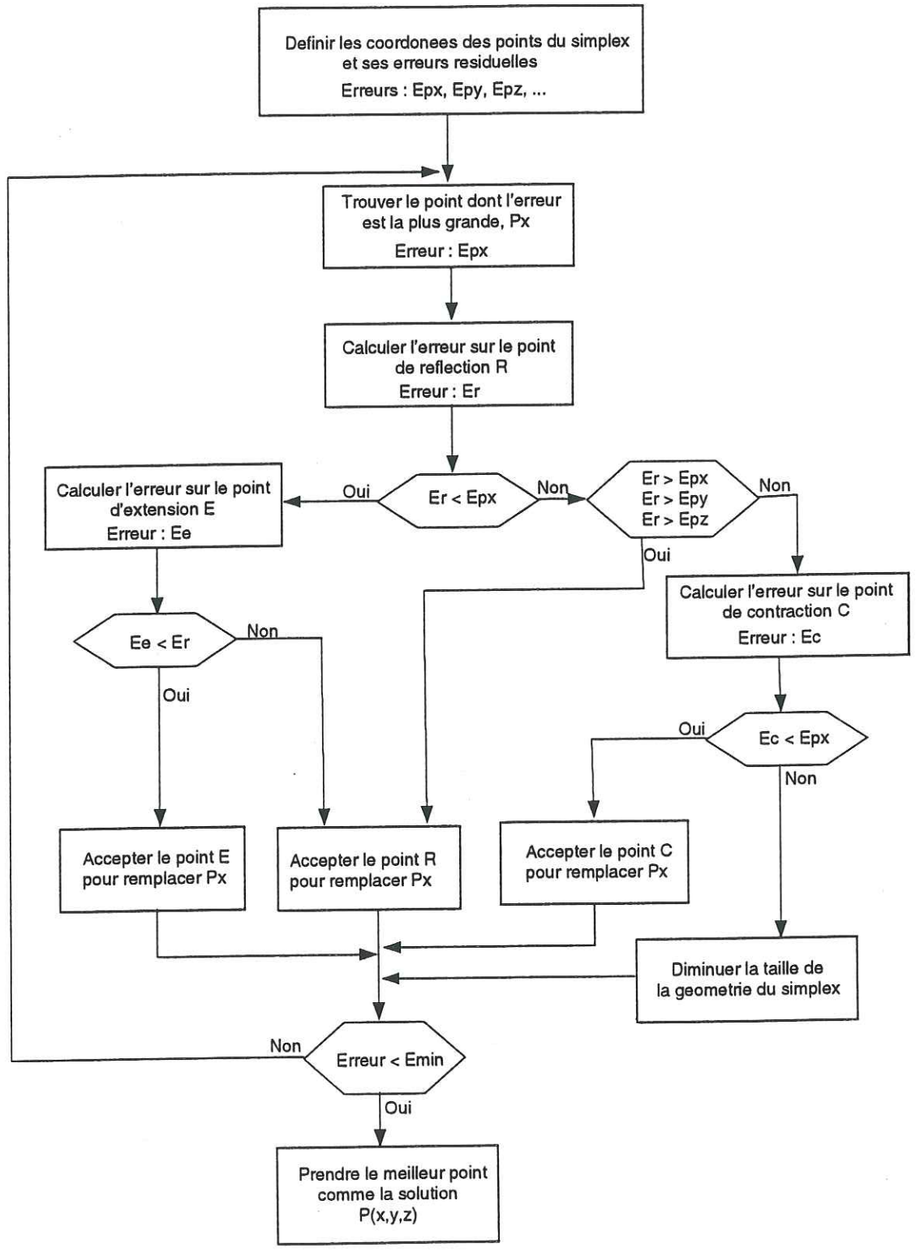


Fig.II.25. :

Diagramme du calcul de l'hypocentre par la méthode du simplex

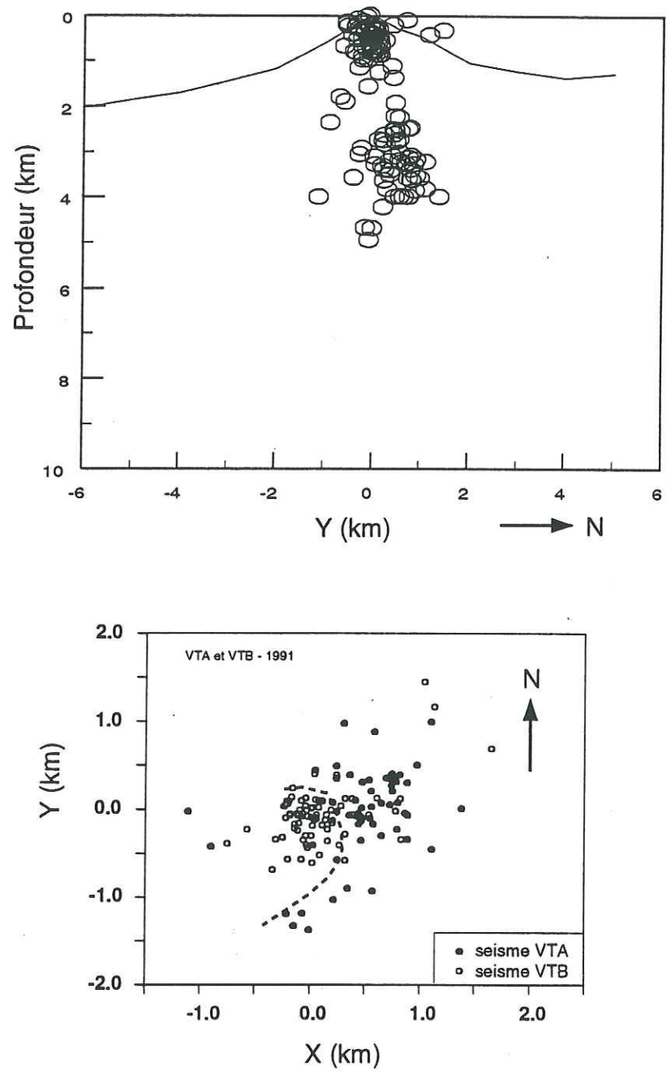


Fig.II.26. :

(a) Répartition des séismes VTA-VTB (profil). Les deux types de séismes sont nettement séparés. Une zone asismique qui se trouve entre eux peut être interprétée comme correspondant à la poche magmatique superficielle. Nous remarquons une profondeur limite d'environ 5 km, en dessous de laquelle il n'y a plus de séisme.

(b) Répartition des épicentres des séismes VTA-VTB. Il semble que les séismes VTA soient regroupés au nord-est des séismes VTB.

II.5. ACTIVITE SISMIQUE ET ERUPTIONS

II.5.1. Productivité sismique

Au niveau de la sismicité, le Merapi a une activité sismique très faible et superficielle. Parmi les séismes volcaniques qu'il produit, seuls les séismes MP peuvent persister pendant plusieurs mois et cela dans le cas de formation d'un dôme. Les autres séismes volcaniques disparaissent. Sinon, la sismicité du volcan reste basse. Nous allons regarder l'évolution du nombre de séismes pendant 12 années depuis 1983 (Fig. II.27): ceci correspond à la période qui suit l'installation du réseau sismique permanent sur le Merapi.

Nous proposons d'exprimer le niveau de sismicité en nombre d'événements sismique par jour (e/j) ou fréquence journalière, et également le débit mensuel (e/mois). Le tableau (II.4) montre que le niveau de sismicité varie temporerellement. Les séismes VT (VTB et VTA) sont peu nombreux par rapport aux MP et Guguran et il faut noter que le débit des séismes VTB est environ cinq fois plus grand que celui des VTA. A cette étape se pose la question de savoir quel nombre de séismes est significatif pour dire que l'activité du volcan augmente. Il y a deux valeurs: 1.7 e/j en juin 1984 et environ 1.1 en 1990-1991. La première était liée à l'éruption de 1984 et la deuxième à l'éruption de 1992. En gros, nous pouvons dire qu'une moyenne supérieure à 1 e/j pour les séismes VT est significative pour caractériser l'état d'activité du Merapi. Cependant, les séismes VT ne sont pas l'unique paramètre sismique qui décrit l'activité du volcan: il y a des périodes d'activité qui ne sont pas précédées ou suivies par ce type de séisme.

Du point vue de la sismicité, il est important de noter qu'il y a eu deux périodes de repos: la première entre janvier 1985 et septembre 1986 et la deuxième entre janvier 1993 et février 1994. Chacune de ces périodes a suivi une éruption: celle de 1984 et celle de 1992. La sismicité y atteint son niveau le plus bas pour le nombre de séismes VT de 1 par mois et celui de séisme MP seulement de 1 ou 2 par jour.

Tableau II.5 : Flux de séismes du Merapi

Periode		VT		MP		Gug	
de	à	(e:mois)	(e/jour)	(e/mois)	(e/jour)		(e/jour)
jan 1983	mai 1984	1	0.03	740	25	2140	71
juin 1984	juil 1984	49	1.70	3284	109	9752	325
aoû 1984	déc 1984	6	0.19	12673	422	17665	589
jan 1985	sep 1986	1	0.02	51	2	324	11
oct 1986	mar 1987	3	0.08	1287	43	5453	182
avr 1987	nov 1989	2	0.05	26	<1	555	18
déc 1989	aoû 1990	36	1.19	29	1	87	3
sep 1990	jan 1992	34	1.13	34	1	142	5
fév 1992	déc 1992	1	0.04	252	8	9089	303
jan 1993	fév 1994	0.5	0.02	37	1	1490	50
mar 1994	nov 1994	3	0.11	838	28	2630	88
déc 1994		18	<1	3757	125		

Nous observons aussi que le phénomène d'éboulement est un cas habituel pour le Merapi qui est indiqué par l'existence des 'gugurans'. Il y a une tendance à ce que les Gugurans augmentent avec les séismes MP. Un coefficient de corrélation entre les deux peut être estimé par l'équation de Pearson:

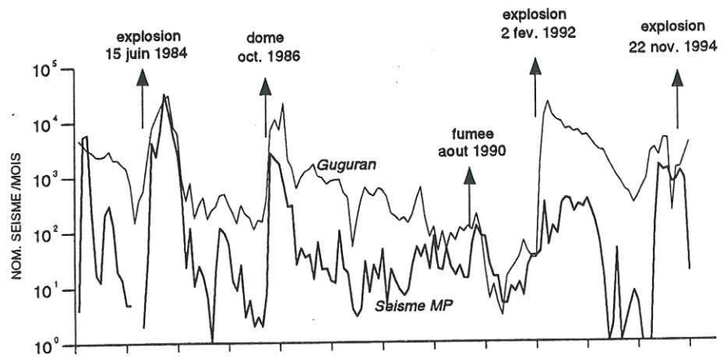
$$r = \frac{n \cdot \Sigma(X_i \cdot Y_i) - \Sigma X_i \cdot \Sigma Y_i}{\sqrt{n \cdot \Sigma(X_i^2) - (\Sigma X_i)^2} \cdot \sqrt{n \cdot \Sigma(Y_i^2) - (\Sigma Y_i)^2}} \qquad \text{(II.32)}$$

où X et Y sont les paramètres qui sont supposés être corrélés. En appliquant cette équation sur les nombres mensuels de séismes MP et sur les gugurans pendant 12 ans on obtient :

$$r \doteq 0.87 \qquad \text{(II.33)}$$

Cette valeur montre que les séismes MP et les guguran ont une corrélation positive. Cependant, ce coefficient ne prouve pas que ces deux paramètres ont un lien de

causalité. Une assez bonne corrélation entre ces deux types d'événement peut être expliquée par le fait qu'ils sont tous deux étroitement liés à la formation du dôme. Le coefficient de corrélation de 0.87, qui est une valeur moyenne à long terme, ne garantit pas que pour une période beaucoup plus courte nous puissions observer une forte corrélation entre les MP et les gugurans. Par exemple, pendant la période de janvier 1994 à mars 1994, des gugurans se sont produits sans être accompagnés par des séismes MP. Ceci indique que pour le court terme, nous devons considérer la situation en cas par cas.



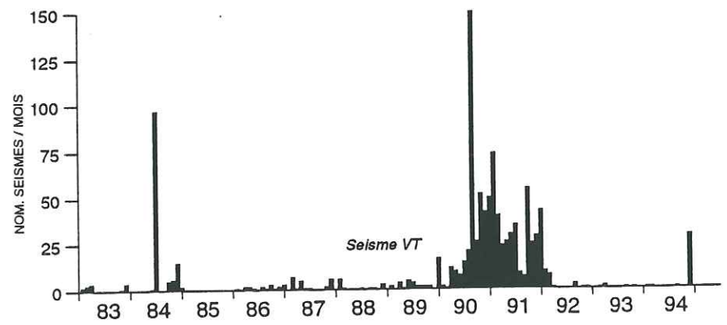


Figure II.27. :
Sismicité du Merapi depuis 1983 jusqu'en 1994. En haut: variation mensuelle du nombre de Gugurans et de séismes MP en échelle logarithmique. En bas: variation mensuelle du nombre de séismes VT (VTA+VTB) en échelle linéaire.

II.5.2. Eruptions de 1967-1969

L'éruption qui a eu lieu au 10 octobre 1967 a été marquée par la croissance d'un nouveau dôme dans le cratère de 1961. Cette éruption est ensuite suivie par des nuées ardentes dévalant à moins de 3 km de distance. L'augmentation du nombre de séismes était marquée depuis le 18 août 1967, environ deux mois avant l'éruption (données du MVO/VSI, Fig.II.28). Jusqu'au moment de l'éruption, le nombre de séismes ne monte pas régulièrement, mais reste environ quatre fois plus haut pendant la période précédente. A cette époque la classification de séismes n'existait pas donc le nombre de séismes présenté sur la Figure (II.28) est le nombre total de l'ensemble de événements volcaniques et avalanches.

En 1969, l'éruption a commencé le 7 janvier avec une explosion qui a fait un nuage de cendres de 3 km de haut. Les nuées ardentes se sont écoulées jusqu'à 7 km du sommet le long les rivières Batang et Krasak. Le lendemain, une série d'explosions a détruit complètement le dôme de 1967 en engendrant des nuées-ardentes jusqu'à 13 km sur la rivière Batang. Quelques nuées ardentes ont dévalé les rivières Bebeng et Blongkeng jusqu'à 8 km de distance. Ensuite la phase poste-éruptive a été dominée par des avalanches, quelque fois ardentes, vers la rivière Batang. Contrairement à l'éruption de 1967 avant l'éruption de 1969, la sismicité s'est développée plus régulièrement à partir du 9 décembre 1968, environ un mois avant l'éruption (Fig.II.28).

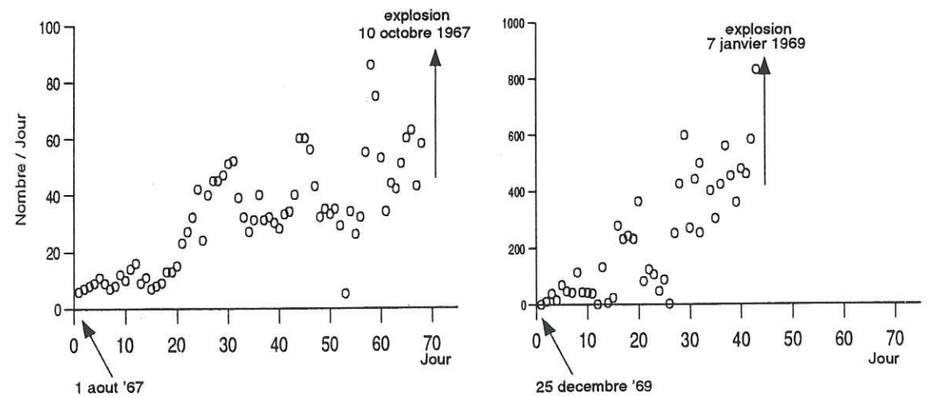


Figure II.28. :
Sismicité avant l'éruption du 10 octobre 1967 (gauche) et sismicité avant l'éruption du 7 janvier 1969 (droite) (Données du MVO). A l'époque, il n'y avait pas encore de classification de séismes, donc ces nombres cumulent tous les types de séismes.

II.5.3. Eruption de 1984

C'est l'explosion avec le précurseur sismique le plus court que nous connaissions (Fig.II.29). Le premier séisme, qui est de type VTA, s'est produit le 27 Mai 1984, moins de trois semaines avant l'éruption. Il n'y avait pas d'autre séisme qui le suivait immédiatement, que ce soit des VTB ou VTA. Le nombre de séismes volcaniques augmente considérablement juste à partir du 5 juin, avec un ou deux séismes par jour jusqu'au 10 juin. Le taux de sismicité est resté très bas jusqu'au quatrième jour précédant l'éruption. Depuis le 11 juin 1984 les séismes VTB et VTA commençaient à devenir plus fréquents avec un taux accroissant vers l'éruption. L'augmentation du nombres de séismes VTA est similaire à celle des VTB. Il semble que ces deux types de séismes soient tous deux des marqueurs inséparables de l'activité éruptive. La magnitude des séismes volcaniques varie entre 1 et 2.

Sur le sismogramme il se voit que le Guguran monte aussi sa fréquente depuis le début de juin. Le 11 juin il commence à se fréquenter et à se culminer à une petite nuée ardente s'est produite à 03h30 le 13 juin 1984. Durant 3 heures de 10h00 à 13h00, le sismographe a enregistré des nuées ardentes et des Gugurans continues (Tim G. Merapi, 1984). Le volcan était complètement couvert par des nuages qui empêchent l'observation visuelle du volcan. Jusqu'au lendemain matin, l'activité était dominée par de grosses avalanches presque ininterrompues. La situation du volcan se calmait à midi du 14 juin. Jusqu'à minuit seules des petites avalanches se sont formées. Cette période de calme ne dura pas long temps car une grosse explosion, la première, a eu lieu à l'aube du 15 juin à 02h15. Une autre s'est produite à 03h47 et la troisième à 06h00. Dans les stations sismiques proches du volcan, les sismogrammes sont complètement saturés, donc il est impossible d'identifier la différence entre le signal lié à l'éruption et celui correspondant à une grosse avalanche. Grâce à la station sismique MAR, ancienne station qui se trouve à peu près à 9 km du volcan, nous pouvons distinguer ces séries d'éruptions. Sur le sismogramme de MAR, on voit que l'avalanche a un signal avec une amplitude beaucoup plus petit que l'explosion. Si nous remarquons, l'éruption de 1984 s'est commencée déjà le 13 juin 1984 en engendrant des petites nuées ardentes.

La première explosion qui a eu lieu à 02h15 a engendré des nuées ardentes vers les rivières Blongkeng, Putih, Batang et Krasak. Dans la rivière Putih, une nuée ardente atteignit une distance de 7 km. Le panache haut de 6 km provoqua une pluie de cendres jusqu'à Weleri, Kendal et Semarang, 80 km au nord du volcan (Tim G.Merapi, 1984). Vers midi, une série d'explosions engendra un panache de 2 km et une nuée ardente de 6 km le long de la rivière Putih. L'activité éruptive se prolongea par des avalanches de

laves rougeoyantes. Le cratère a été vidé le 15 au soir, c'est à dire que tout l'ancien dôme, le dôme de 1979 d'environ 3.6 million m^3 de volume avant l'éruption, a été complètement détruit. Le lendemain, des nuées ardentes se sont poursuivies avec un intervalle de plus en plus long.

L'éruption de 1984 nous rappel à l'importance de la surveillance l'existence d'une période calme juste avant l'explosion principale d'un volcan. Ce phenomène d'un court repos avait été remarqué sur le volcan Asama (Shimozuru et Kagiyama, 1989).

Durant le mois juin, nous observons un événement complet, au sens du Merapi. Il y a des séismes VTA et VTB à la période pré-éruptive. Beaucoup des nuées ardentes se produissent durant l'éruption et ensuite la formation du dôme accompagnée par des séismes MP et des Guguran après l'éruption. Cela devient un exemple de phénomène éruptive typique du Merapi (Berthommier et coll., 1992).

L'activité post-éruptive a été dominée par des séismes MP et des avalanches. Nous remarquons un saut du nombre de séisme MP à partir du 24 juin, environ 10 jour après l'éruption. Des centaines de séismes par jour ont marqué le début de la phase de formation du dôme. Un nouveau dôme est né se mettant sur la position de l'ancien dôme de 1979. Les séismes MP et les avalanches on cessé en mars 1985. Le dôme restait stable jusqu'à l'éruption de 1986.

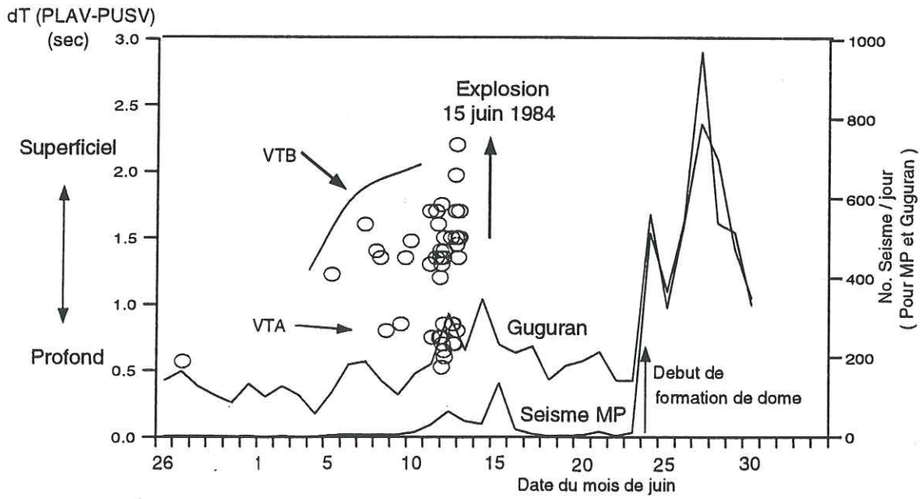


Figure II.29. :
Sismicité de l'éruption de juin 1984. Les séismes VT sont représentés en fonction de leur profondeur approchée et en fonction du temps (échelle de gauche). Le nombre journalier de gugurans et de séismes MP est représenté sur l'échelle de droite.

II.5.4. Eruption de 1986

Après une période de repos de plus d'un an, l'activité a recommencé par des nuées ardentes (environ 16 nuées) le 10 octobre 1986. Sur les sismogrammes, nous observons des traces de pluie durant quelques heures sur la station PUS, ce qui indique que la pluie tombait au sommet. Cette événement est ensuite suivi par l'apparition d'une nuée-ardente vers le flanc sud-ouest du volcan. L'activité n'a pas été précédée par des séismes VT. Des pluviomètres dans les postes d'observation autour du volcan avaient enregistré l'augmentation des chutes de pluie au cours de la deuxième semaine d'octobre (Tableau II.6, données du MVO/VSI).

Tableau II.6: Chutes de pluie moyennes par jour (Octobre 1986)

Poste	1ère Semaine	2ème Semaine
Plawangan	20.5	165
Babadan	0	68
Ngepos	59	147

A partir du 15 octobre, le nombre de séismes MP a augmenté remarquablement, de moins de 3 séismes par jour, le flux normal, à centaine de séismes par jour. Le 22 octobre, nous avons enregistré 272 séismes MP. Les sismographes ont enregistré aussi des avalanches, jusqu'à plus de cinq cents éboulements pendant la troisième semaine du mois. En fin octobre, nous avons observé que le dôme avait complètement changé de morphologie. Les pointes de rocher qui marquaient la surface du dôme de 1984, ont disparu: le dôme devenait plus lisse (Fig.II.30, en haut). Il y a une relation étroite entre l'apparition de nombreux de séismes MP et la croissance frontale du dôme.

Nous observons l'existence d'un délai entre la première nuée ardente le 10 octobre et le début de l'apparition des séismes MP le 15 octobre. Ce phénomène est similaire à celui que l'on a observé après l'éruption de 1984. La période de délai de 5 jours a été marquée que par une séquence de nuées ardentes. Quelque soit le type d'activité éruptive, l'apparition le séismes MP suppose que la lave est suffisamment freinée lorsqu'elle sort du conduit volcanique, mais toujours avec un débit important.

Cette activité volcanique sans précurseur sismique profond ou peu profond est une activité typique non-explosive. La sismicité est dominée par des séismes MP et des avalanches. Aucun tremor ni séisme LF n'est présent. Entre octobre 1986 et janvier 1987, le flux de lave qui construit le dôme culmine, environ 15.000 m^3 par jour. A cette période, la croissance s'est faite sur l'ensemble du dôme. Après février 1987, seule la partie sommitale du dôme s'est développée, donc le changement de la morphologie est partiel. Le développement partiel du dôme indique que celui-ci est déjà stabilisé, donc les séismes MP sont moins nombreux. L'activité a cessé en fin d'année 1987 et le nombre de séismes MP est revenu à un niveau normal. Le volcan a retrouvé une petite période de repos pendant un an et demi jusqu'au milieu de l'année 1989. Lorsque l'activité s'est terminée, il est estimé que son volume est d'environ 2.5 million m^3, c'est donc le volume total de lave produit par la séquence d'activité de 1986.

II.5.5. Eruption de 1992 (Fig.II.31)

Après la disparition des séismes VTA pendant 4 ans après l'éruption de 1984, deux séismes VTA se sont produits en 1988. Le premier le 20 juin 1988 à 08:41 avec une magnitude de 1.8 et le deuxième le 27 août 1988 à 02:47 avec une magnitude de 1.3. Ce sont les seuls séismes pour l'année 1988. Cette période de repos a séparé le cycle d'activité de 1992 de celui de la formation du dôme en 1986-1987. Selon le résultat de la relocalisation des hypocentres du MVO, les deux séismes ont des sources à 7 km et 4.5 km sous le cratère. Donc, le séisme de juin 1988 est le séisme le plus profond connu depuis l'installation du réseau sismique permanent du Merapi. L'interprétation de celui-ci est pourtant difficile car il n'a été enregistré que sur les sismogrammes papier; la localisation est moins bonne que celle que nous obtenons en 1991.

La sismicité de l'année 1989 a une tendance à s'accroître bien que le nombre de séismes volcaniques reste encore petit, environ 4 séismes par mois. C'est pendant cette année là que l'apparition de tremors de basse fréquence et de l'essaim de séismes VTB a été remarquée. Le premier tremor de 1.6 Hz est présent pendant deux jours du 4 au 5 septembre et est suivi par celui de haute fréquence de 4 à 6 Hz jusqu'au 10 septembre. La fréquence du tremor a été estimée directement sur le sismogramme papier en comptant le nombre de pics par seconde. Un autre tremor s'est formé le 19 septembre. Nous n'avons pas observé ce type de tremor avant l'éruption de 1984. Ensuite le premier essaim de séismes VTB a été observé le 7 décembre 1989: environ 45 séismes ont eu lieu durant 5 heures, soit environ 9 séismes par heure. Le phénomène d'essaim domine l'activité sismique tout le mois de décembre. Un essaim peut durer de quelques

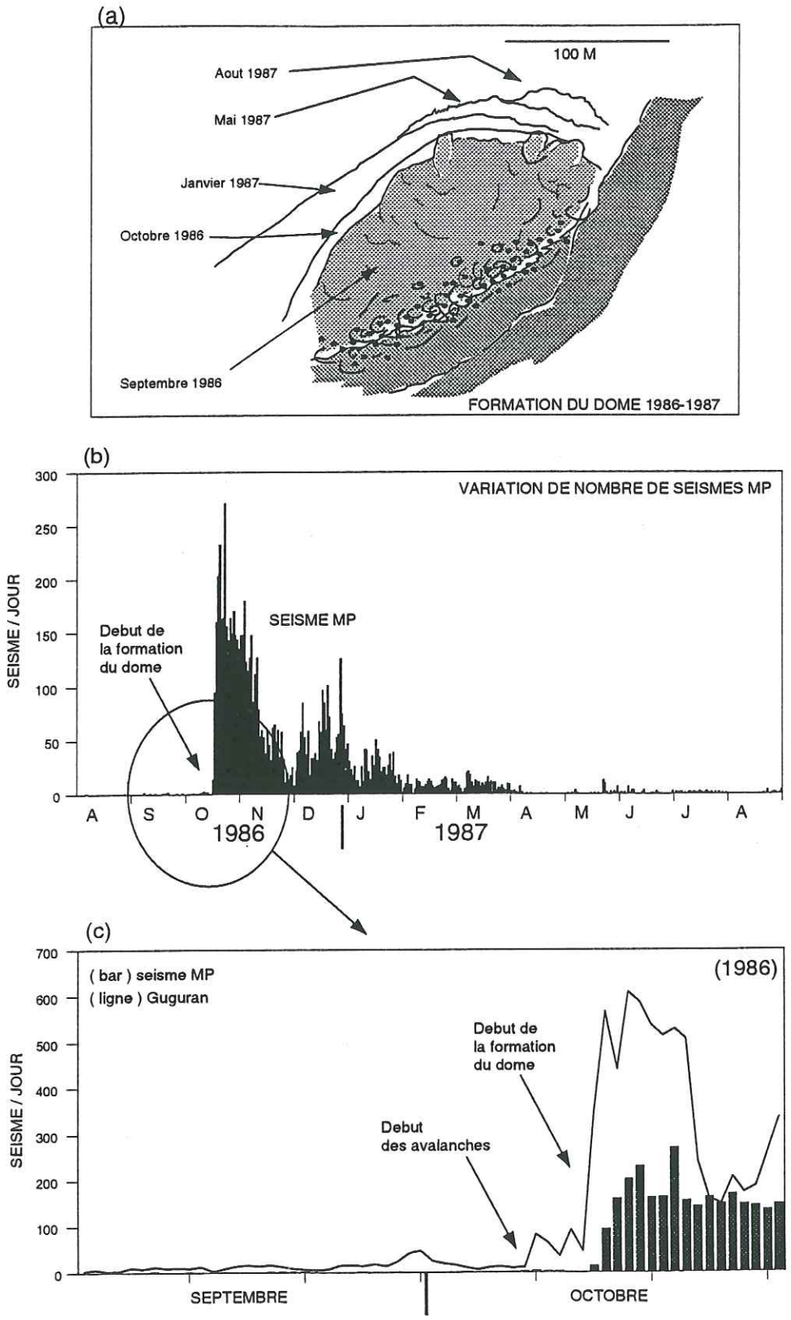


Figure II.30. :
Eruption de 1986. (a) Esquisse du dôme dessinée en se basant sur des photographes prises depuis le bord sud du cratère, de Gegerbuaya. (b) Variation du nombre de séismes MP. (c) Zoom sur la sismicité peu de temps avant l'éruption.

minutes jusqu'à plusieurs heures. Le 23 décembre à 08:50 s'est produit l'essaim le plus important avec environ 150 séismes de -0.6 à 2.5 de magnitude; il s'est terminé le lendemain à 22:00. Les événements des années 1988-1989 font partie du début du cycle d'activité qui a culminé avec l'éruption de 1992.

En 1990, à partir du mois de mars les nombres de séismes VTA et VTB a augmenté remarquablement et a culminé par un essaim de plus de 200 séismes VTB accompagné par une dégazage important sur le cratère le 26 août 1990 (avec un panache de 1 km de hauteur). Juste après cette activité, les séismes VTA disparaissent brutalement pendant les deux mois qui suivent. Nous ne savons pas s'il y a une relation directe entre le dégazage et la disparition des séismes VTA parce que les deux phénomènes se sont produits dans des zones de profondeurs différentes. Il se peut que ceci soit dû au rôle du magma sous pression dans la chambre magmatique qui joue comme une bouchon pour le fluide magmatique qui vient de la zone plus profonde. Lorsque la pression diminue par le processus de dégazage le mouvement de fluide magmatique entrant dans la chambre magmatique s'effectue sans engendrer des séismes VTA. Les séismes VTB aussi diminuent de façon assez immédiate pendant trois semaines; ceci peut être dû à une diminution de la pression de gaz à l'intérieur du conduit magmatique. Ceci nous conduit vers une interprétation dans laquelle les séismes VTB auraient été déclenchés par une accumulation de gaz dans la poche magmatique superficielle ou dans le conduit magmatique.

Des séismes VTB ont continué à se former avec un flux d'énergie à peu près constant jusqu'au juin 1991. En revanche, pour les séismes VTA, l'énergie mensuelle s'est accrue. Nous observons aussi la réapparition de séismes LF et de tremor qui a marqué la sismicité de 1991 comme celle des années précédentes. Les quatre types de séismes, VTA, VTB, LF et tremor ont atteint leur maximum d'énergie simultanément au mois de septembre. La sismicité a alors diminué pendant la période de quatre mois qui a précédé l'éruption. Cette période de repos est marquée par l'apparition de séismes MP jusqu'au moment de l'éruption.

L'éruption de 1992 a été précédée par la formation d'un nouveau dôme en janvier 1992 sans que le dôme de 1986 ne soit détruit et par des chutes de pierres et des avalanches ardentes. Ce nouveau dôme s'est situé sur la partie nord du cratère actuel. Le 20 janvier 1992, une avalanche de lave rougeoyante glissa sur le flanc ouest du volcan. Cette avalanche était observable depuis les postes d'observation de Babadan et de Ngepos. Le 24 janvier, le statut *waspada* (1ère alerte) a été déclaré. En fin janvier le volume du dôme était d'environ 2 millions m3 (Subandriyo et coll., 1992). La première

nuée ardente a eu lieu le 31 janvier 1992 et a parcouru une distance de 800 m. Après avoir observé des nuées ardentes du 1 février 1992, l'état d'alerte a été augmenté à *siaga* (deuxième alerte au-dessus de l'état normal). L'éruption s'est faite le 2 février après midi. Le détail de l'activité est le suivant (Tjetjep, 1992; Tondeur 1992):

12h31 : une série de 7 nuées commence, atteignant des distances comprises entre 800 et 1500 m.

13h57 : les nuées ardentes se poursuivent toutes les minutes, jusqu'à 2.5 km.

14h30 : à cause de la continuité des nuées-ardentes, la troisième alerte, *siap*, a été déclenchée.

16h05 : une petite explosion se produit dans le cratère pendant 4 minutes engendrant une nuée ardente atteignant 4.5 km de distance et un panache de 2.6 km de haut.

16h35 : une autre explosion a eu lieu pendant trois minutes. L'activité éruptive s'est prolongée jusqu'à 19h33. Les explosions et les nuées ardentes ont cessé à 22h30 mais des avalanches rougeoyantes ont continué à se produire.

Aucune évacuation n'a été faite pendant la crise. Durant quelques jours après l'éruption, l'activité a été dominée par des avalanches de laves rougeoyantes la nuit et quelque fois accompagnées de nuées ardentes. Le 7 février, 9h23, une avalanche de lave importante avec une nuée-ardente dévalait le flanc ouest du volcan. Le panache en forme de champignon s'est élevé à 2.5 km au dessus du sommet.

L'éruption de 1992 s'est terminée par la formation d'un dôme, celui de 1992. En juillet 1993, le dôme a atteint une altitude de 2925 mètres, soit à peu près 100 mètres plus haut que celui de 1984. L'analyse pétrographique a montré que la lave de l'éruption 1992 a un teneur en silice de seulement 51 % (poids). Donc cette lave est beaucoup moins acide que les laves précédentes.

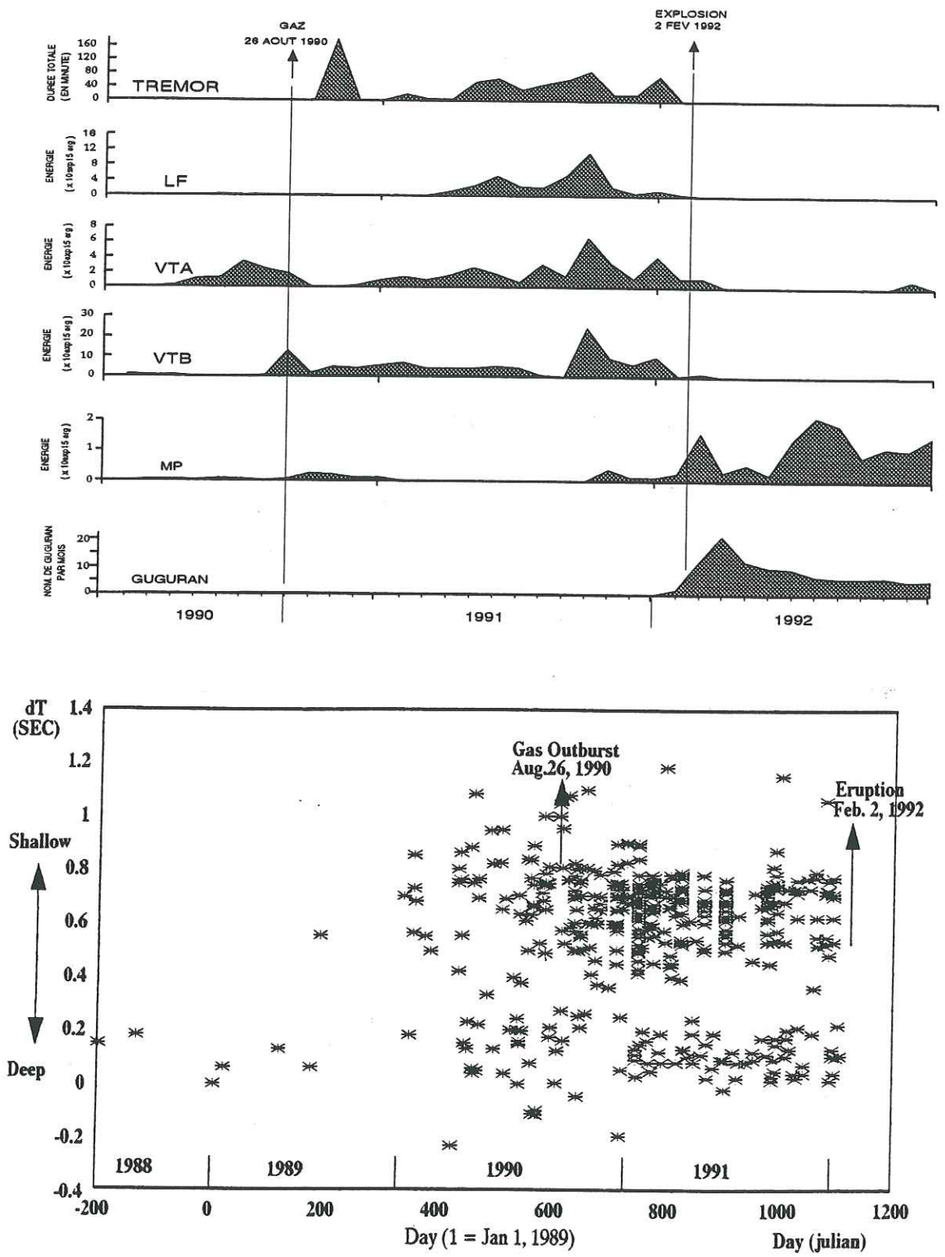


Figure II.31. :

(a) Sismicité de l'éruption de 1992. Le tremor est quantifié en calculant la somme mensuelle de leur durée en minutes. Les séismes volcaniques sont exprimés en calculant leur énergie totale et les Guguran par le nombre d'événements mensuel.

(b) Evolution des séismes VTA et VTB depuis le premier séisme du cycle en juin 1988. Ils sont représentés en fonction de leur profondeur approchée et du temps. Le jour julien 1 est le 1 janvier 1989. Les alignements verticaux marquent la présence d'essaims intenses de VTB depuis la fin 1990.

II.5.6. Activité éruptive typique du Merapi (Fig.II.32)

Après l'installation du réseau sismique permanent il y a douze années, le Merapi a eu des périodes d'activité très variées. En principe, du point de vue de la sismicité, nous pouvons distinguer deux types d'activité éruptive:

1. *Activité éruptive précédée par des séismes VTA et VTB.*

L'éruption de 1984 est un bon exemple de ce type d'activité. La caractéristique est que l'explosion s'accompagne de deux directions d'expulsion des matériaux éruptifs: la direction verticale et l'horizontale. La répartition des retombées aériennes est donc suffisamment étendue; elle peut atteindre jusqu'à 80 km de distance suivant la direction du vent. La puissance d'une éruption dépend de la pression de gaz dans la poche magmatique. La pression de magma dans ce type d'activité est suffisante pour créer des séismes VTA et VTB. Si l'on compare les deux éruptions en 1984 et en 1992, il est clair que celle de 1992 est moins forte. La principale différence entre elles est la condition avant l'éruption. L'événement de 1992 est précédé par une sortie de lave ce qui n'était pas le cas pour l'éruption de 1984. Cette sortie provoque une diminution de la pression du magma au moment de l'éruption. Après l'observation sismologique des douze dernières années, l'intensité d'une explosion semble dépendre de la situation juste avant l'éruption et non pas de la longueur de la période des précurseurs.

2. *Activité éruptive non précédée par des séismes VTA et VTB*

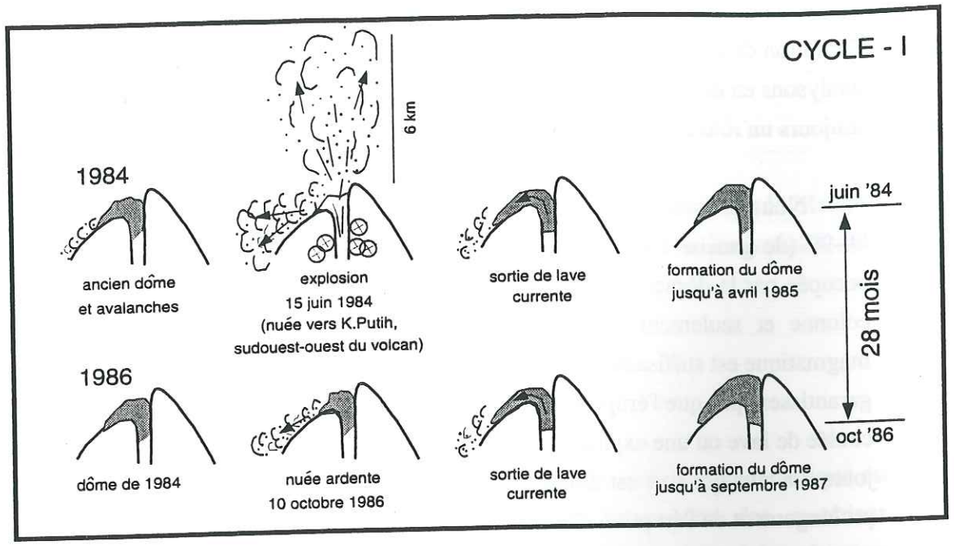
Cette activité est étroitement liée à la formation de dôme. Les activités de 1986 et de 1994, par exemple, appartiennent dans ce type d'activité. La sortie de lave est presque asismique parce que la pression magmatique est moins grande que celle du premier type décrit ci-dessus. L'étape finale peut être terminée par une formation de nuées ardentes de glissements, comme la crise du 22 novembre 1994.

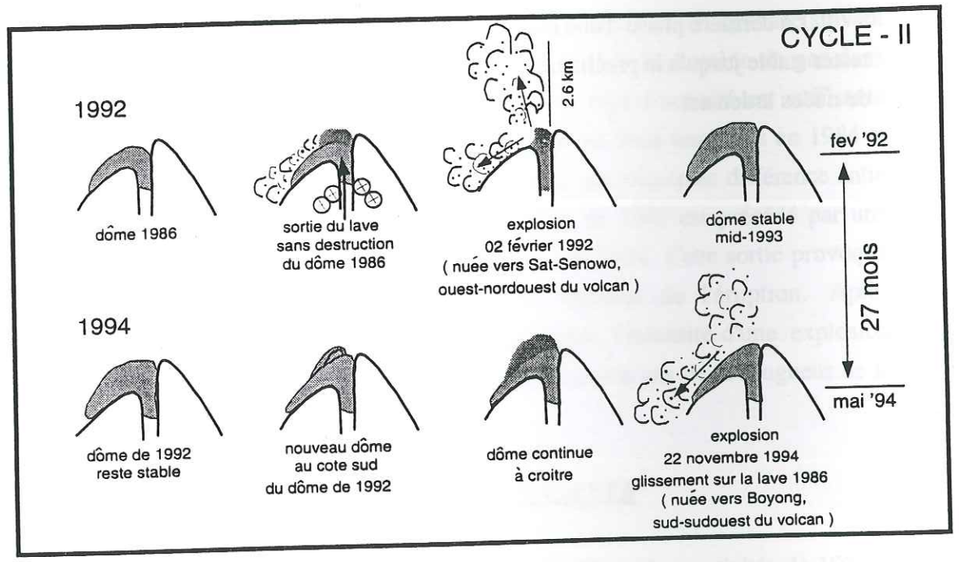
Nous avons rappelé au début que Hartmann (1935) a proposé quatre types d'éruptions du Merapi. L'éruption de 1984 est un exemple de Type-B. Par contre les trois autres éruptions: 1986, 1992, et 1994 ne ressemblent à aucun type décrit par Hartmann. L'éruption de novembre 1994 est la plus proche du Type-A sauf que

l'éruption de novembre 1994 n'a pas initialisée par une explosion. En principe si nous analysons en détail, chaque éruption a sa propre chronologie. La position du dôme joue toujours un rôle important dans l'activité éruptive du volcan.

Nous proposons donc quatre étapes d'éruption Merapienne typique des années 80-90 (de gauche à droite dans la Figure (II.32). La première colonne est toujours occupée par le dôme. L'éruption explosive ne peut se produire que dans la deuxième colonne et seulement s'il y a des séismes VT, ce qui signifie que la pression magmatique est suffisamment élevée. Nous devons cependant noter que ces séismes ne garantissent pas que l'éruption sera toujours explosive. Le troisième étape est liée à une coulée de lave ou une explosion mineure. La coulée peut durer entre une semaine et dix jours. La lave qui sort est directement transformée en nuée ardente. C'est une sorte de prolongement de l'éruption elle-même.

La dernière phase d'une éruption est la formation du dôme. Ensuite le dôme peut rester stable jusqu'à la prochaine activité ou il peut glisser en engendrant une forte série de nuées ardentes.





Ⓢ : Précédée par des séismes VT

Figure II.32. :
Eruptions des années 80-90. Nous observons que les éruptions du Merapi sont très variées. Les quatres dernières ne se ressemblent pas les unes les autres. La première étape de chaque série est occupée par la présence du dôme pré-existant. Les séismes VT ne se produissent que dans le cas d'éruptions plus explosives (au sens du Merapi), par exemple pendant l'éruption de 1984 et celle de 1992.

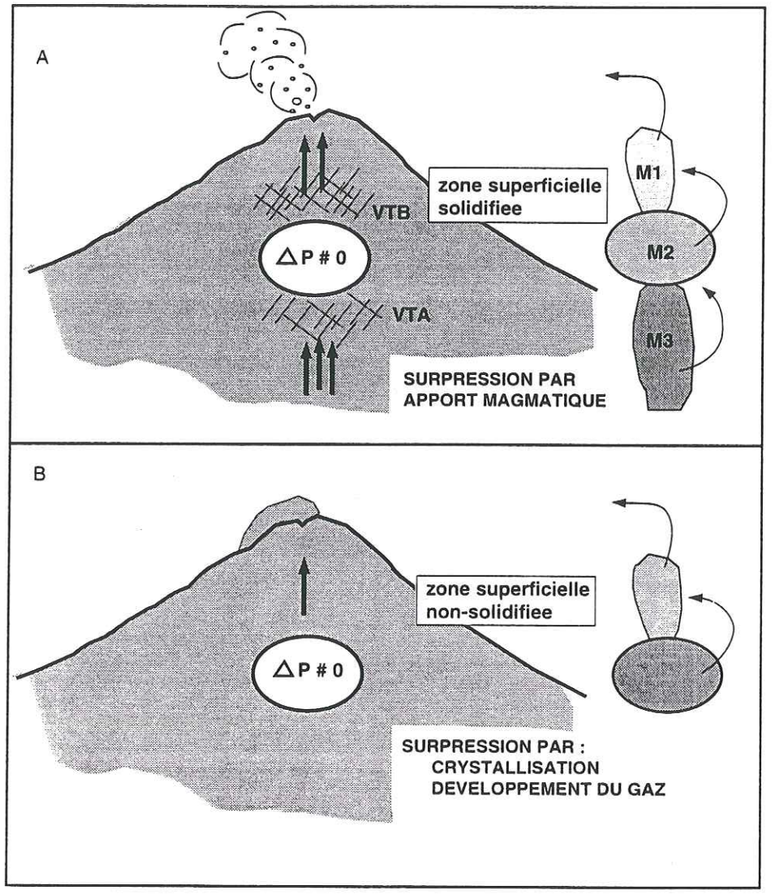


Figure II.32 (suite). :
Deux types d'activités eruptives du volcan Merapi.

(A) L'activité eruptive précédée par l'apparition de séismes VTA et VTB. Un magma en provenance d'une zone profonde monte vers la chambre magmatique superficielle. Cet apport provoque l'apparition des séismes VTA, et l'augmentation de la pression dans la chambre magmatique. La surpression dans la chambre magmatique déclenche des séismes VTB. La pression peut augmenter brutalement. L'eruption en 1984 et celle de 1992 sont exemples de ce type de phénomène.

(B) L'activité eruptive sans aucun séisme VTA ni VTB. Dans ce genre d'activité la surpression resulte de la processus de cristallisation du magma dans la chambre magmaique. La pression augmente lentement. L'éruption se produit environ deux ans après celle décrite en (A), alors la zone superficielle n'est pas encore solidifiée. L'éruption est moins explosive par rapport à celle de (A). Les activités en 1986 et 1994 sont de ce mécanisme.

CHAPITRE III

ETUDE DE DOUBLETS TEMPORELS

III.1. Introduction

Le Mérapi n'est pas un volcan riche en séismes. Cependant, nous avons remarqué la présence de nombreux séismes superficiels de type VTB qui se produisent souvent en forme d'essaims. Certains parmi eux présentent des traces très identiques sur les sismogrammes. Des séismes similaires ont été remarqués pour la première fois en Californie par Geller et Mueller (1980) supposant que la similarité était le résultat d'un relâchement de contraintes répétitives sur une même faille.

Le terme *doublet* est utilisé pour appeler deux séismes ayant une forme d'ondes très semblable (Poupinet et al., 1984; Frémont, 1984; Fréchet, 1985). Un autre terme, *multiplet*, est utilisé de la même façon pour plus de deux séismes. Les doublets ou les multiplets peuvent être divisés en deux catégories : spatial et temporel.

Un doublet spatial correspond à deux séismes similaires qui ont lieu dans un intervalle de temps compris entre quelques minutes jusqu'à quelques heures. Ils peuvent se former par exemple comme des répliques durant une période de réactivation d'une faille. Ils servent à déterminer précisément l'orientation d'une faille en étudiant leur répartition dans l'espace (Frémont et Malone, 1987; Ito, 1990).

L'autre type de doublet, les doublets temporels, correspond à deux séismes identiques qui se produisent avec un grand intervalle de temps, de l'ordre de plusieurs mois voire même quelques années. La ressemblance montre que le trajet du rai de la source vers le récepteur est essentiellement le même. Lorsque l'intervalle de temps est important entre les deux séismes, le milieu traversé par les ondes pourrait subir une évolution physique. Si c'est le cas, les deux séismes du doublet ne sont plus complètement identiques. Alors, ce type de doublet peut servir pour étudier la variation temporelle de comportement du milieu en analysant des petits changements sur les sismogrammes.

Une région volcanique, particulièrement lorsqu'un volcan présente une activité persistante, est normalement très fracturée. La montée du magma vers la surface peut engendrer la réapparition de séismes sur des failles préexistantes. Des séismes qui se produisent sur la même faille présentent á peu près la même forme, le phénomène de multiplets a lieu. La présence de fluides dans le conduit volcanique et de gaz dans des fractures peuvent faire varier les caractéristiques physiques du milieu. Ces changements peuvent être liés au mécanisme ou au cycle du système volcanique. Les effets de la température et de la pression peuvent apparaître dans l'activité volcanique en général, et

dans la sismicité du volcan en particulier. C'est ainsi que dans le cadre de notre contribution à la prévision volcanologique, nous nous sommes intéressés à appliquer l'analyse de doublets temporels au Merapi afin de comprendre le comportement du volcan durant son activité.

III.2. Identification de doublets

Parmi les séismes du Merapi de type VTB, nous avons remarqué l'existence de multiplets. Il n'y a pas du tout de doublet de séisme du type A. Pour trouver des doublets, nous comparons à l'oeil les signaux un par un. Nous avons trouvé quatre types de doublets (Fig.III.1, III.2, III.3). La couverture temporelle varie d'un multiplet à l'autre. Le multiplet-1 couvre une période de 9 mois de janvier à septembre 1991.

La Tableau (III.1) montre que 63 séismes sur un total de 226 séismes de type VTB enregistrés par le PCEQ dans l'année 1991, soit à peu près 28%, sont des multiplets. Pour savoir de quelle zone ils viennent, nous déterminons la position absolue de chaque multiplet. Au lieu de calculer l'hypocentre de chaque séisme dans le multiplet et de faire la moyenne des positions des hypocentres calculés, nous avons d'abord fait la moyenne sur chaque station de toutes les traces normalisées, comme une sorte de stacking, et ensuite nous avons effectué la localisation. Le stacking est effectué après avoir aligné toutes les traces sur le pic de la phase P. Les traces de stacking sont présentées sur les Figures (III.4). Cette procédure de superposition augmente le rapport signal sur bruit et la netteté de l'arrivée de la phase P, ce qui facilite le dépouillement. La localisation est faite par la méthode simplex décrite auparavant et en supposant que le milieu est homogène avec une vitesse de 3 km/seconde. La géométrie simplex de départ est un tétraèdre de 500 mètres d'arête. Le système cartésien est utilisé avec l'origine positionnée dans le cratère à 7° 32' 25.3"S, 110° 26' 46.8"E et à l'altitude de 2925 m. Le résultat est présenté sur la Tableau (III.1).

Tous les multiplets se situent à une profondeur de moins de 1 km sous le sommet. Parmi les quatre multiplets examinés, l'erreur résiduelle obtenue pour le multiplet-1 est la plus petite (six fois plus faible que la valeur des autres multiplets). C'est aussi le multiplet pour lequel la magnitude varie le moins. Tous les séismes ont une magnitude Ml supérieure à 0.7. Pour le multiplet-2, la plupart des séismes ont une petite magnitude, seulement 14 séismes ont une magnitude supérieure à 0.7. Dans l'analyse qui suit, nous n'utiliserons que le Multiplet-1 et le Multiplet-2. Ce choix a été fait parce que dans ces deux multiplets, on peut trouver un séisme presque chaque mois, autrement dit les séismes sont bien répartis temporellement.

Tableau III.1 : Quatre multiplets du Merapi en 1991

Multiplet	Nombre de séismes	X . (km)	Y . (km)	Z . (km)	Res . (sec)	Couverture (mois)
Multiplet-1	10	0.089	-0.658	0.590	0.025	9
Multiplet-2	41	0.176	0.210	0.930	0.149	10
Multiplet-3	6	0.221	-0.154	0.751	0.130	11
Multiplet-4	6	0.087	-0.282	0.139	0.253	2

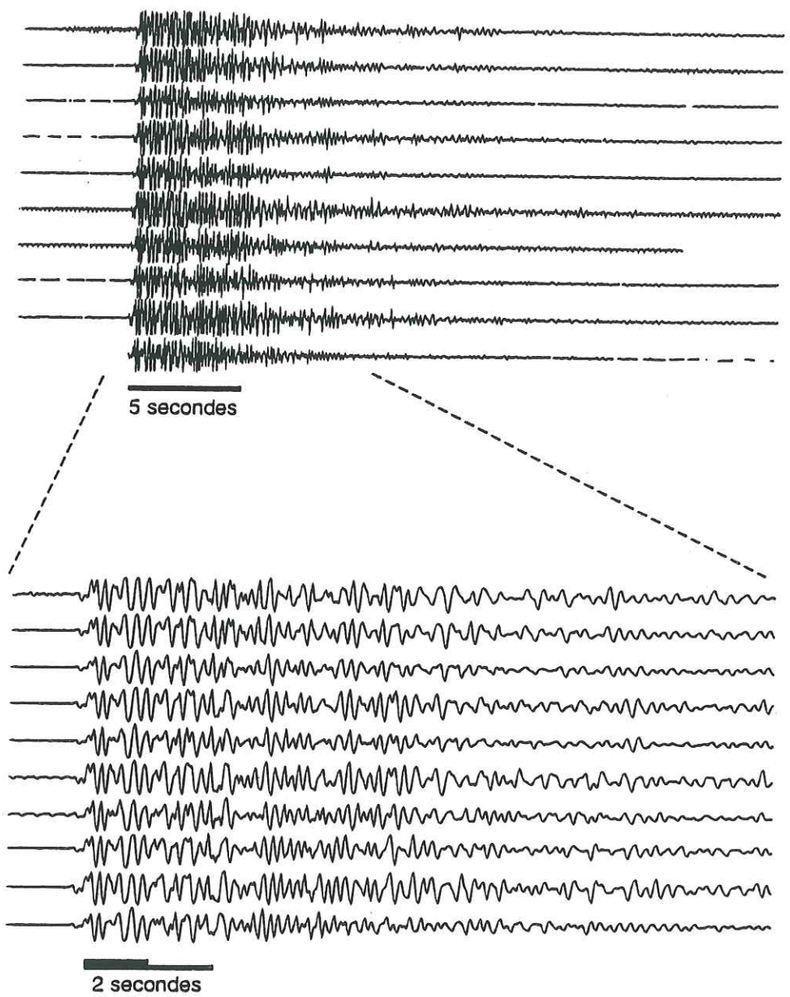


Figure III.1. :
Les séismes du Multiplet-1 enregistrés par la station PUSV

050 035866 8

Figure III.2. :

Les séismes du Multiplet-2 enregistrés par la station PUSV

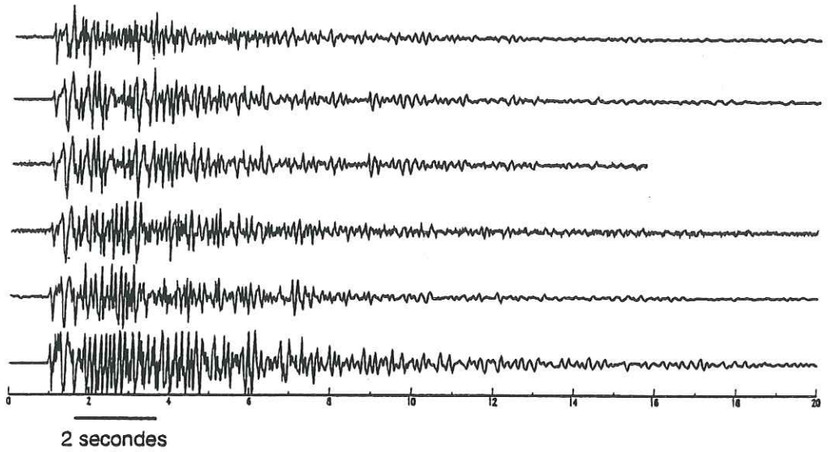


Figure III.3a. :

Les séismes du Multiplet-3 enregistrés par la station PUSV

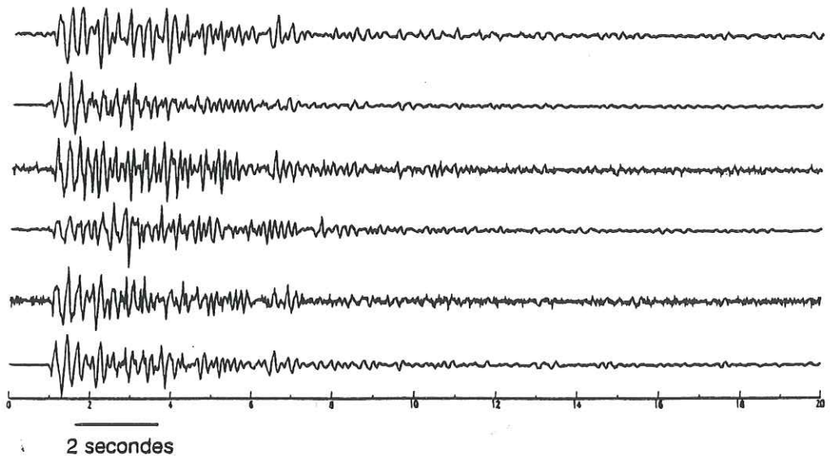
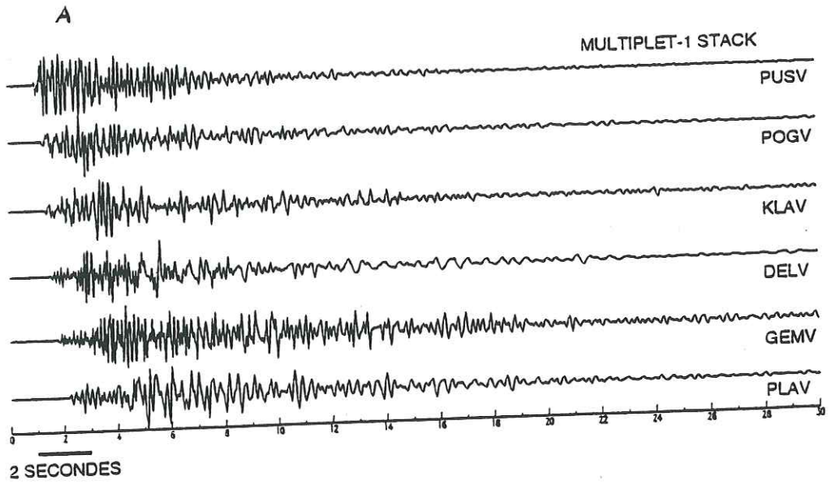


Figure III.3b. :

Les séismes du Multiplet-4 enregistrés par la station PUSV



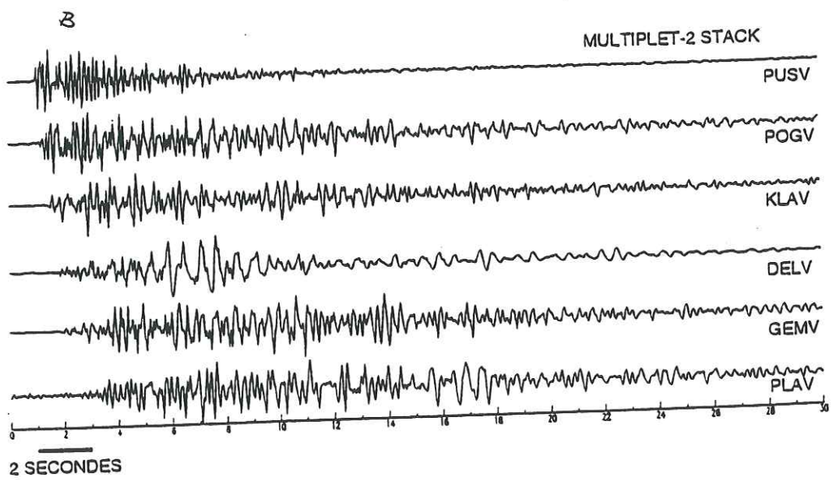
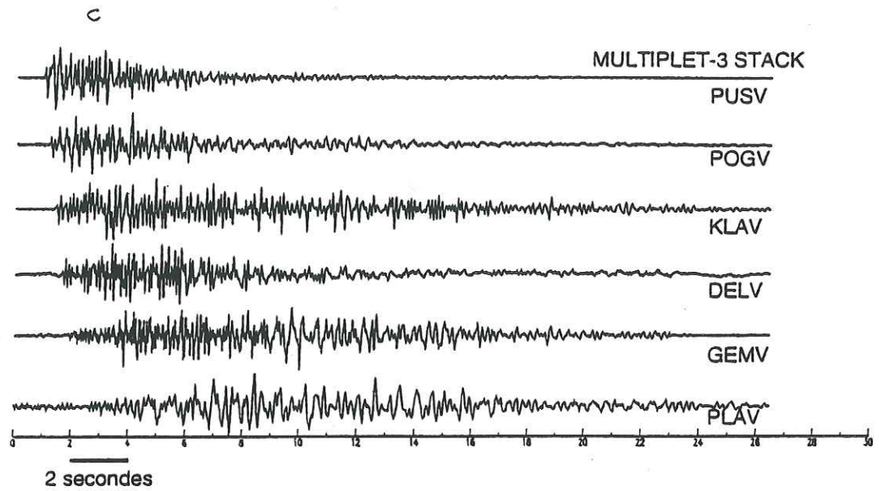


Figure III.4:

(a) Les traces *'stacking'* du Multiplet-1

(b) Les traces *'stacking'* du Multiplet-2



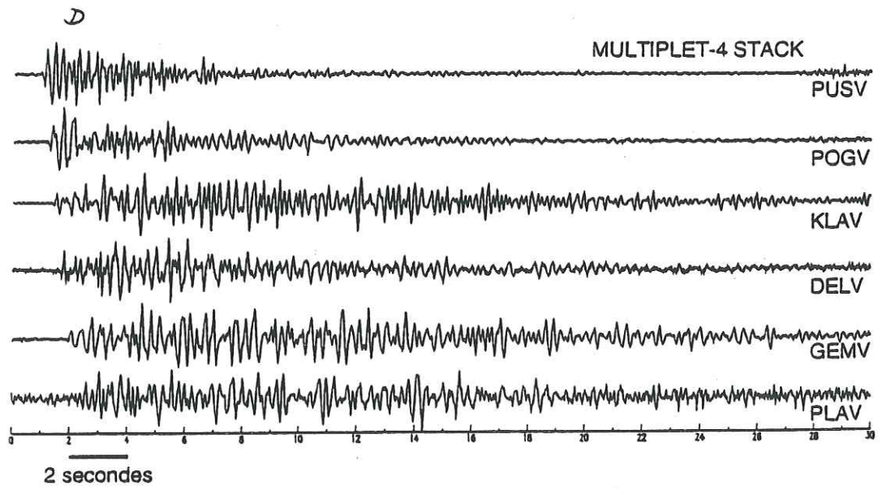


Figure III.4 (suite):

(c) Les traces *'stacking'* du Multiplet-3

(d) Les traces *'stacking'* du Multiplet-4

III.3. Cohérence

La similitude des séismes indique l'existence d'une relation linéaire entre eux. Ceci nous conduit au phénomène de filtrage. Le filtre de Wiener G est un filtre qui relie les deux signaux stationnaires $s_1(t)$ et $s_2(t)$. Dans la pratique, nous cherchons à trouver ce filtre en minimisant l'erreur e(t) dont:

$$e(t) = s_1(t) - G * (s_2(t)) \qquad \text{(III.1)}$$

Dans le domaine fréquentiel, on peut écrire:

$$e(f) = S_1(f) - G(f) \,.\, S_2(f) \qquad \text{(III.2)}$$

$$E[e(f) \,.\, S_2(f)^*] = E[S_1(f).S_2(f)^* - G(f).S_2(f).S_2(f)^*] \qquad \text{(III.3)}$$

Le symbole E[...] signifie l'espérance. Le bruit e(t) est non corrélé avec $s_2(t)$ donc le terme à gauche est nul et on arrive à

$$G(f).\ E[S_2(f).S_2(f)^*] = E[S_1(f).S_2(f)^*]$$

d'où

$$G(f) = E[S_1(f).S_2(f)^*] \,/\, E[S_2(f).S_2(f)^*] \qquad \text{(III.4)}$$

qu'on écrit habituellement:

$$G(f) = \gamma_{12} \,/\, \gamma_{22} \qquad \text{(III.5)}$$

où γ_{12} et γ_{22} sont l'interspectre de $S_1(f)$ et $S_2(f)$, et l'autospectre du deuxième signal, respectivement.

L'équation ci-dessus est une estimation du filtre de Wiener. Or, il y a toujours dans la réalité le bruit e(t). Nous pouvons écrire autrement l'équation (III.2) :

$$S_1(f) = G(f) \,.\, S_2(f) + e(f) \qquad \text{(III.6)}$$

d'où par l'opération quadratique on trouve :

$$S_1(f)\ S_1(f)^* = G(f).G(f)^*\ \ S_2(f).S_2(f)^* + e(f).e(f)^* \qquad \text{(III.7)}$$

Ceci s'écrit plus simplement comme

$$\gamma_{11} = |G(f)|^2\, \gamma_{22} + \gamma_{ee}$$

donc

$$\gamma_{ee} = \gamma_{11} - |G(f)|^2 \,.\, \gamma_{22}$$

En faisant la substitution de (III.5) on trouve

$$\gamma_{ee} = \gamma_{11} - |\gamma_{12}|^2 \,/\, \gamma_{22} \qquad \text{(III.8)}$$

On obtient

$$\gamma_{ee} = \gamma_{11}\,(\,1 - C(f)^2\,) \qquad \text{(III.9)}$$

où

$$C(f)^2 = |\gamma_{12}|^2 \,/\, (\gamma_{11}.\gamma_{22}) \qquad \text{(III.10)}$$

C(f) est la cohérence entre deux signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$. Si on définit r(f) comme le rapport signal sur bruit :

$$r(f)^2 = (|G(f)|^2\, \gamma_{22}\,) \,/\, \gamma_{ee} \qquad \text{(III.11)}$$

donc

$$\gamma_{11}/\gamma_{ee} = 1 + r(f)^2 \qquad \text{(III.12)}$$

et on obtient

$$C(f)^2 = (\,1 - 1/r(f)\,)^{0.5} \qquad \text{(III.13)}$$

r(f) a une valeur entre l'infini, lorsqu'il n'y a pas du tout de bruit, et 1 lorsque le signal n'est dominé que par des bruits. Pour un signal où le bruit est nul, la cohérence C(f) sera égale à 1, par contre pour un signal très bruité, C(f) est égale à 0. En substituant l'équation (III.10) dans celle de (III.5), on peut obtenir :

$$G(f) = C(f) \cdot (\gamma_{11}/\gamma_{22})^{0.5} \qquad \text{(III.14)}$$

Ceci montre que pour une cohérence égale à 1, le filtre de Wiener est égal au rapport spectral classique. Nous allons donc utiliser le module de G(f) de l'équation (III.5), comme l'estimation du rapport spectral entre deux signaux. Le filtre de Wiener est décrit en supposant que les deux signaux sont stationnaires et sont corrélés de façon linéaire. La cohérence est dérivée de la même condition, ce qui signifie que toutes les parties non stationnaires et non linéaires sont regardées comme des bruits. Sa valeur ne dépend fortement que du rapport signal sur bruit et c'est le paramètre qui représente le degré de ressemblance entre deux signaux. Dans le cas de doublets où les séismes sont similaires, la linéarité est dominante.

III.4. Calcul du délai

Le calcul de délai entre deux séismes similaires est effectué en utilisant la caractéristique de la fonction d'intercorrélation. Dans le domaine du temps, la fonction d'intercorrélation entre deux signaux complètement identiques aura un maximum juste à l'origine, pour t égal à zéro. Pour estimer le délai entre deux signaux similaires, il suffit donc de calculer la position du maximum de la fonction d'intercorrélation. Dans ce travail, le délai est calculé par l'analyse spectrale (Frémont, 1984). Supposons qu'il y ait deux signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$ qui peuvent s'écrire comme suit :

$$s_1(t) = s(t) + b_1(t) \qquad \text{(III. 15)}$$

$$s_2(t) = k.s(t-\tau) + b_2(t) \qquad \text{(III. 16)}$$

où $b_1(t)$ et $b_2(t)$ sont des bruit non corrélés entre eux et entre chacun de ces bruits et le signal s(t), τ est le délai entre les deux signaux. Les transformées de Fourier de ces signaux sont:

$$S_1(f) = S(f) + B_1(f) \qquad \text{(III. 17)}$$

$$S_2(f) = k.\ S(f)\ \exp(2i\pi.f.\tau) + B_2(f) \qquad \text{(III. 18)}$$

La fonction d'intercorrélation Γ_{12} entre $s_1(t)$ et $s_2(t)$ est liée à sa transformée de Fourier $\gamma 12$ par le théorème de Wiener-Kintchine :

$$\gamma_{12} = TF\ (\Gamma_{12}) \qquad \text{(III. 19)}$$

L'interspectre γ_{12} est égal à:

$$\gamma_{12} = S_1(f) \cdot S_2(f)^*$$
$$= k.\ S(f)^2.\ \exp(2i\pi.f.\tau) + S(f).B_2(f)^* + B_1(f).S_2(f)^* \qquad \text{(III. 20)}$$

D'après nos hypothèses relatives aux bruits $b_1(t)$ et $b_2(t)$, nous pouvons simplifier l'équation ci-dessus sous la forme:

$$\gamma_{12} = k.\ S(f)^2.\ \exp(2i\pi.f.\tau) \qquad \text{(III. 21)}$$

Le spectre de phase de la fonction γ_{12} vaut :

$$\varphi(f) = 2\pi \cdot f \cdot \tau \qquad \text{(III. 22)}$$

L'erreur sur la phase est (Glangeaud, 1981; Frémont, 1984)

$$\sigma\Phi^2(f) = ((1/C(f)^2 - 1)) / (2B_W T) \qquad \text{(III. 23)}$$

où B_W est la bande passante et T est la durée du signal de lissage, C(f) est la cohérence entre deux signaux dans la fenêtre concernée. Après (III.22), la phase de l'interspectre est une fonction linéaire de la fréquence f avec une pente p qui dépend du délai τ. Le délai peut être donc calculé par:

$$\tau = p / 2\pi \qquad \text{(III. 24)}$$

Dans la pratique, la longueur de la fenêtre est environ 1.28 secondes. Cependant pour le calcul de délai entre les phases P, la longueur de la fenêtre commence 32 points avant l'arrivée de l'onde P et se termine juste avant l'apparition de la phase S. La pente de la phase $\varphi(f)$ est calculée par une régression linéaire pondérée (Gatland, 1993), avec un poids égal à l'inverse carré de l'erreur $\sigma\Phi(f)$.

III.5. Relocalisation

Le principe est que si les positions de deux séismes sont exactement identiques, le délai de temps d'arrivée est constant dans toutes les stations. Si les deux séismes ont des hypocentres peu séparés, le délai de temps d'arrivée n'est plus constant. Il y a une différence de délai d'une station à l'autre. La station qui se trouve sur la prolongation de

l'axe reliant deux sources aura le délai le plus grand. Par contre, les stations qui se situent sur le plan perpendiculaire à cet axe, et à la même distance de deux séismes, auront un délai minimum. Ainsi, l'orientation relative des sources modifie la variation du délai d'une station à l'autre.

Pour un nombre de N séismes, il y aura N(N-1)/2 combinaisons possibles. Pour une station donnée, il y aura également N(N-1)/2 de décalage à calculer. Par exemple, dans le cas de 4 séismes, il y a 6 combinaisons:

Séisme	Séisme	délai
1	2	D_{12}
1	3	D_{13}
1	4	D_{14}
2	3	D23
2	4	D24
3	4	D34

Si le séisme numéro 1 est pris comme référence, nous n'avons besoin que des vraies valeurs de délais : τ_{12}, τ_{13}, τ_{14}, qui ne sont pas exactement égales à D_{12}, D_{13}, D_{14}, respectivement. Ces valeurs sont déduites par la relation:

$$\tau_{ij} = D_{kj} - D_{ki} + e \qquad \text{(III. 25)}$$

où e est l'erreur liée au degré de similitude, ou la cohérence. Cette équation peut être résolue par la méthode de moindre carré :

$$\begin{matrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ -1 & 1 & 0 \\ -1 & 0 & 1 \\ 0 & -1 & 1 \end{matrix} \begin{matrix} \\ \\ \tau_{12} \\ \tau_{13} \\ \tau_{14} \\ \\ \end{matrix} = \begin{matrix} D_{12} \\ D_{13} \\ D_{14} \\ D_{23} \\ D_{24} \\ D_{34} \end{matrix}$$

qui s'écrit

$$[G].\tau = D \qquad \text{(III. 26)}$$

Cette équation matricielle est résolue par la méthode de décomposition des valeurs singulières avec le programme SVDCMP (Press et coll., 1986). Après avoir obtenu τ_{i1}, la relocalisation des séismes d'un multiplet est faite par la technique décrite par Fréchet (1985). Le résultat est présenté sur les figures (III.5a, 5b,5c,5d).

Malgré la limitation du nombre de stations qui existent, nous avons pu relocaliser les séismes des multiplets. Cependant, le résultat obtenu montre une tendance à la répartition relative des séismes selon une orientation est-ouest, qui est la même pour tous les multiplets. Nous pensons que c'est une apparence due à la répartition azimutale des stations sismologiques. Sur le Merapi, nous n'avons pas de station sur le flanc oriental du volcan, donc le contrôle de l'orientation est-ouest reste faible. Nous pouvons espérer que s'il existait une station sur le flanc est du volcan, la répartition des séismes des multiplets serait plus concentrée. Donc, l'écart spatial maximum présenté dans le résultat de la relocalisation est beaucoup plus grand que dans la réalité.

Tableau III.2. Liste des séismes des Multiplets

Yo : amplitude de déplacement à bases fréquences
Mo : moment sismique
M : magnitude dérivée du Mo
N: nombre de stations enregistrant le séisme
X, Y, Z : positions relatives basée sur l'hypocentre sur Tableau III.1

Multiplet-1

Séisme	Heure	Yo (µm)	Mo (exp11)	M	N	X (m)	Y (m)	Z (m)
9101211X	18.25	0.10	5.1	1.0	6	93.9	-657.1	594.6
91012129	20.32	0.10	5.1	1.0	6	89.0	-658.0	590.0
9102160G	14.14	0.06	3.0	0.7	6	88.5	-658.2	591.2
9103280A	15.30	0.15	7.5	1.1	4	91.8	-658.9	591.4
91040610	20.25	0.07	3.6	0.8	6	101.2	-657.9	593.0
9105170A	07.46	0.20	9.9	1.3	4	95.3	-657.9	590.1
9105170L	08.58	0.08	3.9	0.8	4	97.7	-658.0	589.7
9106220F	13.48	0.9	4.5	0.9	5	92.6	-656.6	593.1
9106220Z	18.12	0.18	9.9	1.2	5	52.7	-657.2	592.9
91090405	05.04	0.07	3.6	0.8	6	77.4	-654.1	588.7

Multiplet-2

Séisme	Heure	Yo (µm)	Mo (exp11)	M	N	X (m)	Y (m)	Z (m)
9101211H	18.01	0.70	3.51	1.0	6	155.1	220.0	919.2
9101211K	18.06	0.03	0.15	-0.6	6	163.6	210.8	927.9
9101211L	18.07	0.22	1.10	0.4	6	176.0	210.0	930.0
91012128	20.30	0.08	0.40	-0.1	6	181.8	208.1	929.6
9101282H	21.28	0.07	0.33	-0.2	6	176.7	209.4	927.3
9101212O	21.58	0.05	0.23	-0.4	6	178.2	210.3	932.0
9101212R	22.07	0.12	0.60	0.1	6	179.1	208.9	931.2
91021603	11.40	0.60	3.01	0.9	6	177.1	210.3	931.8
91021605	12.06	0.04	0.20	0.3	6	177.6	207.8	932.2
91021608	12.17	1.00	5.01	1.1	6	177.4	210.1	932.1
9102160B	13.35	0.20	1.00	0.3	6	179.4	210.4	931.5
9102160J	15.43	0.07	3.51	-0.2	6	177.5	209.6	931.3
9102160P	17.11	2.00	10.0	1.5	6	174.8	209.7	930.9
9102160Q	17.13	0.25	1.25	0.6	6	173.4	211.6	928.8
9102160R	17.16	0.70	3.51	1.0	6	173.4	211.7	928.5
9104061X	22.09	0.12	0.60	0.1	6	174.3	208.8	930.3
9104062B	22.45	0.06	0.30	-0.2	6	172.5	211.5	929.3
9104062F	22.59	0.10	0.50	0.0	6	169.9	209.1	927.7
9104062H	23.02	1.00	5.01	1.1	6	179.7	212.6	935.1
9104062L	23.30	0.40	2.00	0.7	6	172.3	204.2	934.3
9104062N	23.36	0.20	1.00	0.3	6	170.3	211.3	934.1
9105170B	07.47	0.30	1.50	1.5	4	171.4	210.6	925.1
9105170F	08.02	1.00	5.01	1.1	4	171.6	209.4	925.8
91062204	11.49	0.22	1.10	0.4	5	170.1	206.1	935.2
91062206	12.01	0.80	4.01	1.0	5	171.1	206.3	935.1
91062207	12.03	0.09	0.45	0.0	5	173.8	209.5	933.7
91062209	13.11	0.35	1.75	0.6	5	180.0	205.0	934.2
9106220B	13.24	0.18	0.90	0.3	5	168.5	211.4	934.6
9106220D	13.30	0.23	1.15	0.4	5	173.7	210.0	929.2
9106220H	15.06	0.22	1.10	0.4	5	179.0	208.6	931.3
9106220I	15.07	0.18	0.90	0.3	5	172.8	211.3	932.3
9106220Q	16.20	0.07	0.35	-0.2	5	180.2	211.1	934.0
9106220R	16.42	0.20	1.00	0.3	5	168.8	209.9	932.1
91071601	14.38	1.00	5.01	1.1	6	175.3	207.7	925.9
91090400	03.59	0.80	5.01	1.1	6	175.3	207.7	925.9
91090401	04.12	0.35	1.75	0.6	6	200.4	209.0	931.7
91090403	04.37	0.30	1.50	0.5	6	124.7	211.0	894.7
91090407	05.28	0.80	4.00	1.0	6	311.1	174.4	878.4
91090408	05.29	0.14	0.70	0.2	6	215.0	205.2	945.0
9109040B	05.44	0.50	2.51	0.8	6	65.5	22.9.2	975.1
9110240D	23.55	0.40	2.00	0.7	6	89.3	21.2	904.5

Multiplet-3

Séisme	Heure	Yo (µm)	Mo (exp11)	M	N	X (m)	Y (m)	Z (m)
9101212U	22.27	0.15	0.75	0.2	6	227.8	-123.8	718.3
91021300	02.41	0.28	1.40	0.5	6	221.0	-154.0	751.0
91021301	02.43	0.20	1.00	0.3	6	241.8	-158.5	760.1
91032800	05.10	0.12	0.60	0.1	5	266.4	-150.4	750.6
91051602	20.21	0.30	1.50	0.5	4	184.1	-159.2	757.6
91112400	11.20	2.00	2.00	0.7	6	139.6	-163.4	775.4

Multiplet-4

Séisme	Heure	Yo (µm)	Mo (exp11)	M	N	X (m)	Y (m)	Z (m)
9101212A	20.51	0.4	2.00	1.1	6	085.2	-282.7	139.6
9101212D	21.05	0.5	2.51	0.8	6	087.0	-282.0	139.0
9101212F	21.23	0.1	0.50	0.0	6	092.8	-283.7	138.0
9101212J	21.36	0.1	0.50	0.0	6	098.1	-285.3	141.0
9101212Q	22.04	0.1	0.5	0.0	6	106.5	-274.2	122.8
9102160F	13.56	0.3	1.5	0.5	6	058.8	-282.8	143.5

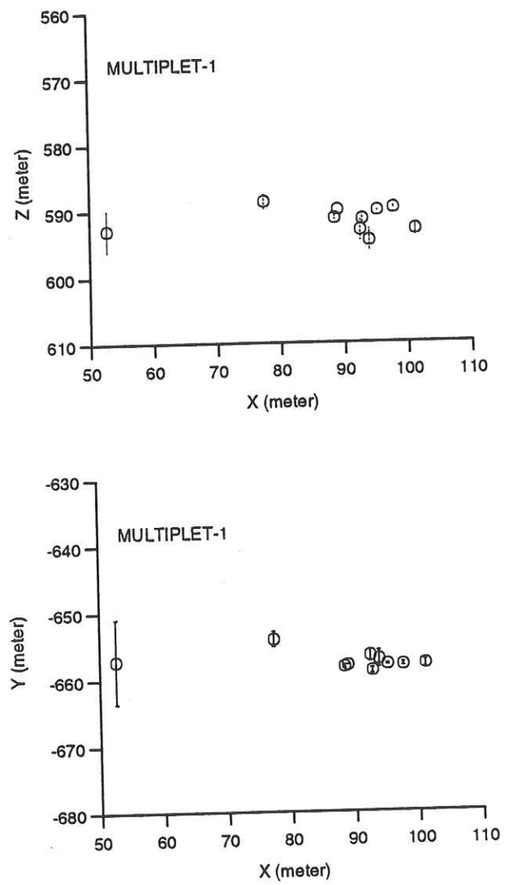


Figure III.5a:
Localisation relative des séismes du Multiplet-1

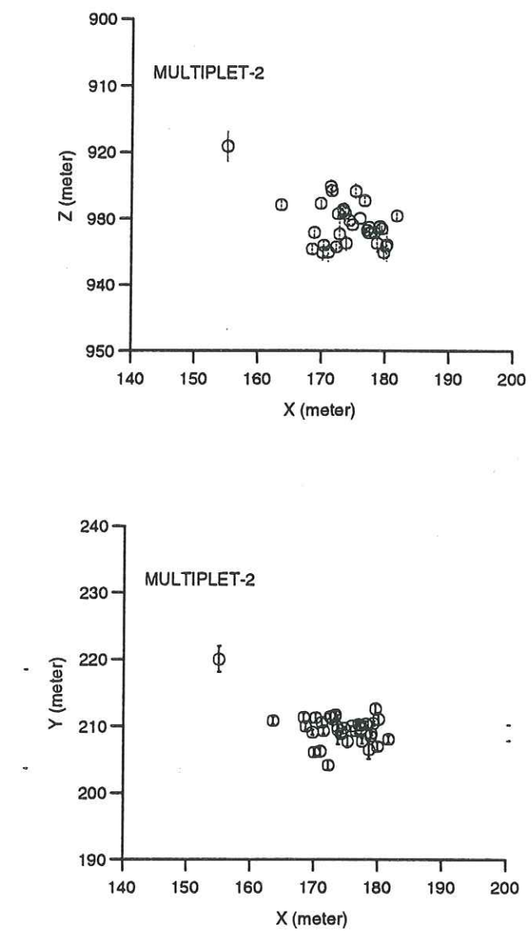


Figure III.5b:
Localisation relative des séismes du Multiplet-2

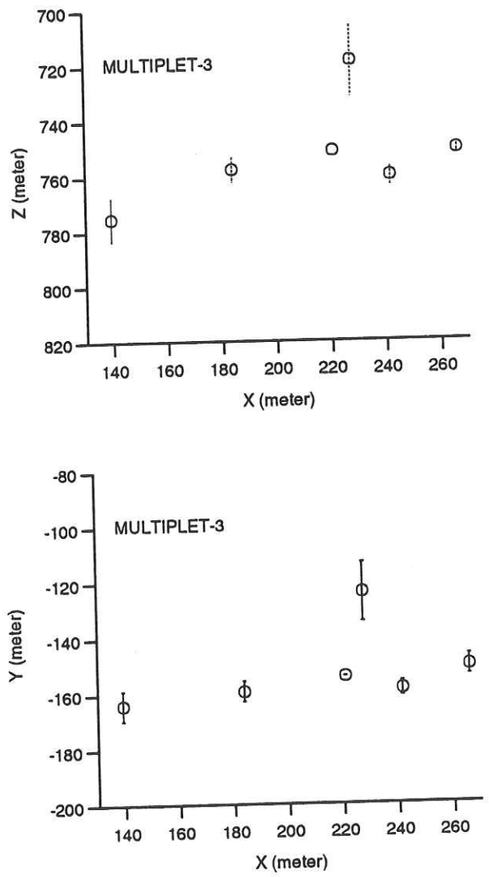


Figure III.5c:

Localisation relative des séismes du Multiplet-3

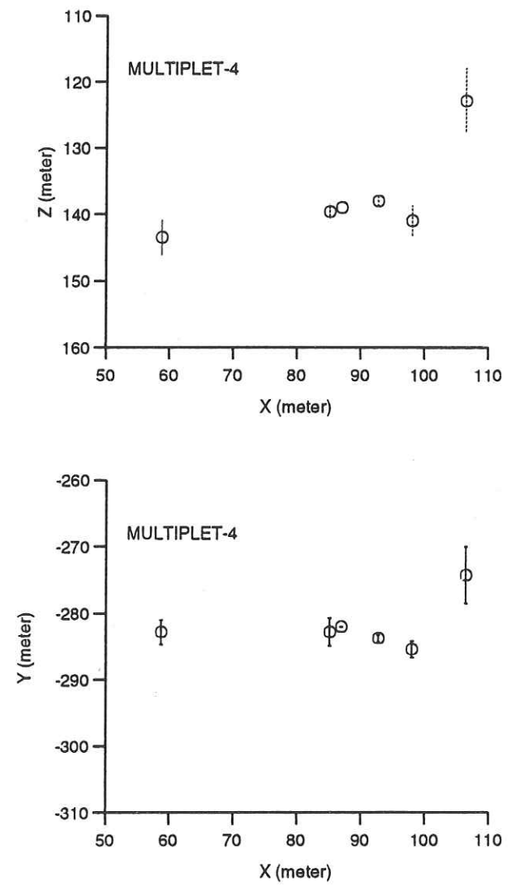


Figure III.5d:

Localisation relative des séismes du Multiplet-4

III.6. Variation de vitesse sismique avant l'éruption de 1992

Nous utilisons deux doublets temporels qui se sont formés entre janvier 1991 et octobre 1991 et qui appartiennent au Multiplet-1 et au Multiplet-2 (Fig.III.1 et Fig.III.2).

III.6.1. Analyse interspectrale de la fenêtre mobile sur la coda

Le but de cette analyse est de chercher des variations de délai le long de la coda de deux signaux d'un doublet temporel: séismes s_1 et s_2. La coda d'un séisme est composée des ondes S diffractées par l'hétérogénéité du milieu (Aki, 1975). Nous constatons que plus l'onde arrive tardivement sur le sismogramme, plus le trajet traversé est long. Pour une phase donnée du séisme s_1, le temps t utilisé pour traverser une distance L est :

$$t = L / V \qquad \text{(III. 27)}$$

où V est la vitesse moyenne du milieu. Pour le signal s_2 d'un séisme qui a lieu quelque temps après le premier séisme, la vitesse du milieu devient $V+\Delta V$, le temps de trajet pour la même distance vaut

$$t+\tau = L/(V+\Delta V) \qquad \text{(III. 28)}$$

où τ est le délai de temps d'arrivée engendré par le changement de vitesse ΔV qui se forme pendant la période séparant les deux séismes. En combinant les deux équations nous avons:

$$\begin{aligned} t.V &= (t+\tau).(V+\Delta V) \\ &= t.V + t.\Delta V + V.\tau + \tau.\Delta V \end{aligned} \qquad \text{(III. 29)}$$

En supposant que le dernier terme soit négligeable, nous arrivons à:

$$\tau = -(\Delta V / V).t \qquad \text{(III. 30)}$$

Le temps de parcours t est la différence entre le temps d'arrivée de la phase sismique t_c et le temps d'origine t_o du séisme. Nous pouvons écrire également:

$$\tau = -(\Delta V / V).(t_c - t_o) \qquad \text{(III. 31)}$$

ou

$$\tau = -(\Delta V / V).t_c - C \qquad \text{(III. 32)}$$

avec

$$C = (\Delta V / V).t_o = \text{constant} \qquad \text{(III.33)}$$

L'équation (III.32) montre que le délai le long de la coda est une fonction linéaire du temps de parcours. La variation fractionnelle de vitesse sismique dans le milieu est inversement proportionnelle à la pente du délai (Poupinet et coll., 1984). La décroissance du délai représente l'augmentation de la vitesse sismique et inversement si la vitesse diminue, le délai dans la coda s'accroît. Simplement, nous pouvons imaginer que si la vitesse augmente l'onde va arriver plus tôt. Au cas où il n'y a pas de changement de vitesse, le délai sera égal à 0.

La variation de délai est mesurée par la méthode de fenêtre mobile. On prend une fenêtre de Hanning de 1.28 seconde au début des signaux et on fait glisser cette fenêtre, en calculant à chaque étape le délai τ entre les deux signaux par la méthode d'interspectre décrite auparavant. La transformée de Fourier est calculée sur un suréchantillonnage de 512 points. La pente de déphasage et son erreur sont calculées par la régression linéaire pondérée par la fonction de pondération dérivée de l'erreur de chaque point. La fenêtre est glissée le long du sismogramme avec un pas de 0.1 seconde. Donc, nous trouvons la variation du délai τ et son erreur $\delta\tau$.

La pente b du délai sur la coda est estimé par la régression linéaire pondérée. Le poids utilisé est égal à l'inverse de l'erreur $\delta\tau$. Le calcul de pente est effectué juste après l'arrivée de l'onde S jusqu'à la fin de la coda. Comme les séismes similaires analysés sont très superficiels, le début de la coda est environ 2 secondes après l'arrivée de l'onde P, dont le délai commence à changer. La variation fractionnelle de vitesse sismique est calculée par:

$$\Delta V / V = -b \qquad \text{(Poupinet et coll., 1984)} \qquad \text{(III. 34)}$$

III.6.2. Calcul de délai du signal PPS (pouls par seconde)

Pour montrer que la variation de vitesse au cours du temps a une signification physique à l'intérieur du volcan et n'est pas une variation apparente due à l'instabilité de l'échantillonnage, nous avons analysé le délai du signal de temps PPS (pouls par seconde). Il s'agit ici de mesurer la différence de longueur d'intervalle entre les pouls. Nous appliquons la même méthode utilisée dans le calcul de délai entre deux séismes de doublets, mais les signaux analysés sont des signaux PPS. La fréquence d'échantillonnage est de 100 Hz, soit 100 points par seconde. L'intervalle p entre deux points successifs est de 0.01 seconde. S'il y a un changement du pas d'échantillonnage Δp, nous avons donc, pour 100 points successifs, une période de :

$$\begin{aligned} T &= (0.01+\Delta p) \cdot 100 \\ &= 1 + 100 \cdot \Delta p \end{aligned} \qquad \text{(III. 35)}$$

Donc le délai par seconde est

$$d = 100 \cdot \Delta p \qquad \text{(III. 36)}$$

Si la variation est petite, il sera plus facile de calculer Δp en utilisant deux pouls suffisamment bien éloignés dont le délai s'accumule. Pour une période de 10 secondes par exemple, le délai sera 10 fois plus grand. Regardons la Figure (III.7f), durant un intervalle de 12 secondes, le délai entre deux signaux de doublets est de 0.1 seconde, soit 10 points. Supposons que pour le premier enregistrement nous ayons deux pics de PPS, séparés de 12 secondes d'intervalle, p_1 et p_2; et également pour le deuxième signal p_1' et p_2'. Si la variation est une conséquence de la différence du pas d'échantillonnage, en alignant p_1 et p_1' nous allons trouver que les pics p_2 et p_2' ont le même délai que celui des deux signaux, soit 0.1 seconde.

Nous avons analysé deux signaux PPS qui accompagnent les deux séismes du multiplet-1 : le 22 juin 1991 et le 4 septembre 1991. La variation de délai des signaux PPS n'est pas supérieur à un pas d'échantillonnage. Elle fluctue entre 0 et 0.01 seconde. Cette fluctuation est donc une erreur de calcul de délai des signaux PPS.

Le résultat montre que la variation de délai le long des sismogrammes comme présenté dans la Figure (III.7f) n'est pas un effet de l'instabilité de l'échantillonnage. Le délai le long de la coda a tendance à decroître, par contre le délai du signal PPS reste constant.

III.6.3. Calcul séquentiel sur multiplets temporels

Supposons qu'il y a N séismes multiplets, dont chacun se produit à un temps suffisamment différent Ti, i = 1,...,N. La variation de vitesse peut être calculée en prenant le premier séisme comme référence. Après l'équation (III.32), on peut écrire :

$$\Delta v_i = - b_{S_i S_1} \qquad \text{pour } i = 2, ..., N \qquad \text{(III. 37)}$$

où $b_{S_i S_1}$ est la pente du délai calculée à partir de l'analyse de la fenêtre mobile sur une paire de séismes Si et S1; Δv_i est la variation de vitesse fractionnelle pour une période comprise entre T1 et Ti, définie par

$$\Delta v_i = \Delta V_i / V_1 \qquad \text{(III. 38)}$$

où ΔV_i est la variation de vitesse absolue. Par cette méthode de calcul, nous pouvons donc avoir un résultat de la variation de vitesse depuis le temps (ou le jour) J_1 jusqu'à J_N. Bien que cette procédure de calcul semble directe, si le changement de comportement du milieu est assez grand pour avoir un effet important sur la ressemblance entre les sismogrammes, nous pouvons avoir deux signaux, dont l'intervalle de temps est suffisamment grand, qui ne peuvent plus avoir une bonne cohérence. Il y a tendance à ce que

$$C_{ij} > C_{ik} \qquad \text{pour } i < j < k \text{ -------> } J_i < J_j < J_k \qquad \text{(III. 39)}$$

où C_{ij}, C_{ik} représentent la cohérence entre les séismes S_j et S_i, et entre S_k et S_i, respectivement. Comme dans chaque fenêtre, la cohérence correspond à l'erreur du délai $d\tau$, l'estimation de la pente de délai le long de la coda entre S_k et Si est moins précise qu'entre S_j et S_i. Pour garder une bonne cohérence dans le calcul de délai et en considérant que

$$C_{jk} > C_{ik} \qquad \text{pour } i < j < k \text{ -------> } J_i < J_j < J_k \qquad \text{(III. 40)}$$

la variation de vitesse de J_1 jusqu'à J_N est estimée pour chaque paire de séismes successifs, S_1S_2, S_2S_3, S_3S_4, etc. Alors, au lieu d'utiliser la procédure décrite dans l'équation (III.37), nous utilisons donc:

$$\Delta v_{i,i+1} = - b_{S_i S_{i+1}} \qquad \text{pour } i = 1, ..., N-1 \qquad \text{(III. 41)}$$

où $\Delta v_{i,i+1}$ est la variation fractionnelle de vitesse sismique dans l'intervalle de temps entre T_i et T_{i+1}. Les Figures (III.7) montrent la variation de délai le long de la coda pour chaque paire successive du Multiplet-1. L'erreur de cette grandeur est égale à celle de la pente de la variation de délai, εb_{SiSi+1}.

$$\varepsilon\Delta v_{i,i+1} = \varepsilon b_{Si\ Si+1} \qquad \text{pour } i = 1, ..., N-1 \qquad \text{(III. 42)}$$

Le problème reste que nous ne connaissons pas la valeur de la vitesse V_i, même en principe ni la vitesse de départ V_1. Par la relation séquentielle, nous n'avons que:

$$V_{i+1} = (1 + \Delta v_{i,i+1}).V_i \qquad \text{pour } i = 1, ..., N-1 \qquad \text{(III. 43)}$$

$$\varepsilon V_{i+1} = [(1 + \Delta v_{i,i+1})].\varepsilon V_i + [V_i].\varepsilon\Delta v_{i,i+1} \qquad \text{(III. 44)}$$

Lorsque l'on est intéressé par la valeur du changement fractionnel de vitesse par rapport à la vitesse de départ V_1, Δv_i est reconstruite en supposant que V_1 est égale à V.

$$\Delta v_j = \{(V_{j-1} + \Delta v_{j-1,j}.V_{j-1}) - V\} / V \qquad \text{(III. 45)}$$

ou on peut écrire

$$\Delta v_j = (1 + \Delta v_{j-1,j}).V_{j-1}/V) - 1 \qquad \text{pour } j = 2, ..., N; \qquad \text{(III. 46)}$$

$$= 0 \qquad \text{pour } j = 1$$

En faisant la multiplication successive cette équation peut être simplifiée, alors

$$\Delta v_j = \Pi_k (1 + \Delta v_{k,k+1}) - 1 \qquad \text{pour } j = 2, ..., N \text{ et } k = 1, ..., j-1; \qquad \text{(III. 47)}$$

Nous arrivons donc à trouver que la vitesse de départ V n'a pas de sens dans le calcul. La procédure est prise comme si V est égale à 1. C'est tout a fait normal car cela ne concerne que la variation fractionnelle, $\Delta V/V$, donc un paramètre relatif. L'erreur du changement de vitesse $\varepsilon\Delta v_j$ est calculée par la méthode de propagation d'erreur

$$\varepsilon\Delta v_j = \Sigma_m \{(\Pi_k(1 + \Delta v_{k,k+1})) \varepsilon\Delta v_{m,m+1}\}$$

pour $j = 2, ..., N$
$m = 1, ..., j-1$
$k = 1, ..., j-1$ et $k \# m$
(III. 48)

Nous avons appliqué cette procédure de calcul sur une groupe de sept séismes du multiplet-1 et du multiplet-2 enregistrés par la station PUSV en 1991. Le choix de la station PUSV est dû à sa distance source-station qui est la plus courte, donc on peut espérer que le trajet du rai pour cette station est le plus influencé par le changement. Les résultats sont présentés sur la Tableau III.3 et Figure III.8.

Nous remarquons que la variation de délai devient plus aberrante 10 secondes après l'arrivée de la phase P (Fig.III.7). Alors, l'onde de la coda en ce qui concerne le calcul, arrive d'une profondeur de moins de 12 km, en supposant que la vitesse est 2.5 km/s.

Tableau III.3:

Changement fractionnel de la vitesse sismique

Note: Jour : jour julien en 1991
J : nombre de jours avant l'éruption du 2 février 1992

Multiplet-1

Séisme						
Fichier	Code	Mag	Jour	J	Δv (%)	erreur
91012129	S11	1.0	21	-376	0.000	0.000
9102160G	S12	0.7	47	-350	0.130	0.013
9103280A	S13	1.1	87	-310	0.538	0.051
91040610	S14	0.8	96	-301	0.345	0.101
9105170L	S15	0.8	137	-260	0.704	0.158
9106220F	S16	0.9	173	-224	0.991	0.253
91090405	S17	0.8	247	-150	1.734	0.285

Multiplet-2

Séisme						
Fichier	Code	Mag	Jour	J	Δv (%)	erreur
91012128	S21	-0.1	21	-376	0.000	0.000
91021608	S22	1.1	47	-350	-0.218	0.213
9104062L	S23	0.7	96	-301	0.257	0.456
9105170B	S24	0.5	137	-260	0.946	0.658
9106220H	S25	0.4	173	-224	1.432	0.999
91090403	S26	0.5	247	-150	1.761	1.038
9110240D	S27	0.7	295	-102	2.061	1.201

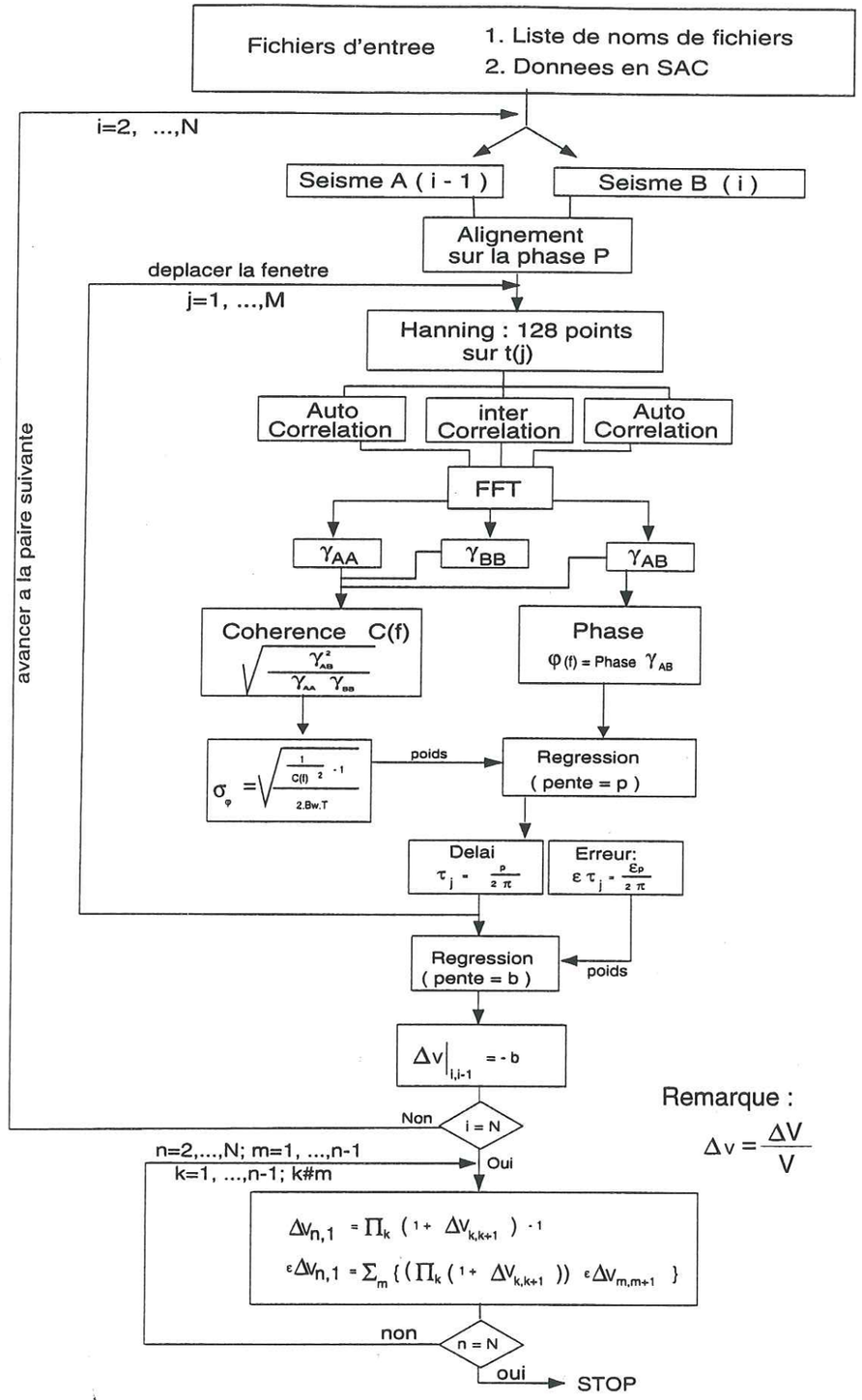
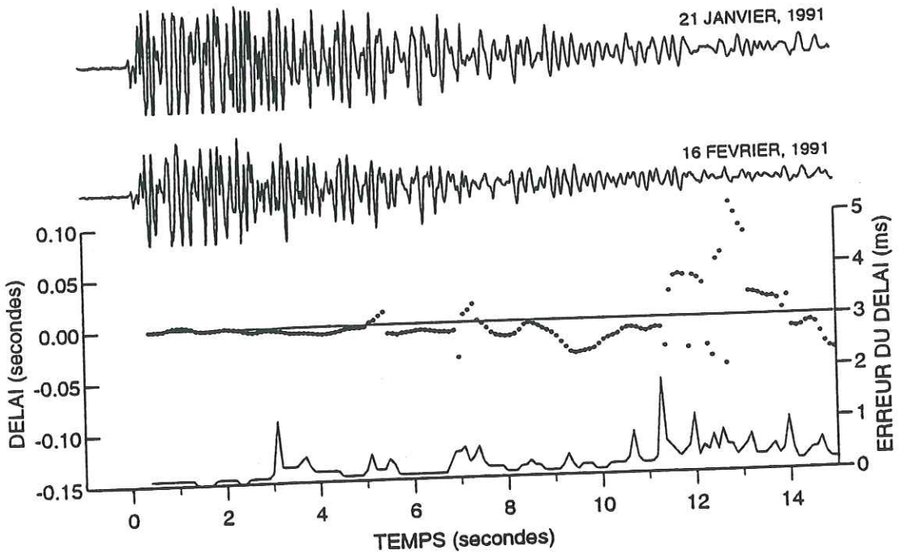


Figure III.6 :

Diagramme du calcul de la variation de vitesse sismique par la méthode de la fenêtre mobile sur un multiplet.



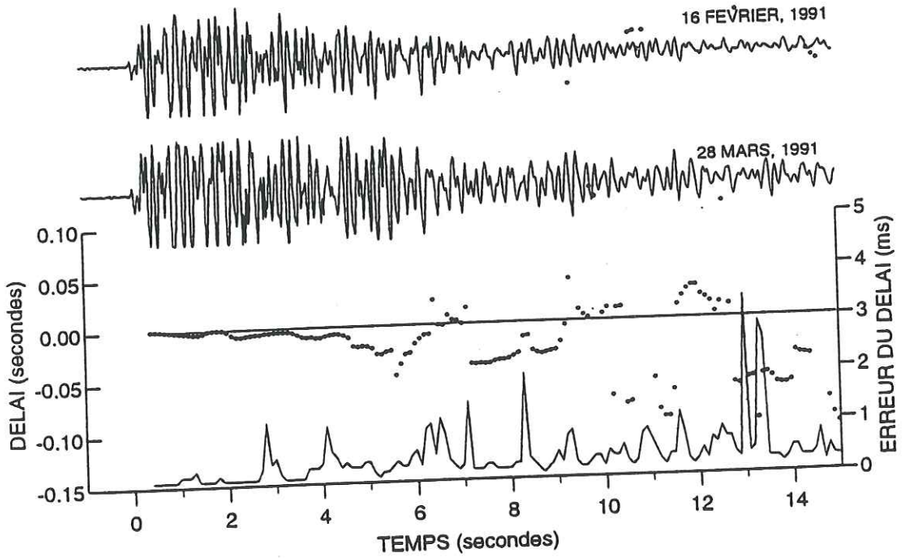
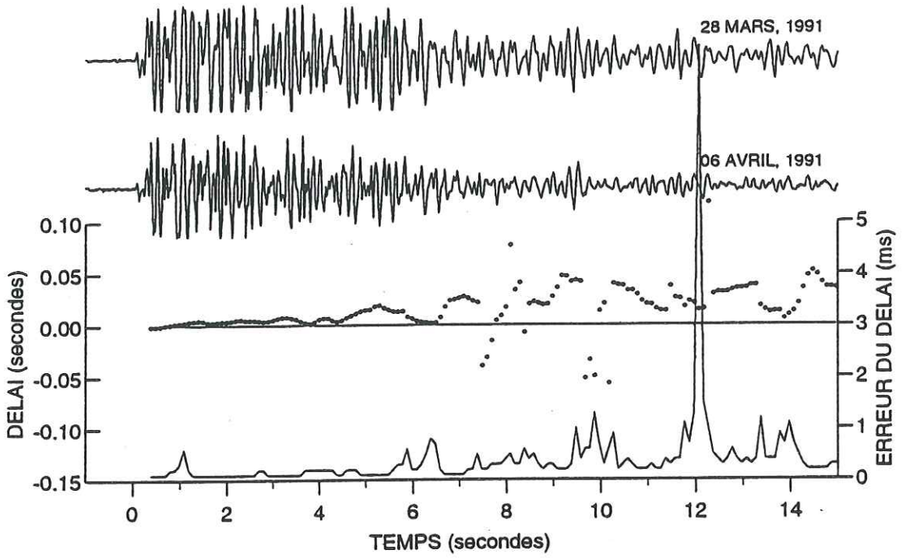


Figure III.7 :
Variation du délai le long du sismogramme pour le multiplet-1. La longueur de la fenêtre utilisée est de 1.28 seconde. Le délai est la courbe en pointillés épais (échelle de gauche) et l'erreur est la ligne fine (échelle de droite).
(a) Pour les séismes du 21 janvier 1991 et du 16 février 1991.
(b) Pour les séismes du 16 février 1991 et du 28 mars 1991.



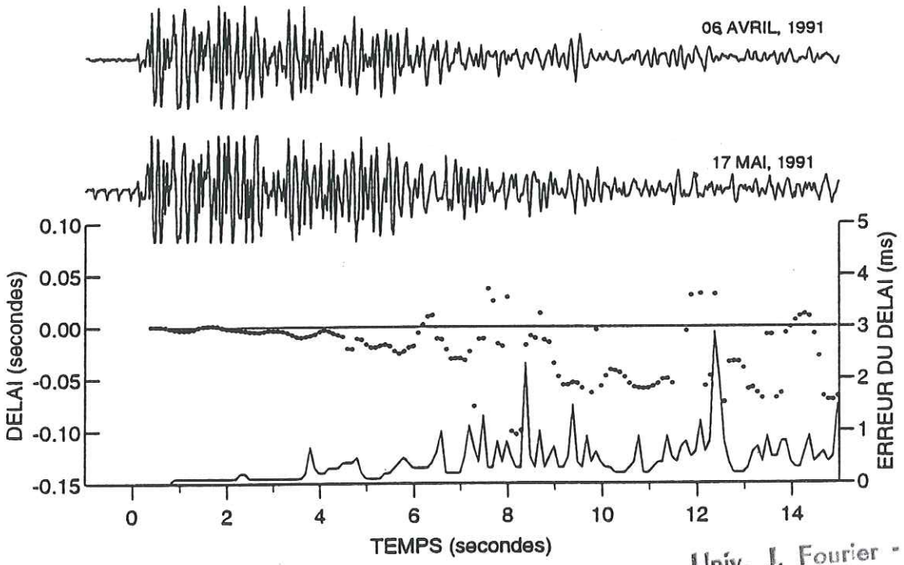
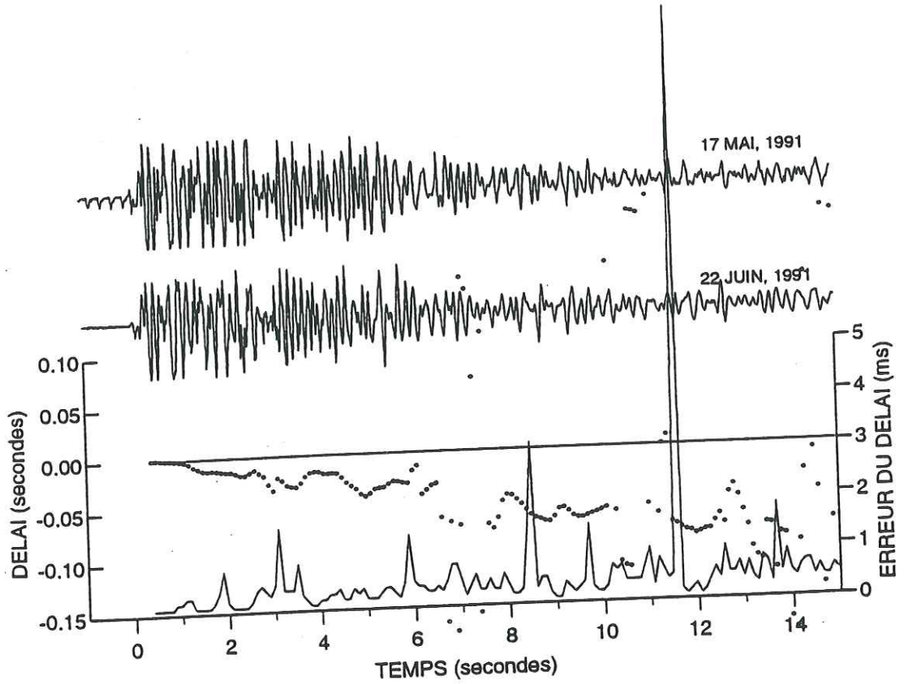


Figure III.7 (suite) :
(c) Pour les séismes du 28 mars 1991 et du 06 avril 1991.
(d) Pour les séismes du 06 avril 1991 et du 17 mai 1991

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003



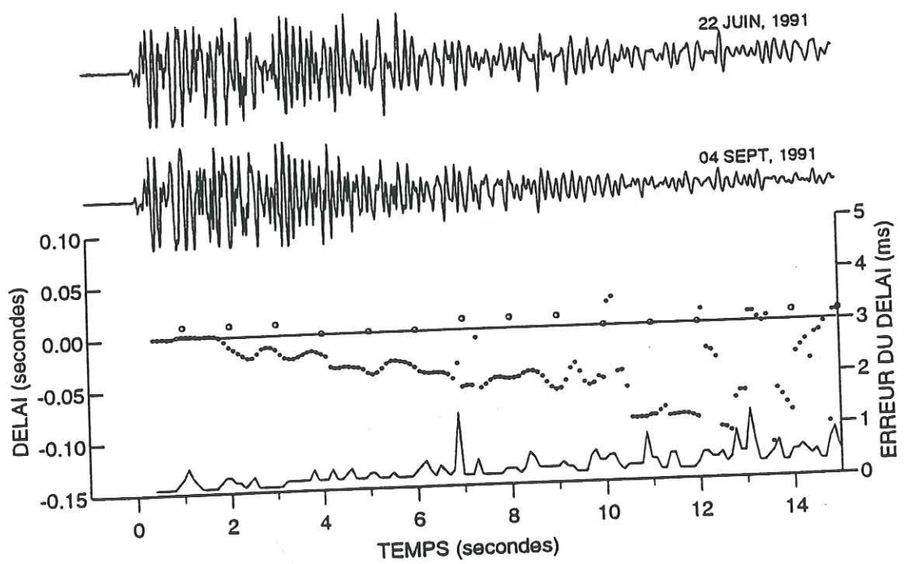


Figure III.7 (suite):

(e) Pour les séismes du 17 mai 1991 et du 22 juin 1991

(f) Pour les séismes du 22 juin 1991 et du 04 septembre 1991. Les cercles vides sont le délai du signal code temps - PPS.

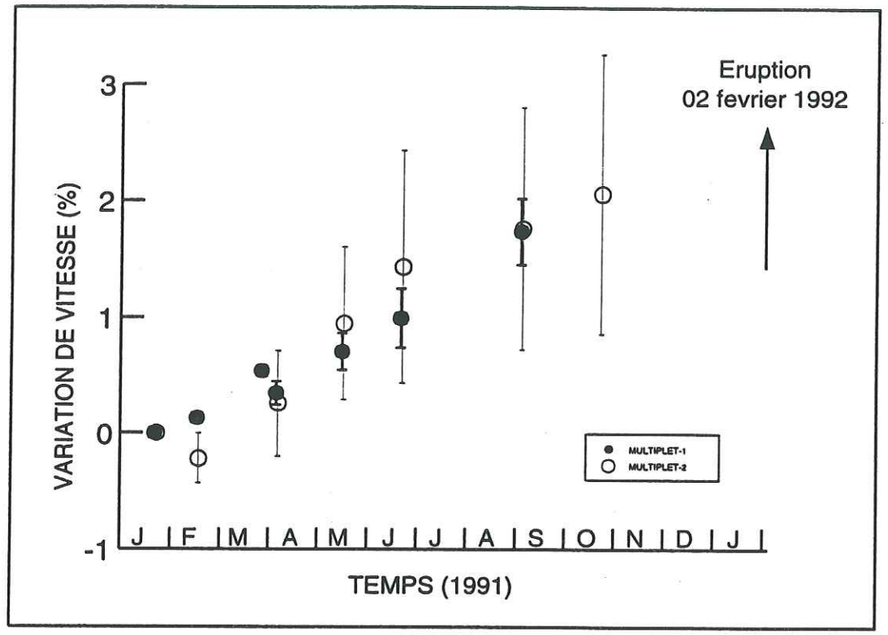


Figure III.8:

Variation de la vitesse sismique de janvier 1991 jusqu'à octobre 1991. Cette variation est dérivée de la pente du délai le long des sismogrammes pour le Multiplet-1 et le Multiplet-2. Les deux multiplets présentent des résultats proches. Après octobre 1991 soit 3-4 mois avant l'éruption, il n'y avait plus de séismes similaires à ceux de deux multiplets.

La vitesse augmente rapidement à partir du mois de mai 1991 et continue à croître au moins jusqu'à septembre 1991. L'augmentation de vitesse est interprétée comme un effet de la croissance de la pression dans la chambre magmatique. La disparition de séismes similaires après septembre-octobre 1991 est peut être dûe à la pression qui est déjà trop élevée (au sens du Merapi) donc à l'apparition de nouvelles fractures.

III.6.4. Variation de vitesse en fonction de la distance de station

Les stations sismologiques du Merapi sont disposées dans un rayon de 5 km autour du centre du volcan, la distance entre le sommet et les stations varie entre moins de 1 km jusqu'à 5 km. Comme l'activité du volcan est bien centralisée, indiquée par les hypocentres de séismes VT qui sont alignés plus au moins verticalement sous le cratère (Fig.II.26a), le changement de vitesse est très probablement localisé autour du conduit et de la poche magmatique. La méthode de calcul présentée dans le paragraphe III.6.1 est valable seulement si on suppose que le changement de vitesse se produit de la même manière tout au long du trajet des ondes. Il s'agit donc d'une sorte de moyenne de changement du comportement du milieu.

Supposons qu'il n'y a que dans une petite partie du trajet que la vitesse change de V à V+ΔV, le reste du trajet gardant la valeur V. Nous proposons un modèle géométrique de la zone où la vitesse varie : une sphère de rayon R dont le centre est confondu avec l'hypocentre des multiplets étudiés. Ce modèle est raisonnable parce que nous utilisons le séisme VTB qui se situe dans la zone superficielle, dans laquelle l'activité volcanique est la plus intense.

Le temps de parcours de l'onde avant que le changement ne se produise peut être exprimé en prenant une vitesse moyenne V, la vitesse de départ, qui est constante le long du trajet non direct de la source au récepteur. Donc,

$$t_1 = L / V \qquad \text{(III. 49)}$$

L est la distance parcourue par une phase donnée. Après quelque temps, le milieu peut subir un changement. Nous proposons que le changement de milieu ne se produise pas partout sur cette distance, mais seulement dans une fraction de longueur x où x = R/L. C'est dans cette fraction du trajet que la vitesse varie en ΔV. Le temps de parcours pour la même distance L est donc:

$$t_2 = (xL / (V+\Delta V)) + ((1-x)L/V)$$

$$= (xL / (V+\Delta V)) - xL/V + L/V \qquad \text{(III. 50)}$$

Il existe un décalage de temps d'arrivée de la phase d'onde sur un récepteur, τ, qui est égal à

$$\tau = t_2 - t_1$$

$$= (x.L.V - x.L.V - x.L.\Delta V) / (V.(V+\Delta V))$$

$$= - x.L.\Delta V / (V^2+V.\Delta V) \qquad \text{(III. 51)}$$

En supposant que le terme V.ΔV est beaucoup plus petit par rapport à V^2, on obtient

$$\tau = - x. (\Delta V / V) . t \qquad \text{(III. 52)}$$

qui est similaire à l'équation (III. 34) mis à part un nouveau facteur x. La pente p du délai le long de la coda est alors

$$p = - x. (\Delta V / V) \qquad \text{(III. 53)}$$

Avec

$$0 \leq x \leq 1 \qquad \text{(III. 54)}$$

Alors, la pente de délai est une estimation minimale de la variation de vitesse qui peut avoir lieu dans la zone entre la source et le récepteur. Le facteur x = 0 est envisagé dans le cas où il n'y a pas de changement le long du rai, et la pente sera égale à 0. Le délai est constant, égal à l'intervalle de temps entre deux séismes. Pour x = 1, tout entier du trajet du rai se trouve dans le milieu où la vitesse change. Ceci peut arriver si la distance source-récepteur est petite et la source se trouve dans la zone qui change.

Nous proposons maintenant deux hypothèses. La première est que dans une région donnée, le rayon R est constant. Cette hypothèse est convenable, parce que par exemple, dans la région volcanique active avec un simple système volcanique, le changement est suffisamment localisé. La deuxième est que la distance de parcours de l'onde de la coda est directement proportionnelle à la distance source-récepteur D. Ceci est valable pour un diffracteur lointain très profond, où les positions de la source et du récepteur peuvent être considérées presque identiques.

A partir de ces deux hypothèses, l'équation (III. 53) peut s'écrire:

$$p = - R \sin \Phi (\Delta V / V) / D \qquad \text{(III. 55)}$$

où Φ est l'angle de diffraction qui est plus petit pour l'onde qui arrive plus tard sur le sismogramme. Nous introduisons un terme *changement de vitesse fractionel apparent /*

observé (dv/v) qui est égal à la pente de délai (équation III. 53)

$$dv/v = C.\ (\Delta V / V)/D \qquad \text{avec } C = R/\sin\Phi \qquad \text{(III. 56)}$$

Le paramètre dv/v est celui que nous observons dans les sismogrammes. La relation (III. 55) nous montre que la pente de délai, et donc dv/v, est une fonction hyperbolique de la distance hypocentrale D. Ceci signifie que quelque soit la distance source-récepteur, le changement de vitesse, s'il y en a, peut être détecté. Cependant, comme le bruit est toujours présent dans le sismogramme, donc la précision de calcul du délai sera toujours limitée par le niveau de cohérence, il est préférable d'utiliser la station la plus proche possible de la source. Cet aspect justifie l'utilisation de la station PUSV pour analyser la variation de vitesse sur le volcan Merapi (paragraphe III.6.3).

Nous allons regarder la variation dv/v avec la distance de la station sismologique mesurée depuis le sommet. Le multiplet-1, qui présente la meilleure cohérence entre les séismes, est pris dans l'analyse. La variation de vitesse entre le mois de juin 1991 et le mois de septembre 1991, par rapport à la référence de janvier 1991 est présentée sur la Tableau (III.4) et la Figure (III.9). Le résultat confirme que l'équation (III.55) est valable sur le Merapi.

La variation temporelle de la vitesse évolue selon la distance de la station utilisée. La station qui est la plus proche du sommet enregistre le changement le plus grand. Sur une distance de 5.3 km, la variation est environ un tiers de celle sur 1 km. Au mois de septembre, la variation de vitesse est plus régulière.

Parce que le nombre de stations est très limité, nous ne pouvons pas regarder la variation de vitesse en fonction de l'azimut. Il existe une possibilité que l'effet azimutal intervienne dans l'irrégularité de la variation de vitesse en fonction de la distance.

Tableau III.4: Variation de vitesse apparente en fonction de la distance au sommet

Date : 22 juin 1991

Station	Distance	dv/v(%)	erreur
PUSV	0.930	0.991	0.285
POGV	1.570	0.835	0.244
KLAV	1.942	0.474	0.255
DELV	3.372	0.734	0.162
PLAV	5.275	0.381	0.119

Date : 04 septembre 1991

Station	Distance	dv/v(%)	erreur
PUSV	0.930	1.734	0.285
KLAV	1.942	1.363	0.298
DELV	3.372	1.297	0.216
GEMV	3.654	0.965	0.089
PLAV	5.275	0.611	0.185

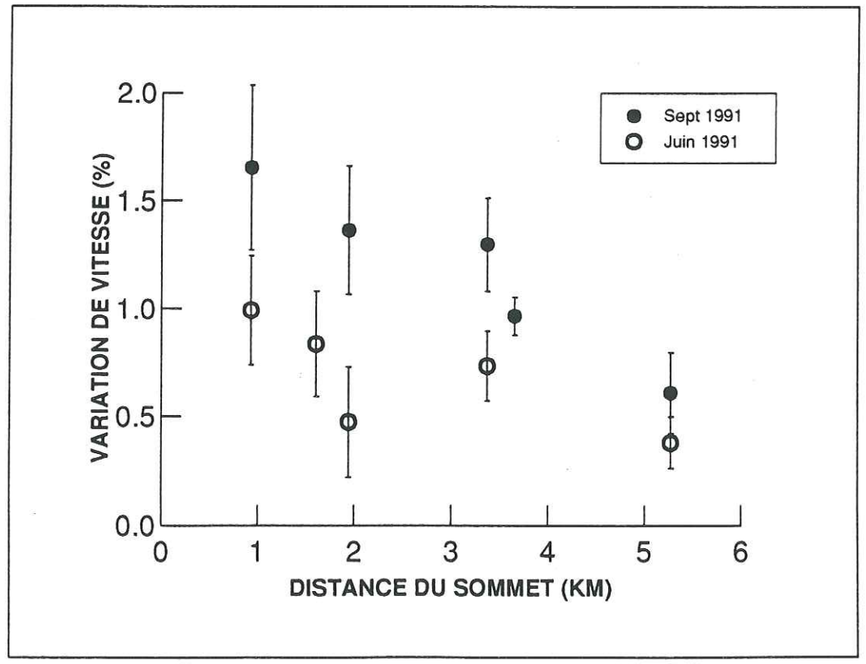


Figure III.9:
Variation de vitesse en fonction de la distance des stations par rapport au sommet pour le multiplet-1. Les cercles vides correspondent au 22 juin 1991 et les cercles pleins au 04 septembre 1991. Ce résultat montre que la station qui est la plus proche du sommet est plus sensible au changement de vitesse.

III.7. Variation du facteur de qualité

La méthode de rapport spectral, l'équation (III.5), sera appliquée sur le multiplet-1. Nous allons comparer les phases P et S de chacun des sept séismes du multiplet. La méthode a été utilisée en Californie (Frémont et Poupinet, 1987) et en Grèce de l'ouest (Tselentis, 1993). Tselentis a montré que la variation du facteur Q peut être observée en utilisant la méthode de rapport spectral. En analysant deux séismes de magnitude comparable, il a trouvé que le facteur Q de l'onde P a varié jusqu'à 20 %.

Supposons que deux séismes similaires A1 et A2 ont été enregistrés sur une station avec un intervalle de temps suffisamment large, donc un doublet temporel.

$$A_1(f,\theta 1,\Phi 1) = As_1(f,\theta 1,\Phi 1)\ Ains(f)\ Cg\ EXg\ \exp(-\pi.f.t_1 / Q_1) \qquad \text{(III. 57)}$$

$$A_2(f,\theta 2,\Phi 2) = As_2(f,\theta 2,\Phi 2)\ Ains(f)\ Cg\ EXg\ \exp(-\pi.f.t_2 / Q_2) \qquad \text{(III. 58)}$$

où

$\Phi 1,2$: angles de direction du rai par rapport à la source,
f : fréquence
$As_{(f,\theta,\Phi)}$: fonction de radiation de la source
$Ains(f)$: fonction de réponse de l'instrument
Cg : effet du site au voisinage du sismomètre
EXg : expansion géométrique
Q : facteur de qualité intrinsèque du milieu

Le rapport spectral R sera:

$$\log(R) = \log(As_1/As_2) - pf.((t_1/Q_1)-(t_2/Q_2))/\ln(10) \qquad \text{(III. 59)}$$

où

$$R = A_1/A_2$$

Si les deux séismes sont identiques et leurs magnitudes sont égales, le premier terme à droite est nul, donc nous pouvons écrire:

$$\log(R) = -\pi f.((t_1/Q_1)-(t_2/Q_2)) / \ln(10) \qquad \text{(III. 60)}$$

Supposons que $t_2=t_1+\Delta\tau$; $Q_2=Q_1+\Delta Q$, où $\Delta\tau$ et ΔQ sont des variations du temps de

propagation et du facteur de qualité, respectivement. Si ΔQ est très petit par rapport à Q_1 et $(\Delta\tau.Q_1)$ est négligeable devant $(t_1.\Delta Q)$, on obtient:

$$\log(R) = -\pi f.t_1.(\Delta Q/Q_1^2) / \ln(10) \qquad \text{(III. 61)}$$

En traçant $\log(A_1/A_2)$ en fonction de la fréquence, la pente p de la courbe est égale à

$$p = -\pi.t_1.(\Delta Q/Q_1^2) / \ln(10) \qquad \text{(III. 62)}$$

d'où

$$\Delta Q/Q_1^2 = -p.\ln(10) / \pi.t_1 \qquad \text{(III. 63)}$$

Certes, le rapport spectral est calculé en prenant une fenêtre sur la phase analysée, donc t_1 est le temps de parcours mesuré à partir du temps d'origine du séisme jusqu'au centre de la fenêtre.

Dans notre cas, le rapport spectral R est calculé en faisant la moyenne fréquentielle dans une fenêtre de Hanning H(f) pour favoriser la fréquence centrale concernée (Fréchet, 1985). Le lissage est fait avec un poids égal à $|S_2|$.

$$R = (R_{12}' / R_{21}')^{0.5} \qquad \text{(III. 64)}$$

avec :

$$R_{12}' = \sum H(f) . |S_1| . R_{12} \ / \ \sum H(f) . |S_2|$$
$$R_{21}' = \sum H(f) . |S_2| . R_{21} \ / \ \sum H(f) . |S_2|$$

où

$$R_{12} = S_1 / S_2$$
$$R_{21} = S_2 / S_1$$

Nous allons appliquer la méthode du rapport spectral sur quatre stations, PUSV, KLAV, DELV, PLAV. Ces stations ont une distance différente de l'un à l'autre. L'objectif est d'essayer de voir la variation du facteur de qualité en fonction de la distance du sommet.

Dans le calcul, nous prenons une fenêtre de 0.8 seconde, soit 80 points. La fenêtre débute à environ un sixième de sa longueur avant l'arrivée de l'onde observée. Ce qu'on a trouvé à partir de la pente du rapport spectral est $\Delta Q/Q_1^2$. Le changement en fraction $\Delta Q/Q_1$, est dérivé en supposant que $Q_1=220$. Le résultat est présenté sur la

Tableau (III.5) et la Figure (III.10). Tout d'abord, on voit que l'erreur est de plus en plus petite en s'éloignant du sommet. La station PLAV a l' erreur la plus petite pour la P et la S. Ceci est dû à la séparation entre les P et les S qui est meilleure si la distance est plus grande. Sur la station PLAV, l'interférence entre ces deux ondes est la moins efficace. Pour l'onde P, toute les stations montrent que le facteur Q_p a tendance à augmenter. Par contre, bien que l'erreur soit beaucoup plus petite que celle de l'onde P (due à l'amplitude qui est plus grande, donc le rapport de signal sur bruit est meilleur pour la S), le facteur Q_s varie d'une station à l'autre.

Si la station la plus lointaine, PLAV, est choisie comme celle qui donne la valeur la plus vraie de changement du facteur Q, nous pouvons dire qu'au Merapi, avant l'éruption de 1992, il y a une augmentation de Q, ou une baisse de l'atténuation intrinsèque pour l'onde P (compressive) de l'ordre de 4 %. Par contre, le facteur Q de l'onde S n'a pratiquement pas changé.

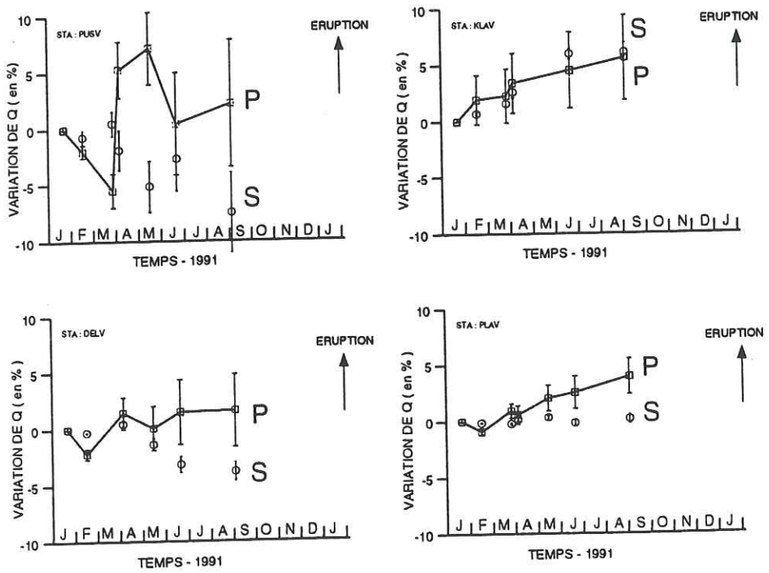


Figure III.10:
Variation temporelle du facteur de qualité Q calculée par la méthode du rapport spectrale appliquée à l'onde P et à l'onde S. La station la plus lointaine, PLAV, présente un résultat plus net parce que l'interférence entre ces deux ondes est moins forte.
Notons qu'ici nous utilisons les ondes de volume P et S, et pas l'onde de la coda comme dans l'étude de la variation de vitesse.

Tableau III.5 : Variation temporelle ΔQ(%) du Merapi

		P		S	
STA:PUSV	Jour	ΔQ(%)	Erreur	ΔQ(%)	Erreur
	21	0.000	0.000	0.000	0.000
	47	-1.992	0.596	-0.723	0.610
	87	-5.513	1.518	0.464	1.091
	96	5.267	2.492	-1.878	1.798
	137	7.152	3.240	-5.155	2.268
	173	0.414	4.574	-2.698	2.887
	247	2.202	5.648	-7.507	3.527
STA:KLAV	Jour	ΔQ(%)	Erreur	ΔQ(%)	Erreur
	21	0.000	0.000	0.000	0.000
	47	1.941	2.183	0.684	0.097
	87	2.283	2.417	1.593	0.236
	96	3.402	2.670	2.605	0.482
	173	4.518	3.400	5.969	0.741
	247	5.623	3.788	6.090	0.835
STA:DELV	Jour	ΔQ(%)	Erreur	ΔQ(%)	Erreur
	21	0.000	0.000	0.000	0.000
	47	-2.182	0.462	-0.281	0.058
	96	1.424	1.404	0.433	0.194
	137	0.039	1.959	-1.400	0.534
	173	1.466	2.890	-3.196	0.730
	247	1.590	3.237	-3.821	0.817
STA:PLAV	Jour	ΔQ(%)	Erreur	ΔQ(%)	Erreur
	21	0.000	0.000	0.000	0.000
	47	-0.882	0.330	-0.144	0.025
	87	0.921	0.621	-0.216	0.083
	96	0.575	0.828	0.173	0.140
	137	2.025	1.140	0.311	0.168
	173	2.535	1.420	-0.152	0.295
	247	3.915	1.605	0.145	0.372

III.8. Discussion

III.8.1. Vitesse de l'onde élastique

Un milieu dit élastique respecte la loi de Hooke, où la déformation est une fonction linéaire de la contrainte appliquée. Pour ce type de milieu, il y a une fonction quadratique définie positive W, appelée la densité d'énergie de déformation.

$$W = 0.5\, C_{ijkl} . e_{ij} . e_{kl} \qquad \text{(III. 65)}$$

où C_{ijkl} est le tenseur du module d'élasticité. La relation contrainte-déformation est exprimée comme suit (loi de Hooke généralisée) :

$$\sigma_{ij} = dW/de_{ij} = C_{ijkl} . e_{kl} \qquad \text{(III. 66)}$$

Pour un matériau élastique, le module d'élasticité s'écrit

$$C_{ijkl} = \lambda\, \delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}) \qquad \text{(III. 67)}$$

avec λ et μ sont les constantes de Lamé, δ_{ij} est le symbole de delta Kronecker qui est nul si i # j et égal à 1 si i = j. La constante μ est appelée aussi le coefficient de rigidité au cisaillement. En substituant (III. 67) dans (III. 66), on obtient

$$\sigma_{ij} = \lambda\, \delta_{ij}\, e_{kk} + 2\mu\, e_{ij} \qquad \text{(III. 68)}$$

Les autres modules d'élasticité peuvent être exprimés en λ et μ. Par exemple, le module volumique ou d'incompressibilité K:

$$K = - d\sigma_{ii} / de_{ii} = \lambda + (2/3)\, \mu$$

Le module de Young

$$E = \sigma_{11} / e_{11} = \mu\, (3\lambda + 2\mu) / (\lambda + \mu)$$

et le rapport de Poisson est

$$\nu = - e_{22} / e_{11} = \lambda / (2.(\lambda + \mu))$$

Dans un milieu homogène, l'équation de mouvement est exprimée sous la forme de:

$$(\lambda+2\mu)\ \text{grad div}\ u - \mu\ \text{curl curl}\ u + \rho.F = \rho.d^2u/dt^2$$

(Ben Menahem et Singh , 1981)

Le premier terme correspond à la partie longitudinale qui a une vitesse V_p et le deuxième correspond à la partie transversale qui a une vitesse V_s

$$Vp = [(\lambda+2\mu)/\rho]^{0.5}$$

$$Vs = [\mu/\rho]^{0.5}$$

III.8.2. Effet de la température T

Le comportement des minéraux change avec la température. Dans le domaine volcanologique, l'effet de la variation de température peut être très important surtout dû à la présence de magma.

Anderson et coll. (1992) ont montré que les constantes d'élasticité K et μ diminuent avec l'augmentation de la température T de façon linéaire. Ceci fait dire que plus la température est haute, moins la vitesse est grande. La pente de décroissance de K et μ est presque similaire pour différents minéraux. Cet essai était mené pour une température allant jusqu'à environ 1800°K. Pour l'olivine (pure) à 1200°K, la vitesse Vs varie avec la température T en

$$dVs/dT = - 3.66\ 10^{-4}\ \text{km/s /K}$$

Une variation de température de 100°C donne un changement de vitesse Vs d'environ 0.8%, en supposant une vitesse Vs dans l'olivine de 4.5 km/s.

A une température suffisamment élevée, il peut se produire un changement de

phase. Il est possible qu' une petite partie de matériau fonde. La présence de la phase fluide baisse la vitesse (Stocker et Gordon, 1975; O'Connell et Budiansky, 1977; Spletzer et Anderson, 1968). Une expérience avec de l'olivine soumise à une pression de confinement de 20 kbar et à une température de 1600°K montre que Vp et Vs diminuent d' environ 20% pour une augmentation de la fraction fondue de 10% (Mavko, 1980). Ce résultat peut être utilisé pour expliquer la présence de la zone à moindre vitesse (LVZ) dans le manteau (Anderson et Sammis, 1970). Takeuchi et Simmons (1973) ont étudié l'influence de la température sur l'élasticité de la rhyolite et du granite saturés par l'eau à -20°C. Ils ont montré que les modules K et μ, et donc aussi la vitesse, décroissent avec une augmentation de T. Une chute brutale de Vp et Vs se produit juste à la température de fusion de la glace. Bien que cet essai ait été fait à très basse température et à une pression de 1 bar seulement, ce résultat montre l'importance du changement de phase due à l'augmentation de T. Ce phénomène avait été observé auparavant sur un système binaire simple : un mélange NaCl-H_2O (Spletzler et Anderson, 1968).

III.8.3. Effet de la présence des fractures

La présence des fractures a un effet important sur le comportement du matériau, bien que le rapport volumique entre les fractures et le reste du milieu soit extrêmement petit. O'Connell et Budiansky (1974) ont montré cet effet pour des fractures sèches, le module de cisaillement diminue avec l'augmentation de la densité de fractures :

$$\mu^*/\mu = 1 - \varepsilon\,(32/45)((1-\nu^*)(5-\nu^*))\,/\,(2-\nu^*) \qquad \text{(III. 66)}$$

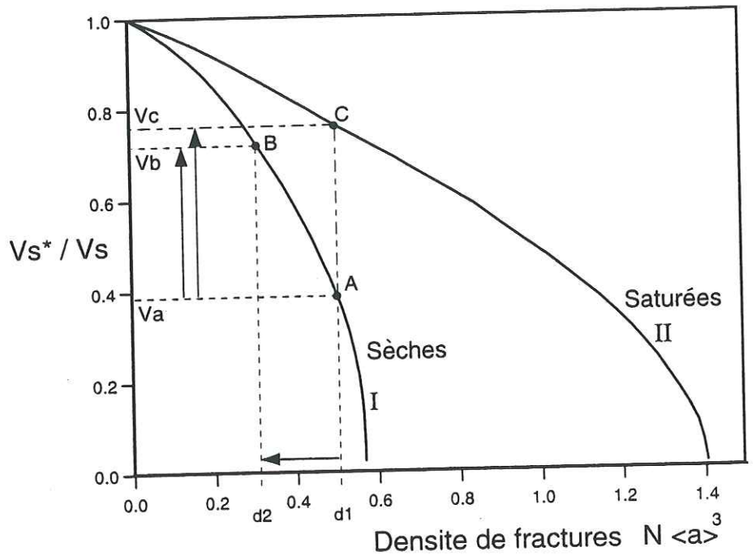
(pour des fractures circulaires)

où le symbole (*) signifie le milieu fracturé, ν est le rapport de Poisson effectif et ε est la densité de fractures définie comme

$$\varepsilon = N \langle a^3 \rangle \qquad \text{(III. 67)}$$

où N est le nombre de fractures par une unité de volume et a le rayon moyen des fractures. Quelque soit la forme de la fracture, ils ont montré que la présence des fractures baisse le module μ, et donc aussi la vitesse (Fig.III.11). Une densité de fractures d' environ 0.55 (le milieu est très fortement fracturé) peut changer la vitesse jusqu'à la rendre nulle. Pour l'illustration, une densité ε égale à 0.55 dans un volume de 1 m3, présente environ 550 fractures d'une dimension de 0.1 m de rayon. L'existence de fractures de densité ε=0.1 diminue la vitesse d'environ 10%.

Similaire à l'effet de la présence des fractures, les vitesses Vp et Vs diminuent linéairement avec la porosité de la roche (Wyllie et coll., 1962). La vitesse Vs est moins dépendante de la porosité que Vp. Pour une roche sédimentaire, une porosité de 10% (volume) donne une décroissance de Vs d' environ 20 %.



RAPPORT DE VITESSE DANS LES MILIEUX FRACTURE ET NON-FRACTURE POUR L'ONDE S
(d'Après O'Connell & Budiansky, 1977)

Figure III.11. :

Variation de vitesse de l'onde S dans les milieux fracturé (Vs*) et non fracturé (Vs) en fonction de la densité de fractures. La courbe I pour des fractures séches et la courbe II pour des fractures saturées. (d'après O'Connell et Budiansky, 1977)

Pour un milieu sec, si la densité de fractures diminue de d_1 à d_2 due par exemple par la fermeture de certaines fractures, donc un déplacement de A à B le long de la courbe I, la vitesse augmente de Va à Vb.

L'effet de la saturation de fluide peut être présenté par le déplacement de A à C (densité de fractures constante d_1). La vitesse augmente de Va à Vc.

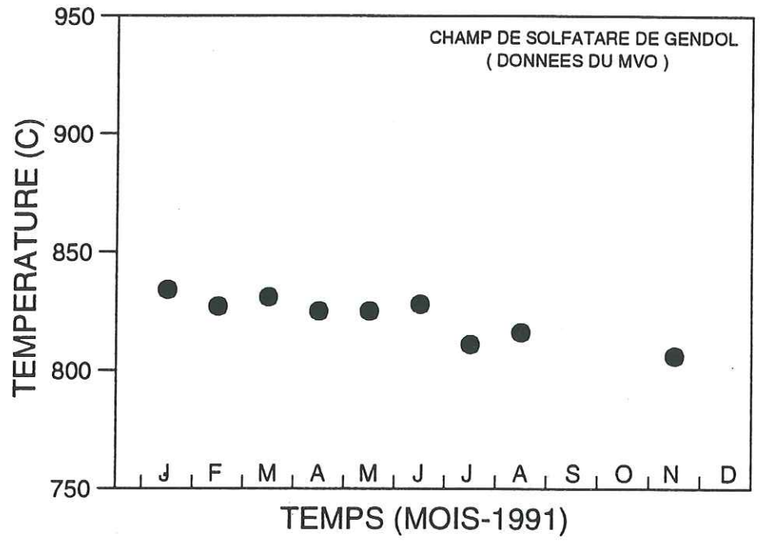


Figure III.12. :

Température du gaz sur la solfatare de Gendol (voir Fig.I.4) mesurée par le MVO-VSI presque tous les mois. La température du gaz est environ de 830°C.

III.8.4. Effet de la pression

Un autre paramètre important qui change le comportement du milieu est la pression de confinement. La vitesse sismique, particulièrement Vp, augmente la pression (Tutuncu et coll., 1994). Cet effet est plus grand pour l'onde compressive que pour l'onde de cisaillement. La pression hydrostatique joue un rôle de fermeture pour quelques fractures et diminue la porosité de la roche (Wyllie et coll., 1962; Takeuchi et Simmons, 1973). Pour le granite, une pression de confinement qui augmente de 0 à 1 kbar change la porosité de 0.0023 à 0.0004. Par conséquent, Vp et Vs s'accroissent avec la pression.

Un essai visant à étudier les effets de la compression axiale sur le grès montre que, pour une pression de confinement fixée, les vitesses Vp et Vs augmentent avec la contrainte axiale (Tutuncu et coll., 1994). Pour une pression de confinement de 21 MPa, une augmentation de la contrainte axiale de 10MPa correspond à un changement de Vs d'environ 2%.

III.8.5. Effet de la saturation de fluide

L'influence du fluide sur le comportement du milieu fracturé dépend fortement de l'état du fluide (O'Connell et Budiansky, 1977, Figure III.11). Si la viscosité du fluide entrant dans les fractures est très élevée, les fractures peuvent être considérées essentiellement comme se fermant. La présence de fractures n'a plus d'effet sur le comportement élastique du milieu.

Il peut arriver aussi que le fluide sorte à l'extérieur du système considéré. Dans ce genre de cas, la variation de contrainte est compensée par le mouvement libre du fluide. La présence de fluide n'a pas d'influence sur le milieu. Nous pouvons considérer que le fluide n'existe pas.

Dans le cas où les fluides sont emprisonnés dans les fractures (saturation isolée), donc mis sous pression hydrostatique, la pression de fluide peut augmenter de façon différente d'une fracture à l'autre. L'interaction de l'ensemble des fractures dans la roche change l'élasticité. C'est la situation où l'effet du fluide est le plus important.

Considérons un autre cas où les fluides peuvent se déplacer entre les fractures sans pouvoir sortir du système choisi (saturation isobarique). Nous trouvons alors que

la pression de fluide est identique dans toutes les fractures. Lorsqu'il n'y pas transfert de fluide vers l'extérieur, le module K est égal à celui trouvé dans la saturation isolée. Si une fracture est compressée, une autre ou plusieurs autres peuvent se dilater sous l'effet du mouvement du fluide entre elles. La réponse du milieu à une contrainte cisaillante agit comme si les fractures étaient sèches. La présence de fluide change seulement la vitesse Vp.

Des données expérimentales ont montré que les variations de Vs dans le granite et les grès sont différentes (Coyner, 1984; Mavko et Jizba, 1991). Pour le granite, jusqu'à 100 MPa de contrainte effective, la vitesse Vs dans la roche saturée est toujours plus grande que celle dans la roche sèche, identique au cas de Vp. Par contre, pour les roches sédimentaires, à partir d'une certaine contrainte effective, la roche saturée a une vitesse Vs moins grande que celle obtenue dans la roche sèche. Nous constatons que pour une contrainte de confinement faible, la saturation augmente la vitesse.

L'interaction entre la densité de fractures, la présence du fluide et la contrainte de confinement est donc un élément important qui peut faire varier la vitesse de l'onde élastique dans le milieu.

III.8.6. Effet de la présence de gaz

L'effet du gaz a été étudié par Frisillo et Stewart (1980) dans le cas de la vitesse de l'onde P. Dans un milieu saturé par des fluides, la présence de gaz dans le fluide diminue la vitesse Vp et l'atténuation. Pour le grès de Berea, la vitesse Vp diminue avec le pourcentage de saturation de gaz jusqu'à une valeur minimum. A partir de 40% de gaz, le milieu peut être considéré comme sec. Notons que le gaz utilisé était le gaz de Nitrogène.

III.8.7. Cas du volcan Merapi

La vitesse de l'onde sismique a augmenté jusqu'à 1.7 % avant l'éruption du 2 février 1991. Cette augmentation a débuté au mois de mai 1991, environ 9 mois avant l'éruption. Ceci indique qu'une éruption, même pour un volcan en activité permanente, a besoin d'un processus de préparation suffisamment lente.

Dans notre hypothèse où la coda se compose d'ondes S diffractées et au vu des paragraphes précédents, il existe quelques raisons pour expliquer cette variation:

1. une diminution de la température T,
2. une augmentation de la contrainte de confinement effective,
3. le processus de saturation des fractures par des fluides et des gaz magmatiques à basse pression.

La température du magma in situ est difficile à mesurer, et il est encore plus difficile d'estimer sa variation temporelle. Nous ne possédons que les données mesurées sur les solfatares (données MVO). La Figure (III.12) montre que la température du gaz sur le solfatare de Gendol, donc la température du gaz en surface, est d'environ 830°C. Environ une fois par mois, la température est mesurée par un thermocouple inséré dans un point du solfatare parmi des dizaines de points de mesure qui se trouvent sur le champ du solfatare de Gendol (Fig.I.4). Pendant la mesure, l'observateur est obligé de s'approcher du point où la mesure de température doit être effectuée. Parce que la chaleur est très élevée et l'ambiance climatique difficile, Figure III.12, ce point représente le point le plus chaud que l'on est capable d'approcher. On peut dire que l'observation de la température sur le champ Gendol n'est pas représentative car le point le plus chaud, où la couleur du gaz sortant est bleu, se trouve au centre du champ inaccessible.

Pour avoir une augmentation de vitesse de 1.7%, comme ce qu'on a observé, il est nécessaire de baisser la température de la zone superficielle du Merapi d'environ 200°C. Une diminution de la température T avant l'éruption n'est presque pas possible. Par contre, la température T doit augmenter durant cette période, résultat de la migration du magma, qui est la source de la chaleur, vers la surface. Ce type de phénomène est raisonnable pour un volcan où la période de repos est suffisamment longue pour permettre à la zone sommitale de se refroidir. Le Merapi est un volcan a l'activité quasi-permanente. Donc la température observée sur le sommet ne varie pas beaucoup. Aussi nous pensons que la variation de vitesse observée n'est pas un effet du changement de température.

La pression magmatique augmente avant une éruption volcanique. La source de pression la plus probable dans un volcan est la pression dans la chambre magmatique. L'augmentation de la pression peut résulter de deux processus. Le premier consiste en un remplissage par un nouvel apport de magma en provenance d'une zone plus profonde (Blake, 1981) qui compresse le fluide magmatique dans la chambre et fait monter la pression. Le deuxième phénomène se manifeste par la formation de bulles de gaz émanant des composants volatils, par cristallisation (Toramaru, 1989) ou seulement par dégradation de la pression lithostatique (Spark, 1978; Toramaru, 1995). Pour une

chambre magmatique de 1.5 km de profondeur, la pression lithostatique est à peu près 35 MPa. Dans une condition d'équilibre, la pression peut monter jusqu'à la limite de rupture de la roche environnante. La rupture se fait lorsque l'augmentation de la pression ΔP est deux fois supérieure à la résistance P_S, $\Delta P=2P_S$ (Tait et coll., 1989). La valeur de P_S varie de 0.5 - 5 MPa, dépendant de l'intensité de la fracturation du corps du volcan.

Si ΔP est suffisamment élevée, la formation de nouvelles fractures est une possibilité. Nous pensons donc que, si c'est le cas, la densité de fractures est de plus en plus grande. C'est une diminution de vitesse qui devrait avoir lieu et non pas une augmentation. Le changement de vitesse que l'on a observé au Merapi ne peut pas être expliqué par le changement ΔP très élevé.

Supposons que ΔP se développe sans dépasser la valeur $2P_S$. Il n'y a pas donc de fracturation. La direction de ce changement de contrainte est plus ou moins radiale à mesure que l'on s'éloigne de la source de pression. Dans une petite quantité de volume ΔV du milieu, se trouvant à proximité de la chambre magmatique, on peut considérer qu'il existe une augmentation de la contrainte axiale (paragraphe III.8.4). La vitesse augmente donc dans la zone qui entoure la source de pression (Figure III.13).

L'effet le moins direct du développement de la pression du magma est l'injection du fluide magmatique dans les fractures. Il s'agit d'un processus de saturation. Au moment où la pression est suffisante pour ouvrir les fractures préexistentes, le fluide magmatique peut y entrer. Les fractures passent de l'état sec à l'état saturé. D'après nos hypothèses où l'onde de la coda se compose d' ondes S diffractées, la vitesse de l'onde S dans un milieu saturé peut être supérieure à celle dans le milieu sec seulement si la pression de confinement est faible. Des minéraux transportés par les gaz peuvent se déposer et coller les fractures. Ce type de fermeture ne dépend pas de l'état de contrainte.

III.8.8. Zone de variation localisée

Bien que le magma ne se déplace verticalement que dans le conduit, dont le diamètre est de l'ordre de quelques dizaines de mètres, l'effet de la présence du magma dans la région environnante est beaucoup plus large. Aux alentours du conduit, il existe une zone de transition séparant le conduit de la zone où l'effet de magma ou de gaz est nul. Au sommet du Merapi, les champs de solfatares et les champs de fumerolles sont répartis dans un diamètre de 400 m. Des points de fumerolles et de solfatares peuvent

être trouvés presque partout sur le corps de G. Anyar dans la partie sommitale du Merapi (Chapitre I). Nous pouvons imaginer, donc, le même type de situation en profondeur. L'existence de la poche magmatique élargit la zone de transition. Des fluides et des gaz magmatiques peuvent se propager autour de la poche magmatique et du conduit, en s'injectant dans des fractures préexistantes. C'est dans cette zone que le comportement d'élasticité peut varier en fonction de la pression magmatique.

La figure (III.9) montre que la variation de vitesse sismique est observée à son maximum à la station PUSV, la station la plus proche du sommet. D'après l'équation (III. 55), ce changement de 1.7 % correspond au changement minimal qui peut avoir lieu dans la zone de transition. Parce que la station PUSV se trouve déjà dans un site où il n'y a plus de champ de solfatare, nous pensons que le changement de vitesse se produit dans un rayon de moins de 1 km du centre de l'activité volcanique.

III.8.9. Facteur Q

Dans le chapitre 2, nous avons abordé le thème de l'atténuation. En principe, trois mécanismes régissent l'atténuation des ondes élastiques. Le facteur Q diminue avec :

1. la densité des fractures,
2. le mouvement du fluide interstitiel,
3. l'hystéresis des contacts entre les grains (Sharma et Tutuncu, 1994).

L'augmentation de la pression peut diminuer la densité de fractures et fermer quelques fractures préexistantes. Dès que quelques fractures se ferment, le mouvement de fluide lors du passage de l'onde est plus limité. Dans le cas du Merapi, nous avons trouvé que le facteur Q et la vitesse V augmentent avant l'éruption. Cette augmentation du facteur Q et de la vitesse sismique montrent que la pression magnatique s'accroit mais sans jamais dépasser la résistance de la roche.

III.8.10. Evolution de la pression magmatique

Si la vitesse augmente avec la pression du magma, pour le Merapi, cette dernière commence à croitre en mai 1991, environ 9 mois avant l'éruption. La plupart des multiplets s'ont observé jusqu'en septembre-octobre 1991, donc pendant la période située entre mai et octobre 1991, ce sont les fractures préexistantes qui sont réactivées.

La pression n'est pas suffisamment élevée pour créer de nouvelles fractures. A partir d'octobre 1991, les séismes sont plus individualisés qu'auparavant, le phénomène de doublet est fortement réduit. Quatre mois avant l'éruption, on peut envisager que la pression commence à déclencher une nouvelle fracturation.

La disparition des multiplets dans les quatre mois précédant l'éruption ne nous permet pas de suivre l'évolution de la vitesse sismique jusqu'au stade ultime de l'éruption.

III.9. Comparaison avec la région tectonique

La variation de vitesse a déjà été montré auparavant en utilisant des sources artificielles. Dans une région tectonique, le résultat n'est pas toujours facile à mettre en évidence car le changement de vitesse est souvent trop petit. Par exemple, une expérience conduite avec une source "air gun" à proximité de la faille de San Andreas a montré que la variation ne dépasse pas une valeur de 0.1 % sur une période d'observations de 2 ans (Leary et Malin, 1982). Cependant, les auteurs ont observé la dépendence de la variation de vitesse en fonction de la profondeur. Une surpression de 1 bar à 500 m de profondeur peut faire varier la vitesse jusqu'à 0.1 %, par contre elle sera d'environ 0.01% à 2000 m de profondeur.

La difficulté d'utilisation des sources naturelles pour détecter la variation de vitesse a été réduite après l'application de la méthode de doublets (Poupinet et coll., 1984). En utilisant les séismes avant et après le séisme de Coyote Lake de 1979, Poupinet et coll. ont trouvé une diminution de la vitesse de l'ordre de 0.2%. Une étude similaire sur le séisme de Loma Prieta de 1979 a montré une baisse de vitesse de l'ordre de 0.3 % (Ellsworth et coll., 1992).

Haase et coll. (1995) n'ont trouvé aucune variation de vitesse en étudiant des séismes enregistrés par le réseau sismique d'Anza sur une période de 9 ans, d'octobre 1982 à avril 1992. Notons qu'au cours de cette période d'observation, il n'y a pas eu de gros séisme. Cette absence de variation avait été aussi observée auparavant à Parkfield (Nadeau et coll., 1992).

La variation de vitesse sismique avant et après un gros séisme n'est pas anormale, elle est due au changement de contrainte statique autour de la faille. Cependant, l'intérêt principal pour la prédiction est de trouver une variation de vitesse pendant la période précédant le séisme. L'étude menée sur des séismes qui ont lieu sur

une période de 10 ans précédant le séisme de Loma Prieta a confirmé qu'il y a pas eu de variation supérieure à 0.05% (Ellsworth et coll., 1992).

Tous ces résultats nous montrent que dans la région tectonique, il faut d'abord que cette région ait subi un gros séisme pour que l'on puisse observer une variation de vitesse. Lorsque la variation de vitesse n'est pas très significative, nous avons besoin d'une période d'observation suffisamment longue.

Le résultat obtenu sur le volcan Merapi montre que la variation de vitesse sismique dans la région volcanique active est 10 fois supérieure à celle de la région tectonique. En plus, le changement est beaucoup plus rapide, et une période d'observation plus courte peut permettre de détecter la variation de vitesse.

La variation dans la région volcanique est plus importante que dans la région tectonique et résulte de la compressibilité du milieu volcanique qui y est plus grande. La région volcanique est beaucoup plus jeune que la région tectonique. La compressibilité du milieu évolue avec le temps, le milieu est de plus en plus compacté et la densité de fractures diminue (Shaw, 1994).

La variation de vitesse importante sur le Merapi est dûe à l'utilisation de séismes très superficiels qui ne concernent que les roches les plus jeunes et les moins compactées du volcan. En plus, Le Merapi est un volcan très actif où les fractures préexistantes sont beaucoup plus nombreuses que dans une région tectonique.

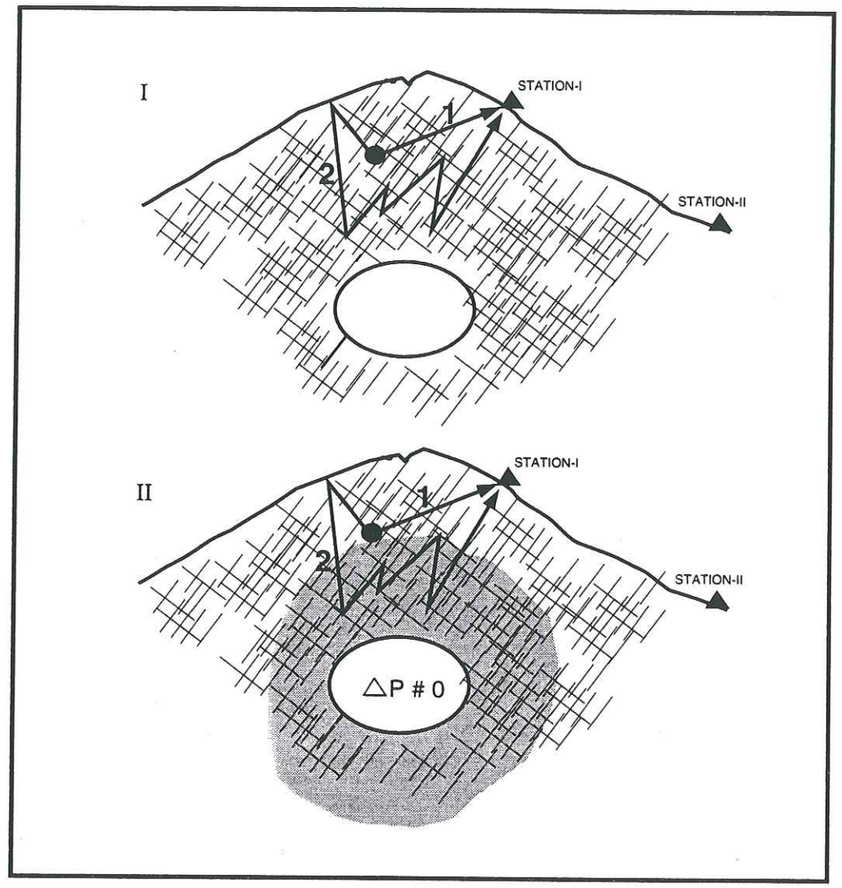


Figure III.13:
Changement d'état du milieu volcanique dû a l'augmentation de la pression dans la chambre magmatique. La région volcanique est considérée comme être très fracturée.

(I) l'état initial, un séisme se produit sur le point S qui génère l'onde direct "1" et l'onde de la coda "2" qui se propagent à une vitesse moyenne V.

(II) Quelque temps plus tard une surpression existe dans la chambre magmatique. La surpression n'est pas aussi élevée pour provoquer la naissance des nouvelles fractures. Par contre, cette surpression peut fermer certaines fractures préexistantes. La vitesse change donc de V à V+ΔV dans la zone affectée. L'onde de la coda "2" pour un séisme qui se trouve sur le même site qu'en état (I) arrive à la station plus tot.

CHAPITRE IV

FORMATION DU DOME DE 1994

IV.1. Introduction

L'activité du Merapi est souvent très localisée dans le cratère. Cette activité est souvent liée à la naissance, à la formation ou à la destruction de dôme. Depuis que l'activité du volcan a été décrite, le dôme est toujours un point central de l'observation visuelle. Selon Hartmann (1935), un dôme peut se former avant ou après une éruption. Le phénomène qui a eu lieu en octobre 1986 et que nous décrivons au paragraphe (II) est l'exemple d'une activité superficielle localisée sous le dôme. Les éruptions de 1984, et de 1992 se sont terminées par une phase finale de formation de dôme.

La Figure (I.4) montre que le plateau sommital est construit par des unités de lave: des dômes successifs sont formés pendant les cycles d'activité volcanique. Ils restent stable après leur formation. Nous pouvons alors imaginer qu'il y eu beaucoup d'autres dômes qui n'ont pas pu rester à leur place et qui se sont écroulés au pied du volcan. A une échelle plus courte, depuis l'éruption de 1961, l'activité du volcan a pris place dans le cratère. Dans ce cratère, il y a alternance permanente entre formation et écroulement de dômes.

Tout ces phénomènes nous montrent le besoin d'une surveillance du cratère, particulièrement des changements morphologiques du cratère et du dôme. La compréhension du comportement de cette partie du sommet est très utile dans le cadre de la surveillance du volcan Merapi. Lorsque le sommet du Merapi évolue rapidement par épanchement de lave, il faut étudier en détail la chronologie de formation des dômes. Pendant la crise de 1986, le MVO prenait une photo environ une fois par mois depuis un même site au bord sud du cratère (crête de Gegerbuaya). Nous appuyant sur cette expérience du MVO et conscients de la difficulté qui consiste à prendre des photographies nombreuses depuis le bord du cratère, nous avons opté pour des prises de vue à intervalle régulier depuis le pied du Merapi.

IV.2. Appareil utilisé

Notre choix a été d'utiliser un télescope longue-vue terrestre comme téléobjectif photographique. Par rapport à la méthode habituelle, lorsque le dôme est photographié depuis le sommet, l'utilisation d'un télescope a trois points importants:

1. Pour surveiller le dôme, il n'est plus nécessaire de monter au sommet du Merapi, sauf si nous voulons observer un détail sur la partie arrière du

dôme.

2. L'utilisation de l'appareil photographique est facile car c'est un appareil ordinaire et il n'y a pas de réglage particulier au niveau de l'objectif.
3. Des photographes du sommet peuvent être prises beaucoup plus fréquemment, ce qui assure une surveillance presque continue du sommet.

L'opération du télescope a commencé au mois de novembre 1993. Pour faciliter cette opération, l'appareil a été installé sur un trépied dans le minaret (18 m de hauteur) du poste d'observation de Ngepos situé à environ 12 km à l'ouest du volcan. Depuis ce minaret; grâce à sa hauteur, le volcan se voit sans avoir le problème de la végétation qui est très dense autour du volcan. Le choix de cette position est basé en principe sur le fait que l'activité du volcan est actuellement du nord-ouest jusqu'au sud-ouest, ou du secteur I au secteur VIII sur la carte de hasard du Merapi (Fig. V.1).

Le télescope utilisé est une longue-vue terrestre de type Celestron C-90 avec une longueur focale de 1000 mm et une ouverture de 90 mm. Sa dimension physique est de 20 cm de longueur et il pèse 1,600 kg. L'instrument est équipé d'un appareil photographique Nikon F801. Aucun filtrage chromatique n'est utilisé. Le film est un film couleur de 36 mm, qui peut donc être développé facilement presque n'importe où.

IV.3. Prises de vue

Cet appareil est destiné à observer la partie sommitale du volcan, particulièrement le dôme. Pour assurer la continuité de la surveillance, nous demandons à l'observateur d'effectuer une prise de photo chaque jour. Néanmoins, cette prise de vue journalière n'est pas possible:

1) lorsqu'il n'y a des nuages ou du brouillard couvrant le volcan.
2) lorsque le volcan produit des fumées très denses.

La qualité des photographies est meilleure lorsqu'elles sont prises l'après-midi; les rayons du soleil atteignent justement le flanc ouest du volcan et cela donne une image beaucoup plus détaillée que le matin. La meilleure heure est environ à 17.00. Cependant pour éviter la perte d'occasions de prises de vue, car les conditions météorologiques sont imprévisibles, nous prenons une photo dès que les nuages se dégagent, sans attendre jusqu'à la fin de l'après-midi. Très souvent, les nuages n'existent pas au début de la matinée, entre 5h00 et 7h00. Malheureusement, c'est une mauvaise heure pour prendre des photos parce que nous sommes dans une situation de contre-jour. A ce

moment là, on ne voit que la forme du dôme.

Le champ de vue est très étroit à cause de la longueur focale qui est très élevée. Il n'est donc pas possible de prendre l'image du sommet en une seule prise. Chaque mesure est un montage de trois prises superposées.

Une pellicule de 36 poses sert pour environ 12 jours au minimum dans de bonnes conditions météorologiques. Le développement du film est fait rapidement après qu'une pellicule est terminée.

IV.4. Résultats

Le première objectif de l'observation du dôme est de déterminer comment il évolue. Nous comparons donc des photos successives. Chaque photo est comparée avec la précédante afin de trouver les différences de morphologie du dôme, s'il en existe. Comme nous utilisons le même appareil et que celui-ci est placé au même endroit, il n'y a pas de problème d'échelle entre les photos. Cependant il reste toujours un problème, c'est que nous avons une image à seulement une dimension. Pour déterminer le volume du dôme, nous avons besoin de faire une estimation sur l'échelle est-ouest, la direction parallèle à l'orientation appareil-objet.

Les figures (IV.1) montrent quelques photos du sommet de décembre 1993 à décembre 1994. Cette série de photos couvre presque complètement le processus de formation du dôme de 1994, depuis sa naissance jusqu'à ce qu'il arrête de se développer et un photo du sommet après l'explosion. Malhereusement nous n'avons pas de photo d'octobre et de novembre 1994, deux mois avant l'événement du 22 novembre 1994.

A la fin du mois d'août, le dôme commence à se stabiliser. L'évolution du dôme depuis décembre 1993 jusqu'à août 1994 est résumée sur la figure IV.2.

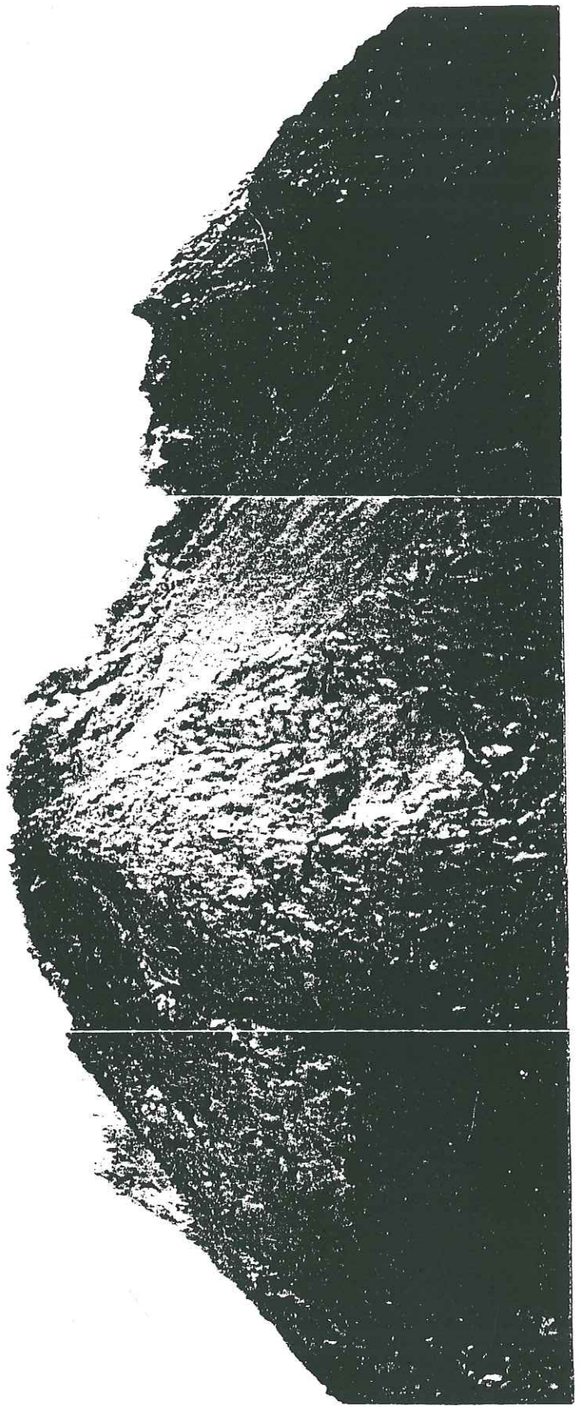
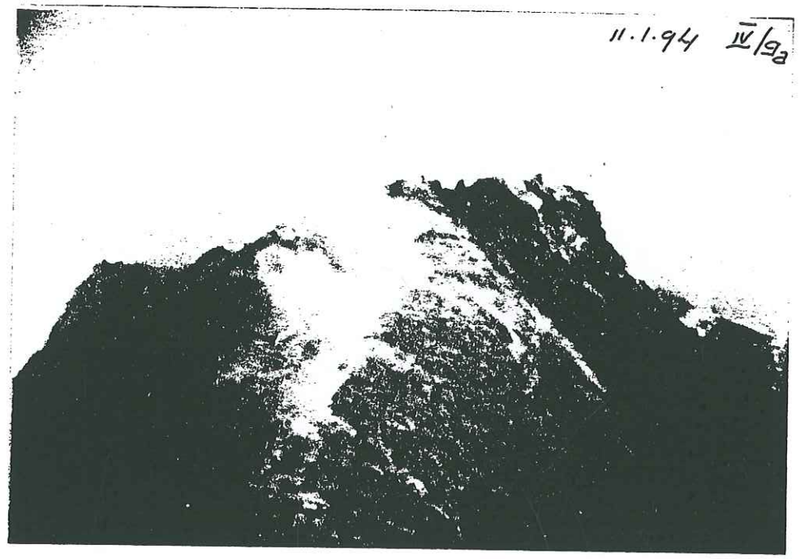


Figure IV.1. :
(a) Photographie du sommet prise le 31 décembre 1993 avec le Celestron C-90



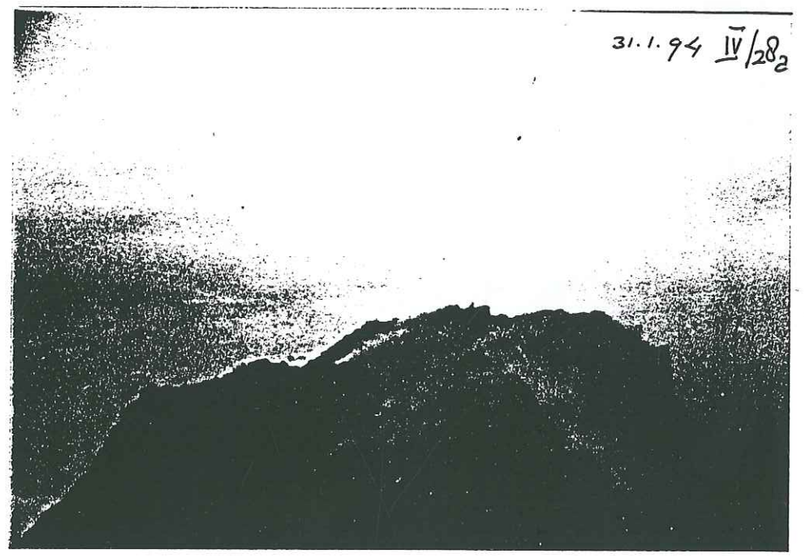
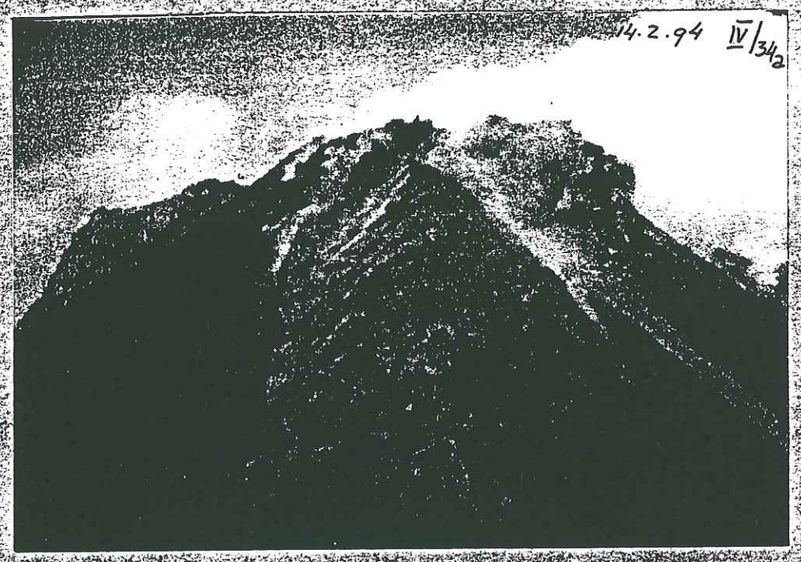


Figure IV.1 (suite) :
(b) Photographie du sommet prise le 11 janvier 1994 avec le Celestron C-90
(c) Photographie du sommet prise le 31 janvier 1994 avec le Celestron C-90



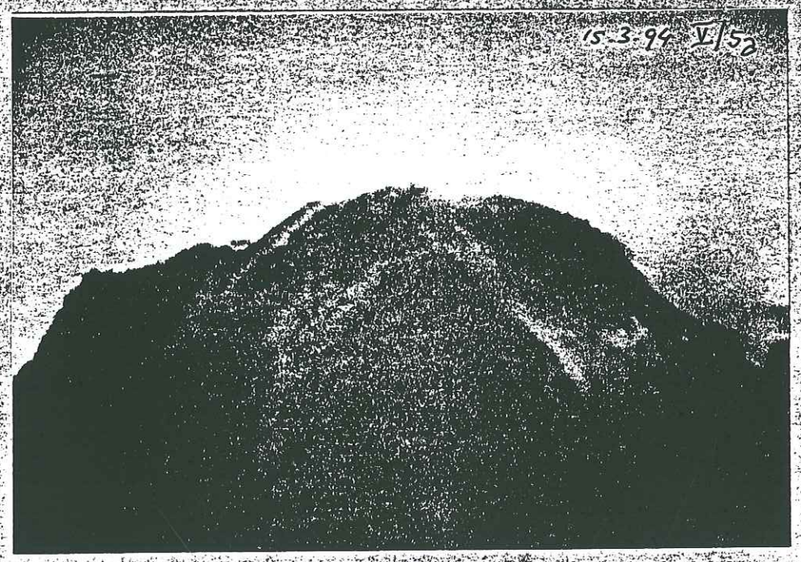
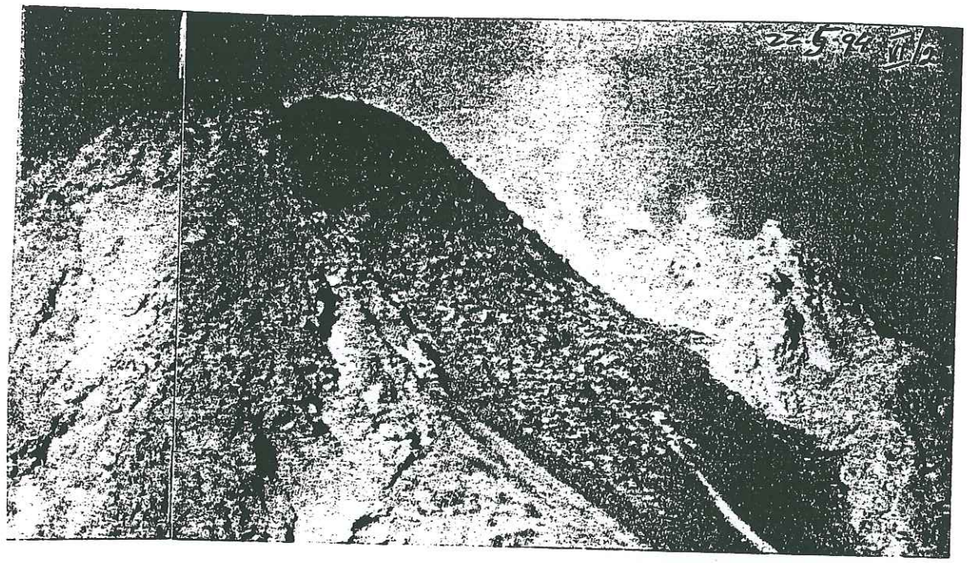


Figure IV.1 (suite) :

(d) Photographie du sommet prise le 14 février 1994 avec le Celestron C-90

(e) Photographie du sommet prise le 15 mars 1994 avec le Celestron C-90



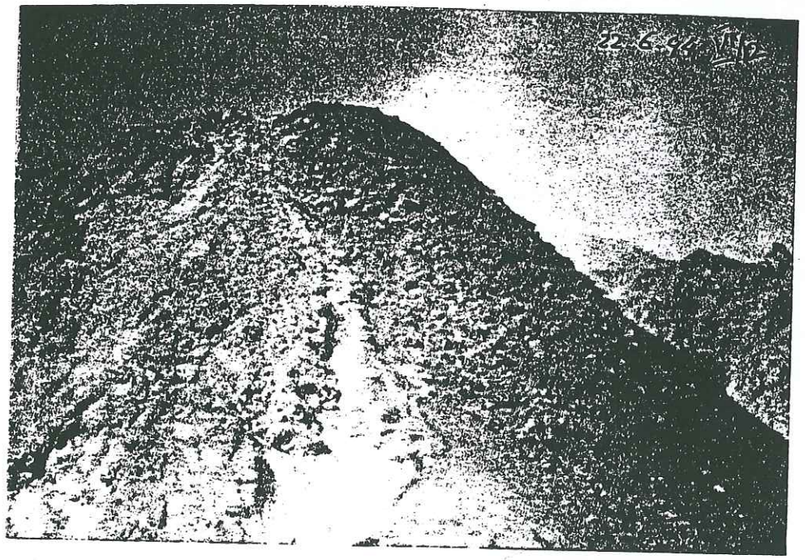


Figure IV.1 (suite) :

(f) Photographie du sommet prise le 22 mai 1994 avec le Celestron C-90

(g) Photographie du sommet prise le 22 juin 1994 avec le Celestron C-90

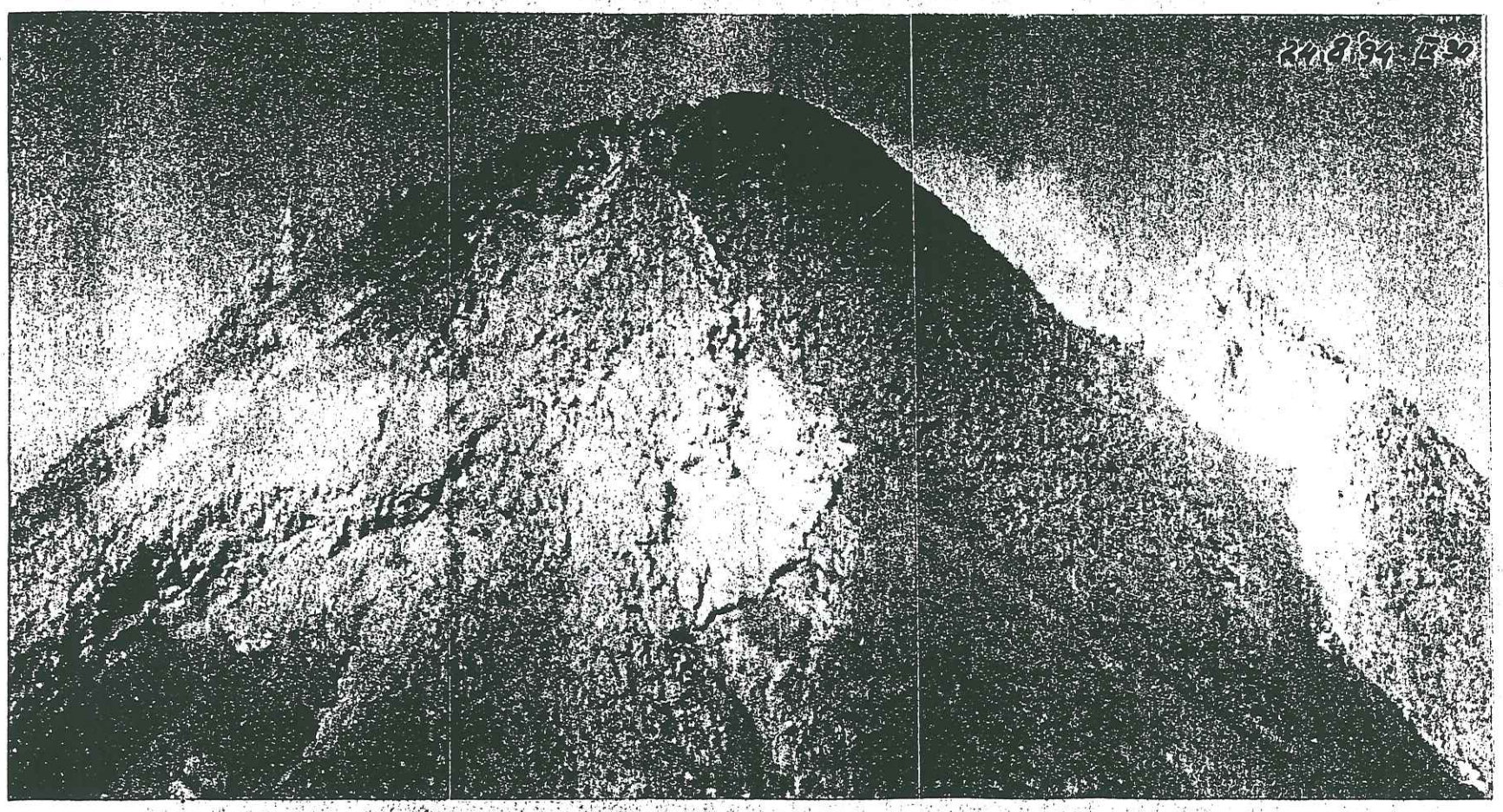


Figure IV.1 (suite) :

(h) Photographie du sommet prise le 24 août 1994 avec le Celestron C-90

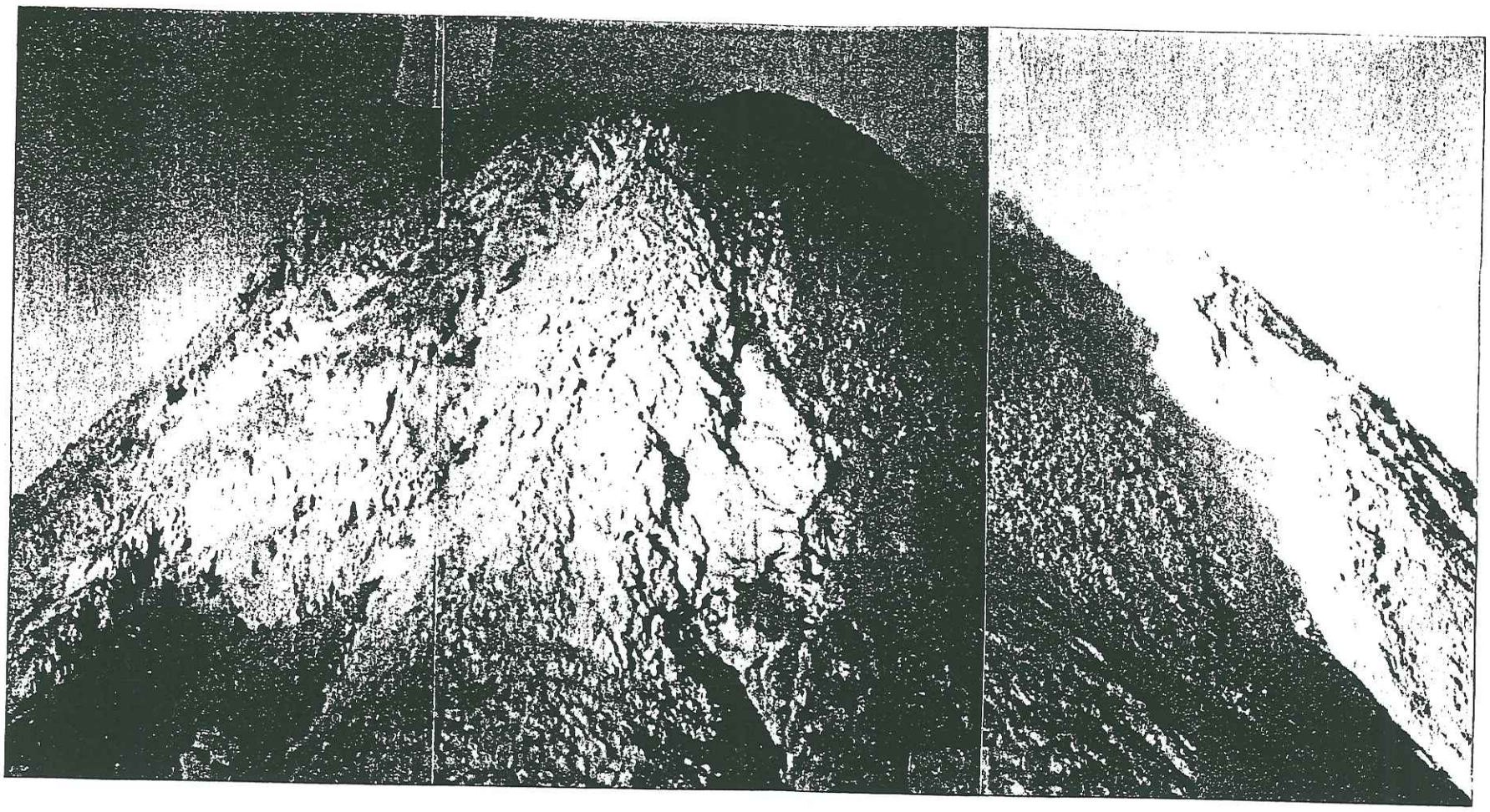


Figure IV.1 (suite) :

(i) Photographie du sommet prise le 10 septembre 1994 avec le Celestron C-90

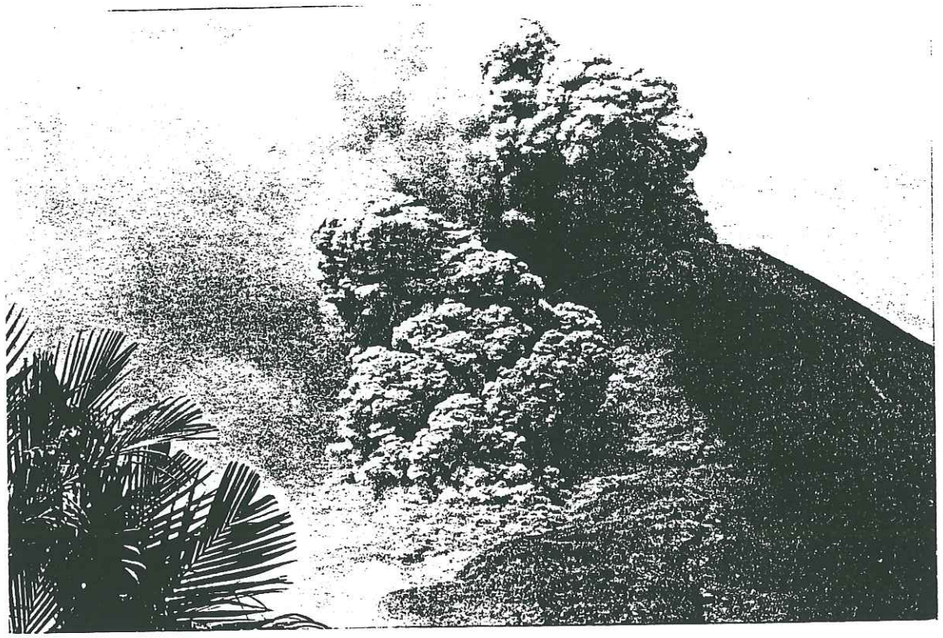


Figure IV.1 (suite) :

(j) Photographie d'une nuée ardente prise le 22 novembre 1994 depuis le Sud.

Figure IV.1 (suite):

(k) Photographie du sommet prise avec Celestron C-90 le 18 décembre 1994, 26 jours après l'explosion du 22 novembre 1994

IV.5. Les trois phases de la formation du dôme de 1994

Le dôme de 1994 était âgé de seulement un an depuis sa naissance jusqu'à l'explosion de novembre 1994. Grâce à l'appareil que nous avons installé et malgré une installation de courte période, nous obtenons une meilleure compréhension du mécanisme de sa formation. L'observation sur la variation de la hauteur du dôme, les séismes MP et les Gugurans, nous conduit à diviser la chronologie de la formation du dôme en plusiers étapes poursuivies. En générale, nous observons que la formation du dôme de 1994 s'est effectuée en trois phases (Fig.IV.2) :

1. *Mouvement lent d'un bloc actif de roche*

Cette phase couvre une période qui va de décembre 1993 jusqu'au la fin janvier 1994. Le début de l'activité a été marqué par la formation d'une fracture, le 7 décembre 1993, au sommet du dôme de 1992. Cette fracture est orientée est-ouest et forme une limite entre le dôme de 1992 qui est stable (à gauche de la fracture sur le photo Celestron) et un bloc en mouvement qui se trouve au flanc supérieur sud du dôme (à droite de la fracture). Le volume de la partie active est d'environ 90.000 m3. Jusqu'au 3 janvier 1994, le bloc actif se déplace vers le sud-sud-ouest à une vitesse de 0.18 m/jour. Le déplacement a été marqué par l'écartement de la fracture. Ensuite le mouvement s'accélère jusqu'à 0.5 m/jour (Fig.IV.3). Ce déplacement rapide a déstabilisé le bloc et a provoqué l'apparition de petites chutes de pierres. Il est alors difficile de faire l'estimation de la vitesse du mouvement parce que le front du bloc commence à tomber. Les chutes de pierres ont débuté par la formation de plans de cisaillement, dont l'orientation est perpendiculaire à la surface de glissement, puis une avalanche rocheuse s'est formée lorsque la partie frontale n'est plus en contact avec le reste du bloc. Lorsque nous comparons avec la situation du début du mois de décembre 1993, on aperçoit que le bloc s'est déjà déplacé d'environ 14.5 m. Pendant cette phase, nous avons donc remarqué trois étapes inséparables: un déplacement lent au début, un mouvement rapide et ensuite la création d'avalanches. La formation des avalanches indique que la roche ne supporte plus le mouvement latéral donc des fractures perpendiculaires au plan de glissement et à la direction de mouvement se produisent.

2. *Naissance du dôme de 1994 et nuées ardentes d'avalanches*

Cette phase a été caractérisée par l' apparition fréquente de chutes de pierres, par des nuées ardentes et par une déflation comme l'indiquent des données inclinométriques. Le 14 février 1994, une nouvelle lave a été

observée et est sortie au niveau de la fracture. Cela donne l'impression que les avalanches s'intensifient et que cela est dû au nouveau dôme qui pousse le bloc et accélère le mouvement. La première nuée ardente, une petite nuée ardente d'avalanche, s'est produite le 27 mars 1994 et a dévalé le long du couloir d'avalanche jusqu'à 1.5 km du sommet. Du 9 mars au 8 avril 1994, des nuées ardentes se sont formées presque tous les jours. Une déflation d'environ 400 µradian a été enregistrée pendant cette période (Subandriyo, données MVO). Les enregistrements sismiques était dominés par les gugurans qui culminent au début du mois d'avril. L'écroulement de matériaux rocheux a creusé une gorge de 8 m de profondeur qui marquait la trajectoire des avalanches. Avant, la surface lisse du couloir d'avalanche se composait de sables non compactés et était lisse. La largeur de la gorge s'est accrue de 20 m le 12 mars à 50 m le 5 avril. La plupart des avalanches dévalent à l'amont de la rivière Bebeng, jusqu'à une distance maximum de 1.7 km. Il semble qu'il y ait équilibre entre le volume de lave sortant et les avalanches produites; donc la hauteur du dôme n'a pas augmenté. Jusqu'en mai 1994, le débit de la sortie de lave est d'environ 6500 m3/jour ou 0.075 m3/s. En fin avril, tout le bloc actif a descendu complètement et sa position est occupée par le nouveau dôme. Une part de la nouvelle lave forme le dôme, tandis qu'une autre s'écroule en remplissant la fosse dans le couloir d'avalanche.

3. *Accroissement rapide du dôme*

A ce stade, l'écroulement de nouvelle lave a rempli complètement la gorge dans la couloir d'avalanche. La stabilisation du talus a permis au dôme de se développer verticalement autant que latéralement. La longueur du dôme s'évolue plus rapidement que la huteur (Fig.IV.5). Nous notons la diminution du nombre d'avalanches au cours du mois d'avril. La première semaine de mai, il n'y a presque plus d'avalanches. Pendant la période mai-juin 1994, la vitesse d'accroissement vertical est plus rapide, environ 0.17 m/jour et ensuite elle diminue et se stabilise à 0.12 m/jour jusqu'en août 1994. La longueur du dôme le long du couloir évolue de 265 m en avril à 470 m en fin août. Par rapport aux deux phases précédentes, le débit de la sortie de lave est beaucoup plus important, environ 17.000 m3/jour ou 0.2 m3/s. Cependant, cette valeur reste plus petite que la valeur moyenne à long terme : 20.000 m3/jour (Allard, 1994). Le volume du dôme atteint environ 2.6 million m3 en août 1994.

Durant la phase d'accroissement rapide du dôme, nous avons observé l'apparition de séismes MP qui n'existaient pas pendant les deux phases précédentes, la réapparition d'avalanches et aussi la remontée de l'inclinaison. Environ 80 séismes MP se produisent par jour en mai et puis la fréquence

diminue jusqu'à moins de 20 séismes par jour. Nous remarquons que les séismes MP se forment le plus fréquemment au début de l'accroissement rapide du flux de lave, donc en mai 1994 lorsque la hauteur du dôme a augmenté d'environ 30 m.

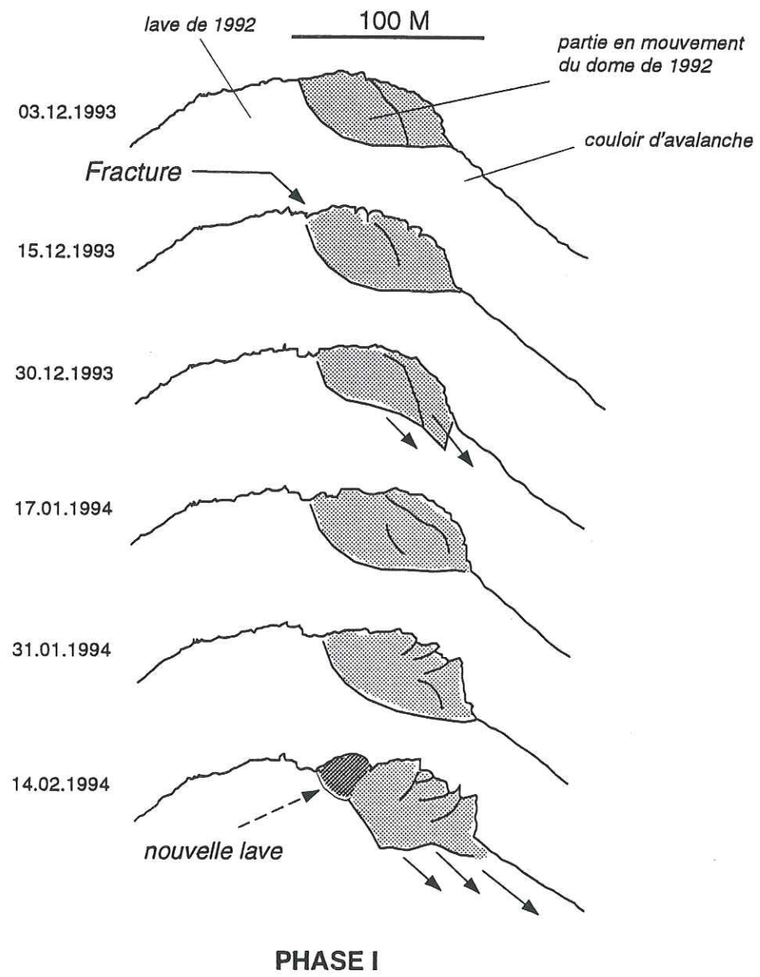


Figure IV.2. :

(a) Esquisse de la chronologie du changement de morphologie du dôme pendant la Phase I

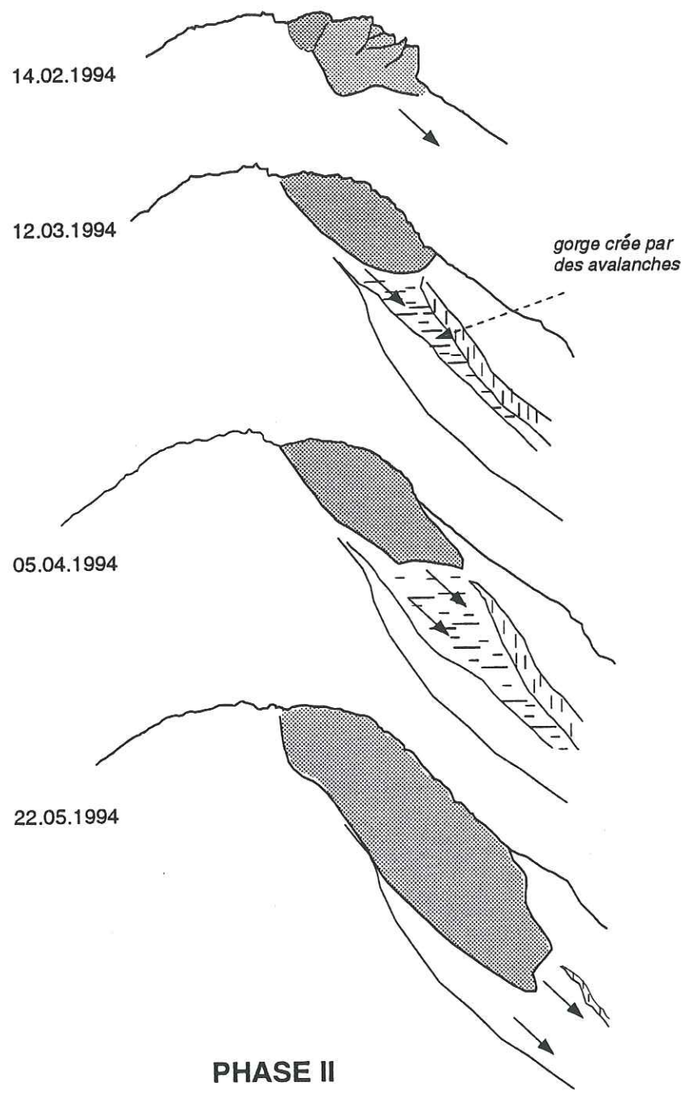


Figure IV.2 (suite) :

(b) Esquisse de la chronologie du changement de morphologie du dôme pendant la Phase II

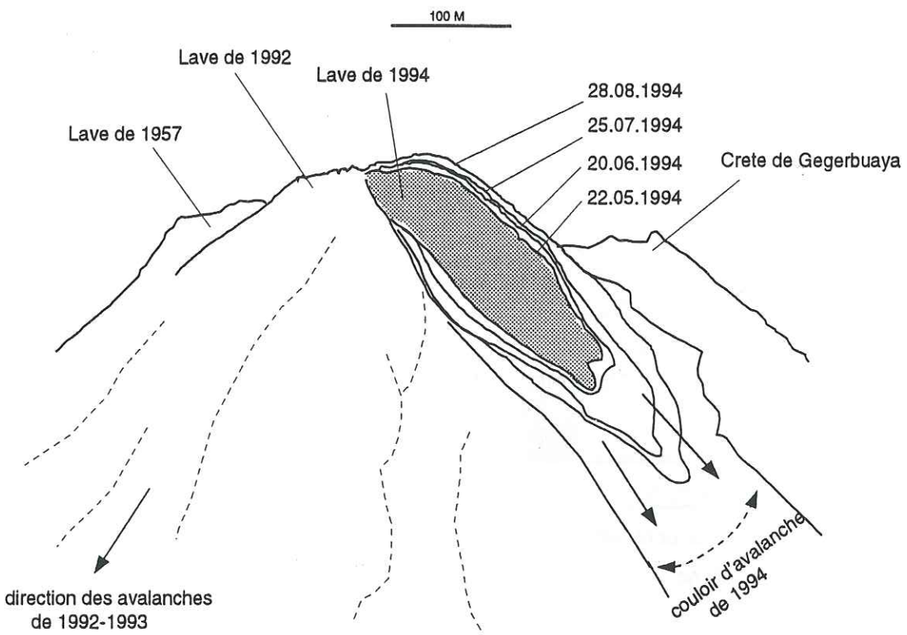


Figure IV.2 (suite) :

(c) Esquisse de la chronologie de la formation du dôme en 1994, Phase III

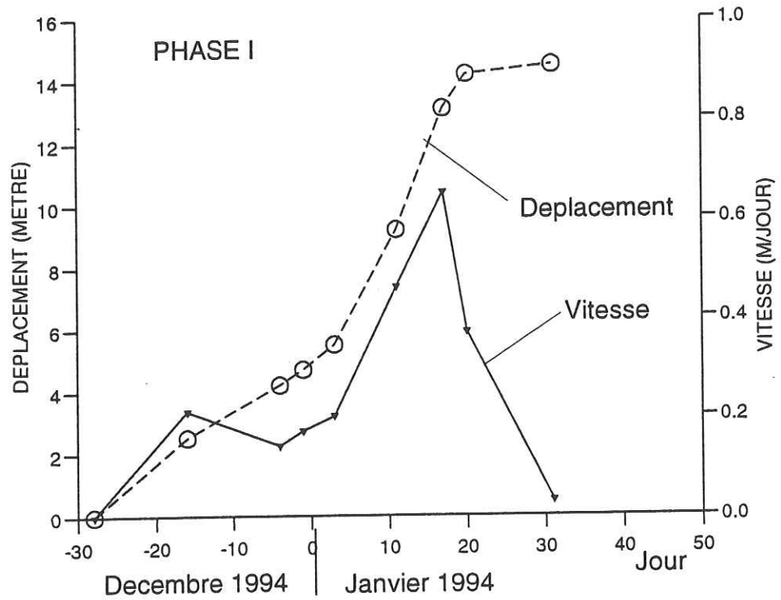


Figure IV.3. :

Déplacement lateral du bloc actif pendant la première phase de formation du dôme.

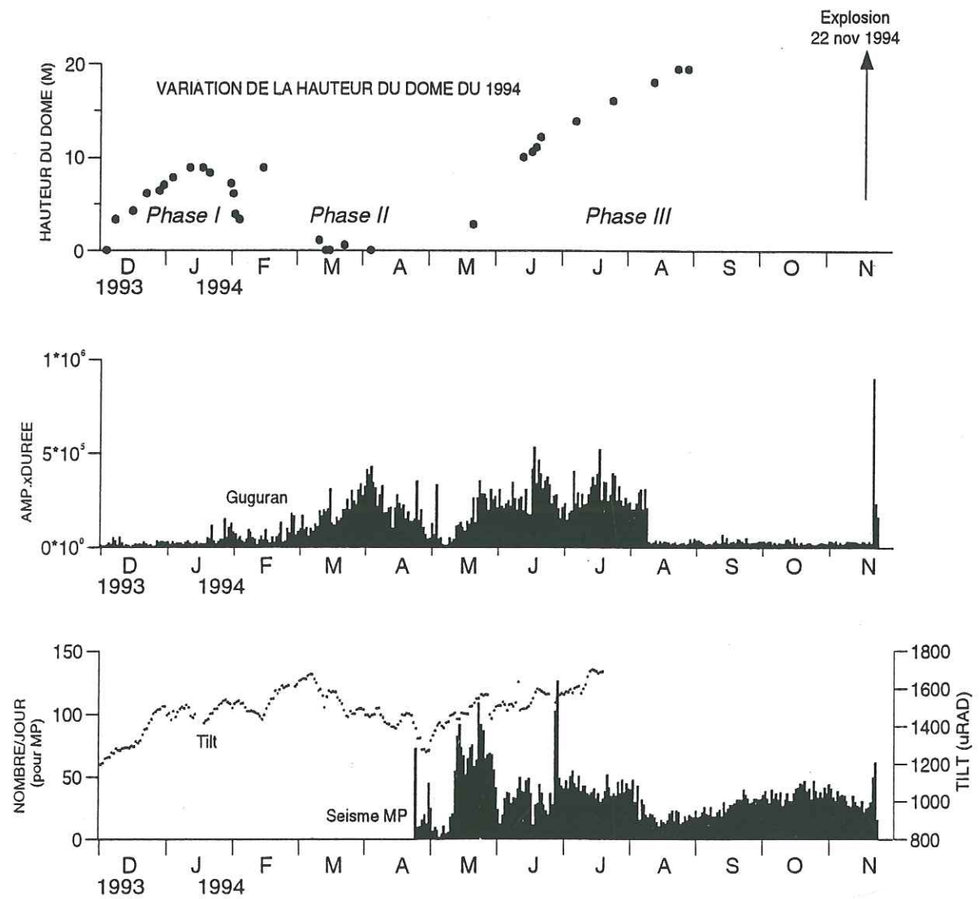


Figure IV.4. :

Variation de la hauteur du dôme mesurée par rapport à celle de décembre 1993. Les nombres de séismes MP et de gugurans sont presentés

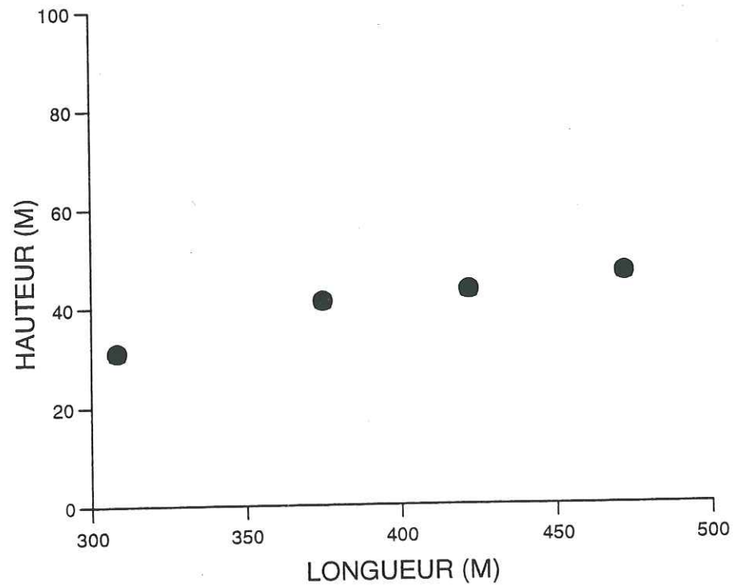


Figure IV.5 :
Relation entre la hauteur (H) et la longueur (L) du dôme de 1994. Cette figure montre que la longueur évolue plus rapidement que la hauteur.

IV.6. Mécanisme de la formation du dôme

IV.6.1. Types de dômes

La morphologie du sommet est très variée d'un volcan à l'autre. Il y a des volcans avec un lac dans le cratère, comme le Kelud ou le Mont Ijen. Il y en a d'autres avec un cratère profond sans lac. Et évidemment il y a ceux dont le cratère est occupé par un dôme: le Mont St. Helens, la. Soufrière et le Merapi en sont des exemples. Un dôme peut se former avant ou après une éruption ou même sans qu'aucune éruption ne l'accompagne. Selon leur forme, on distingue quatre types différents de dômes (Blake, 1990; Fig.IV.6) :

1. Dôme protrusion
2. Dôme péléen
3. Dôme surbaissé
4. Dôme coulée

Le dôme *protrusion* se forme lorsque la lave est très visqueuse. La forte viscosité empêche toute déformation latérale. Le diamètre du dôme est donc égal à celui du conduit magmatique. La hauteur peut être plus grande que le diamètre.

Le dôme *péléen* (le mot vient de la Montagne Pélée) a une forme pyramidale. La pente se prolonge par des carapaces solides qui donnent l'impression que le diamètre de la base est très supérieur à celui du conduit. Sur le sommet du dôme, il y a une aiguille dont le mécanisme de formation est similaire à celui du dôme de protrusion. Le rapport de hauteur (H) sur le rayon (R) est environ de 0.75. Une forte cohésion interne fait que la pression de gaz croît de façon élevée; c'est cela qui provoque l'explosion qui est très fréquente pour les volcans de ce type.

Le dôme *surbaissé* se produit lorsque la lave est moins visqueuse. Lors de la sortie du conduit, il se déforme facilement en formant une surface de bouclier. Le rapport H/R est faible, environ 0.3 pour La Soufrière en 1979 (Bourdier, 1994). Du fait que la cohésion interne est faible, le développement de boules de gaz dans le magma est moins freiné. La pression n'est donc pas suffisamment élevée pour créer une explosion cataclysmique.

Un dôme *coulée* se forme lorsque la lave sort sur une pente. Tout magma qui se met sur une pente a une tendance à couler. La taille latérale de la coulée est alors supérieure à sa hauteur. Blake (1990) a proposé deux mécanismes pour ce type dôme. Sur une pente faible, la lave sort en formant d'abord un dôme symétrique jusqu'à une certaine hauteur H_c. Des que H dépasse H_c, la lave commence à couler. La valeur H_c dépend de la cohésion interne de la lave.

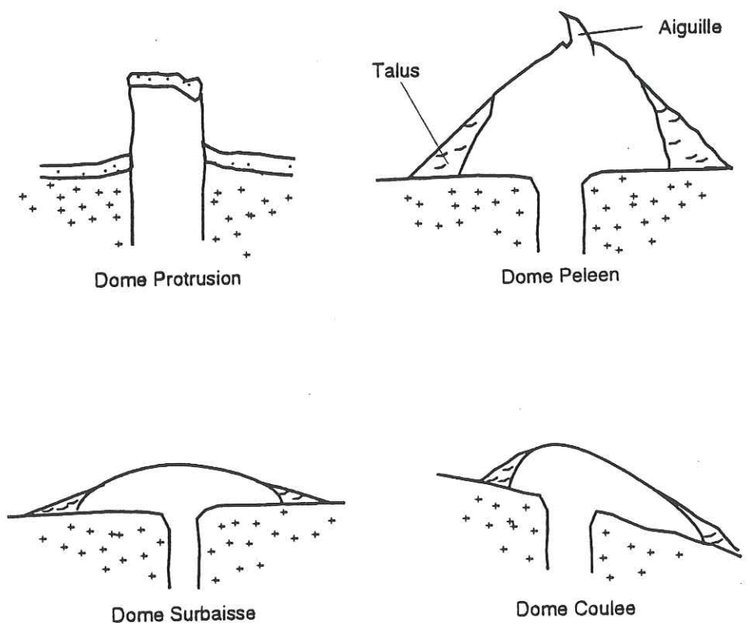


Figure IV.6 :
Les quatre différents types de dômes selon Blake (1990).

IV.6.2. Dôme du Merapi

Selon le critère de Blake évoqué ci-dessus, le dôme du Merapi est classifié comme un dôme coulée. Le dôme de 1994, par exemple, se place sur une pente très forte, environ 30°, qui donne facilement des avalanches et des chutes de pierres. Cette pente est proche de l'angle de repos Φ des éboulis sans cohésion qui est de 30° à 43°.

Les coulées de lave du sommet du volcan sont toutes sous forme de dôme coulée, particulièrement les dômes des années 50. Cependant, parfois le dôme peut avoir une forme symétrique, par exemple le dôme qui se produit juste avant l'éruption de 1992 (Photo IV.7, Jacques Tondeur, 1992). Ce dôme pré-éruptif a une hauteur estimée de 40 mètres et un rayon de 70 m.

IV.6.3. Dôme surbaissé

En considérant un dôme symétrique comme un matériau plastique de Bingham, Blake (1990) a montré que la hauteur et le rayon du dôme peuvent s'exprimer comme suit:

$$H = c\ (h_o R)^{0.5} \qquad \text{(IV.1)}$$

ou

$$H/\sqrt{R} = c\ \sqrt{h_o}$$

où c est constant, environ égal à $\sqrt{2}$; h_o est une longueur dont la valeur dépend de la cohésion interne τ_o définie par

$$h_o = \tau_o / \rho g \qquad \text{(IV.2)}$$

ρ est la densité et g la constant de gravité. L'équation (IV.1) montre que la hauteur est une fonction linéaire de la racine du rayon. Pour un type de lave donné, le rapport $H/\sqrt{R}$ est constant. En appliquant cette relation au dôme symétrique pré-éruptif de 1992, nous trouvons donc un rapport de :

$$H/\sqrt{R} = 4.8 \qquad \text{(IV.3)}$$

En prenant $\rho = 2500$ kg m^{-1}, on obtient alors la cohésion interne :

$$\tau_o = 0.28 \text{ MPa} \qquad \text{(IV.4)}$$

Pour comparaison, la valeur de $H/\sqrt{R}$ est égale à 5.75 pour le dôme de la.Soufrière. La valeur de cohésion est environ identique à celle de la Soufrière qui est de 0.26 MPa (Blake, 1990) et du Galunggung 0.23 MPa.

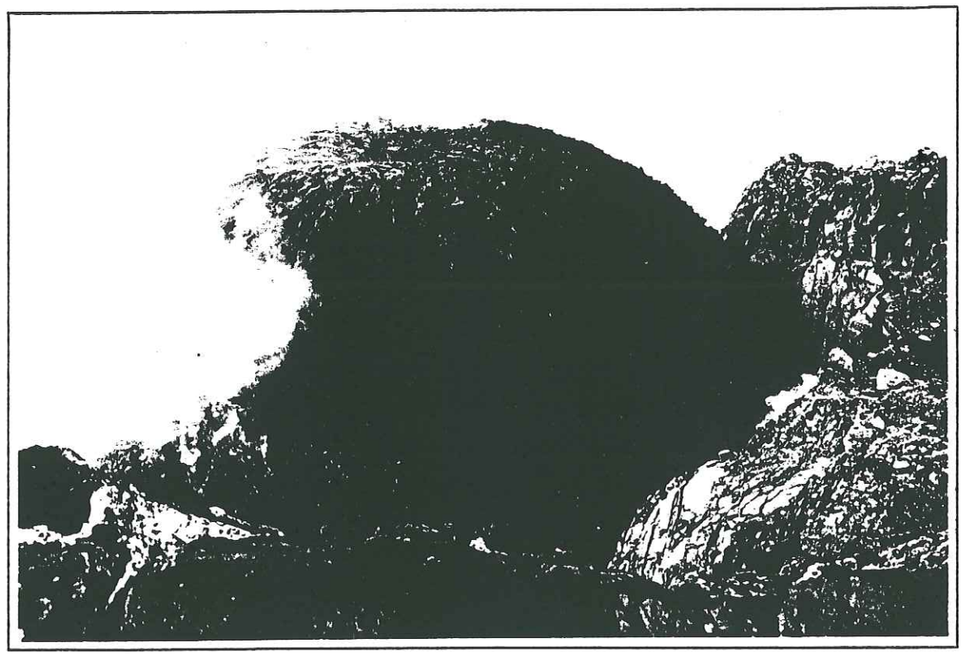


Figure IV.7 :
Photo du dôme du Merapi le 31 janvier 1992 prise deux jours avant l'éruption de 1992 (photographie J. Tondeur, 1992).

IV.6.4. Effet de la pente

Le magma qui sort de l'orifice volcanique sur une pente θ va d'abord s'étaler comme un dôme symétrique et ensuite à partir d'une certaine hauteur, Ho, il commence à s'évoluer comme un dôme coulée. La pression sur la base du dôme est égale à $\rho g H \sin\theta$ qui doit être inférieur à τ_o pour qu'il ait une forme symétrique. Il y a donc une hauteur critique Ho à partir de laquelle un dôme coulée se développe.

$$Ho = \tau_o/(\rho g \sin\theta) \qquad \text{(IV.5)}$$

Pour le cas du Merapi, avec θ=30°, la hauteur critique est

$$Ho = 23 \text{ mètres} \qquad \text{(IV.6)}$$

L'évolution du nouveau dôme commence à partir du début du mois de mai 1994. Le processus qui a eu lieu pendant les trois semaines de mai s'est passé très rapidement. Pendant cette période, le sommet est presque toujours couvert par des fumerolles qui empêchent la prise de photos fréquentes. Nous n'avons donc pas pu suivre exactement comment la lave sort tout au début de la formation du dôme. Le 22 mai 1994, l'observation sur les photos montre que le dôme à une hauteur d'environ 30 mètres. Le dôme du Merapi a une hauteur qui est montée jusqu'à environ 47 mètres.

IV.6.5. Variation temporelle de la hauteur

Le dôme croît lorsqu'il y a une surpression dans la chambre magmatique, même qu'elle n'est pas assez grande pour déclencher une explosion. La pression initiale P_i dans la chambre magmatique au début de la formation du dôme est:

$$P_i = P_{atm} + \rho_r g Hc + \rho g h + \Delta P \qquad \text{(IV.7)}$$

où P_{atm} est la pression atmosphérique, ρ_r est la densité du corps du volcan, Hc est la longueur du conduit, ρ est la densité de la lave et ΔP est la surpression initiale. En fait c'est la surpression ΔP qui joue le rôle de force motrice dans le processus du mouvement du magma vers la surface. La pression à l'extrémité du conduit P_f est:

$$Pf = P_{atm} + \rho g h \qquad \text{(IV.8)}$$

La différence entre Pi et Pf determine le débit de magma montant. Un autre facteur est la flottabilité qui dépend du contraste de densité entre le magma et la roche qui l'entoure. D'un autre côté, la présence du dôme pendant la sortie de la lave a pour effet de diminuer la surpression effective. Le flux de masse Q le long du conduit peut être exprimé par (Jaupart, 1992):

$$Q = \frac{\pi a^4 \rho_a}{8 \mu} \left\{ \frac{\Delta P + (\rho_r - \rho_a)\, g H_c - \rho_a g h}{H_c} \right\} \qquad \text{(IV.9)}$$

où a est le rayon du conduit, ρ_a est la densité du magma, μ est la viscosité. Dans le cas où ΔP est très importante par rapport à la flottabilité, et la hauteur du dôme est négligeable par rapport à H_c, l'équation devient celle de Poisseuille pour les écoulements de fluide visqueux dans des tubes de faible rayon lorsque les gradients de pression sont modérés (Germain et Muller, 1986) :

$$Q = \frac{\pi a^4 \rho_a \Delta P}{8 \mu H_c} \qquad \text{(IV.10)}$$

Pour le cas du Merapi, le dôme de 1994 n'est pas symétrique. La figure (IV.5) montre la relation entre la hauteur et la longueur du dôme. Nous avons seulement un nombre de points limité parce que souvent les photos de l'ensemble du sommet n'ont pas pu être prises. Nous n'avons alors qu'une partie du dôme vers le sommet, donc la longueur du dôme ne peut pas être mesurée. Le dôme croît le long du couloir d'avalanche, donc la longueur est beaucoup plus grande que la hauteur. Pour la simplicité on suppose que le dôme a une forme un demi ellipsoïde avec des axes x, y, z égaux à:

$$x = 8\,h, \qquad y = 1.5\,h, \qquad z = h \qquad \text{(IV.11)}$$

avec z perpendiculaire à la base du dôme. Le volume V est donc

$$V = 8 \pi h^3 \qquad \text{(IV.12)}$$

On obtient alors

$$Q = 24 \pi \rho_a h^2 (dh/dt) \qquad \text{(IV.13)}$$

La variation de hauteur du dôme de 1994 est présentée sur la Figure (IV.8) depuis la formation du dôme le 22 mai 1991 jusqu'à 28 août 1994. On voit que la hauteur du

dôme varie plus rapidement au début de sa formation et qu'ensuite la vitesse de croissance verticale diminue et la hauteur se stabilise vers la fin du mois d'août. Par (IV.13) la hauteur qui se stabilise indique qu'il n'y plus d'apport de lave. Cela signifie que la surpression est nulle, composée par la hauteur du dôme. Cette variation est presque identique à celle qu'obtenue Jaupart (1992) sur la Soufrière.

Nous allons essayer d'estimer la surpression ΔP en utilisant l'équation (IV.9) qui peut s'écrire autrement:

$$\Delta P = \frac{8 \mu H_c \Theta}{\pi a^4} - \Delta\rho\, g H_c + \rho_a g h \qquad \text{(IV.14)}$$

où Θ est le flux volumique, $\Delta\rho$ est le contraste de densité entre le corps du volcan et le magma.

D'abord nous sommes obligés d'estimer la viscosité du magma. Entre les mois d'avril 1994 et de septembre 1994, le Merapi peut être considéré comme produisant une éruption non-explosive, une sorte de coulée de lave qui crée le dôme de 1994. L'explosivité de l'éruption est étroitement liée à la présence du dôme, dans le sens où un volcan avec un dôme de lave a souvent des éruptions explosives (Newhall et Melson, 1983). Cette observation est en fait liée à la viscosité du lave. La création du dôme peut avoir lieu si la viscosité de la lave est supérieure ou égale à 10^8 poise (10^7 Pa.s) (Walker, 1973). Le Merapi est donc un cas particulier: il a un dôme mais l'éruption n'est pas explosive. Nous pensons donc que la viscosité de la lave du Merapi est, elle aussi, supérieure ou égale à la valeur limite pour que la formation du dôme puisse avoir lieu, soit de 10^7 Pa.s.

L'explosivité dépend de la pression de gaz dans le magma. L'existence d'une éruption non explosive indique que les bulles de gaz croissent facilement, donc que la pression de gaz n'est pas différente de celle du magma. Dans ce cas là, il est nécessaire que la viscosité soit inférieure à 10^8 poises (Spark, 1978). Comme le Merapi n'est pas un volcan explosif, la viscosité de la lave devrait être inférieure à 10^8 poises.

Deux conditions, la première sur la formation du dôme et la seconde sur la non-explosivité de l'éruption, nous conduisent à une estimation de la viscosité de la lave du Merapi d'environ 10^8 poises (ou 10^7 Pa.s). C'est la valeur de la viscosité à l'extrémité de la cheminée. En prenant la température du gaz sur la solfatare de Gendol (Fig.III.12) comme représentative de la température du magma juste avant sa sortie du conduit, cette

viscosité correspond à une température d'environ 850°C.

Le flux Q peut être estimé à partir des données de la hauteur du dôme. Avec l'équation (IV.11) nous pouvons calculer la variation temporelle du volume du dôme. Le résultat est présenté sur la figure (IV.8a). Au 22 mai 1994, la hauteur est environ de 30 m. et jusqu'au le 14 juin 1994 le volume augment par 615 220 m^3 soit un débit moyen Θ de 0.309 m^3 par seconde. En supposant que ρ_a est de 2500 kg/m^3, le flux de magma sortant Q est de 773 $kg.s^{-1}$.

La longueur du conduit, Hc, est supposée égale à 1000 mètres qui est donc une estimation de la profondeur du toit de la chambre magmatique déterminé à partir de la répartition des hypocentres de séismes VTA et VTB. En supposant que le rayon de la cheminée est d'environ 10 mètres, la vitesse de mouvement du magma dans le conduit est de 1 mm/s, soit 85 m/jour.

Si le mouvement du magma ne résulte que de la surpression ΔP, dans le sens que l'effet de différence de densité entre le magma et le corps du volcan (ou la flottabilité) est petit, et en faisant une substitution de tous ces paramètres dans l'équation (IV.13), on obtient

$$\Delta P = 1.5 \text{ MPa} \quad (\text{ou } 15 \text{ bars}) \qquad \text{(IV.15)}$$

Par contre avec un contraste de densité $\Delta\rho$ de 100 $kg.m^{-3}$, la surpression ΔP devrait

$$\Delta P = 0.5 \text{ MPa} \quad (\text{ou } 5 \text{ bars}) \qquad \text{(IV.16)}$$

Pour une chambre dont le centre se trouve sur une profondeur de 1.5 km, la pression lithostatique est de l'ordre de 35 MPa. La surpression dans la chambre magmatique du Merapi serait seulement d'environ 3 % la pression magmatique. Un faible ΔP peut montrer que le système volcanique est presque complètement ouvert. Un petit changement dans la chambre magmatique a un effet direct sur la surface et conduit à une formation de dôme.

La flottabilité est une force motrice majeure dans le manteau où le contraste de densité est important. C'est le seul facteur qui puisse faire monter le fluide magmatique vers la surface. Dans la zone superficielle, au dessus d'un km de profondeur, on peut imaginer que cet effet est moins important que celui de la surpression ΔP. Cette surpression diminue graduellement avec le volume de lave émis, jusqu'à une situation où ΔP retourne à zéro. C'est pourquoi il y a un moment où le dôme cesse de croître.

Pour une éruption effusive sans formation de dôme, la sortie de la lave se prolonge jusqu'à ce que la pression dans la chambre magmatique retourne à la pression lithostatique. Cependant, selon (IV.13), pour une éruption avec formation de dôme, lorsque le dôme atteint sa hauteur maximum, la pression magmatique ne retourne pas a l'état initial du début de l'activité. On arrive à un état où la hauteur du dôme peut compenser la surpression qui reste. Pour une hauteur maximale h_m, la pression à l'extrémité du conduit P_b est

$$P_b = P_{atm} + \rho_a g h_m \qquad \text{(IV.17)}$$

Comme h_m vaut 47 mètres pour le Merapi à la fin du mois d'août 1994, on a

$$P_b \approx 1.25 \text{ MPa} \qquad \text{(IV.18)}$$

dont 1.15 MPa due à la hauteur du dôme. La valeur de 1.15 MPa est la pression qui est prête a être libérée lorsque le dôme disparaît. Nous avons calculé que la surpression est de l'ordre de 1.5 MPa au mois de mai 1994. En supposant que la surpression au moment où la première lave sortait était de 2.0 MPa, la formation du dôme de 1994 a diminué la pression magmatique de seulement environ 0.9 MPa. C'est une décompression effective pendant la période de croissance du dôme de mai à août 1994. Le dôme de 1994 se stabilise au mois de septembre 1994. D'autres dômes anciens sont restés stables après leur formation, par exemple tout les dômes des années 50.

Le volume final du magma émis est d'environ 2.6 10^6 m^3, ce qui est beaucoup plus petit qu'au Kilauea (40-84 10^6 m^3, Tait et coll., 1989), à la Réunion (100.10^6 m^3, Bourdier, 1994), à la Soufrière (47.10^6 m^3, Huppert et coll., 1982).

Si la surpression dans la chambre magmatique est due à un nouvel apport de magma depuis la profondeur, le magma dans la chambre est compressé pendant du remplissage. D'autre part, la taille de la chambre magmatique augmente. La pression augmente de P à P+ΔP. Blake (1981) a montré que le volume du magma injecté dans la chambre, Ve, est en fait petit par rapport au volume de la chambre magmatique:

$$\frac{Ve}{V} = \frac{\Delta P}{b}(1+s) + s \qquad \text{(IV.19)}$$

où b est le module d'incompressibilité du magma et s est l'expansion volumétrique. Dans beaucoup de cas s est un facteur important dans l'activité volcanique, mesuré en général grâce à la déformation du volcan (Mogi, 1958; Ishihara, 1990).

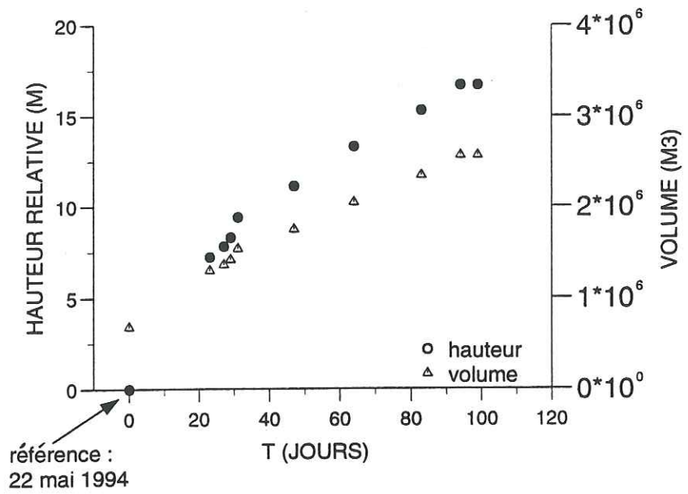


Figure IV.8a:
Variation de la hauteur et du volume estimé du dôme du Merapi de 1994

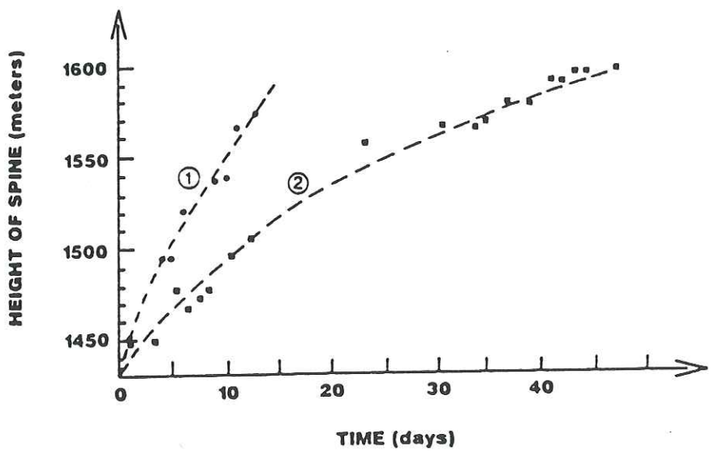


Figure IV.8b:
Variation de la hauteur de l'aiguille du Mt. Soufrière en 1979 (d'après Jaupart, 1992).

La présence d'une inflation et d'une déflation avant et après l'éruption montre que le corps du volcan est un milieu compressible. Il est souvent supposé que l'expansion du volume de la chambre magmatique est égale au volume de magma émis.

En utilisant une valeur typique du rapport Ve/V d'environ 0.001 (Blake, 1981), on obtient

$$V = 2.6\ km^3 \qquad (IV.20)$$

La valeur de Ve/V de 0.001 est une valeur typique pour des chambres magmatiques à une profondeur de plus 1 km, alors l'estimation du volume est une valeur maximale. Pour une chambre sphérique, il correspond à un rayon d'inférieur à

$$r \approx 850\ m \qquad (IV.21)$$

L'observation de la formation du dôme de 1994 confirme que la chambre magmatique du Merapi est petite.

IV.7. L'explosion de 1994

Le dôme de 1994 s'est effondré le 22 novembre 1994 lorsqu'il s'est démantelé en engendrant des nuées ardentes meurtrières (Fig.IV.19). Une série de nuée-ardentes s'est produite vers l'amont de la rivière Boyong, au sud-sud-ouest du volcan (Fig.V.1). La chaleur de la nuée a balayé la village de Turgo, près de la colline du même nom et a provoqué la mort de 70 personnes et beaucoup de blessés. Environ 20 personnes ont disparu. L'éruption a eu lieu à 10 heures locales. La nuée la plus destructrice s'est formée vers 11 heures, soit environ 1 heure après la première, et est descendue jusqu'à 6 km du sommet. Les dépôts chauds sont canalisés dans la rivière. Jusqu'à quelque jours après l'événement, des fumées se voyaient encore dans le fond de la rivière. La forêt du flanc sud-sud ouest du volcan a été complètement brûlée.

Nous avons estimé précédemment qu'avec une hauteur du dôme de 47 mètres, il y a une pression potentielle à la base du dôme d'environ 1.15 MPa. Une catastrophe peut se produire lorsqu'il y a une nouvelle surpression qui peut se former pour trois raisons différentes:

1. Par une nouvelle injection de magma dans la chambre magmatique. La surpression provient alors de la chambre magmatique. Si c'est le cas, l'état d'équilibre de tout le système volcanique sera modifié. Le processus est donc réinitialisé.

2. Par le développement d'une pression de gaz. Cela peut s'effectuer après une période de repos pendant le temps nécessaire pour que les composants volatiles soient libérés du fluide.

3. Par des avalanches et des chutes de pierres. Si les avalanches sont suffisamment grosses, le dôme peut perdre sa hauteur de façon brutale. Il s'agit ici d'une modification de l'état d'équilibre au niveau du dôme ou à l'extrémité du conduit. Si les avalanches font disparaître une partie du flanc du dôme, une petite explosion latérale peut se former.

La possibilité (1) est peu probable parce qu'il n'y pas de changement de la sismicité du volcan, particulièrement du nombre de séismes VTA et VTB. Le dôme atteint une période de repos à partir du mois de septembre 1994, environ 3 mois avant que l'explosion du 22 novembre 1992 n'ait eu lieu.

La croissance de la pression de gaz est donc une forte possibilité. Le développement de la pression de gaz peut se produire s'il y a une décompression, par exemple par la diminution de la pression lithostatique. Dans ce cas là, il faut un mouvement vertical, ce qui n'est pas le cas dans une situation où la lave est déjà en état d'équilibre.

Nous pouvons considérer que l'état du dôme était quasi-stable au mois de septembre. Le dôme n'était pas encore bien compacté et le conduit était encore ouvert. La hauteur du dôme était juste à la limite pour compenser la surpression dans le conduit. Une avalanche suffisamment volumineuse peut déstabiliser le dôme et ensuite la pression potentielle à la base du dôme de l'ordre de 1 MPa peut provoquer l'explosion du dôme tout entier. L'éruption a fait descendre tout le dôme de 1994 et a nettoyé la surface glissant sur la base du dôme. Nous pensons que la surface de glissement est le flanc du dôme de 1986 qui n'a pas été perturbé par le dôme de 1992.

IV.8. Les séismes d'avalanche et les séismes MP

Nous distinguons deux périodes de séismes Guguran (avalanches) au cours de l'année 1994: avant et après le mois de mai. Pour simplifier, nous les appelons la période I et la période II respectivement. La période I a été marquée par des séismes Gugurans et par l'accroissement lent du dôme sans séismes MP. Au cours de la période II, les deux types de séismes, Guguran et MP, se forment simultanément, la lave sort plus rapidement et le dôme s'agrandit verticalement et latéralement.

Le mois de mai est la période où les séismes MP se produisent avec la fréquence (statistique) la plus grande. Ensuite le nombre de séismes MP diminue graduellement. C'est une évolution caractéristique de la variation du nombre de séismes de ce type. En les comparant avec l'activité après l'explosion de 1984 et avec celle de 1986-1987, nous pouvons constater que de nombreux séismes MP ne se produisent que lorsqu'il y a un accroissement du dôme, soit sur une partie, soit partout. Ceci correspond encore à une période de début de formation du dôme.

En regardant la période qui suit l'éruption de 1984, nous observons un changement du régime d'écoulement de la lave sortant du conduit. Pendant une période de 10 jours après l'éruption, l'écoulement est plus liquide. La lave est directement transmise en avalanches rougeoyantes. Sur les sismogrammes, on observe un train de tremblements continus, une sorte de tremor d'avalanches sans arrêt. En fait, ce signal semble être le résultat de la combinaison entre des mouvements du sol causés d'une part par la sortie de la lave et d'autre part par les avalanches. Dans la période qui suit, le dôme se forme. La lave n'est plus transportée directement par les avalanches. Le flux de magma sortant est donc plus petit. Le signal continu se transforme en signal transitoire sous forme de séismes MP.

Un contrepoids, le poids du dôme lui-même, est semble-t'il nécessaire pour que les séisme MP se forment. Au début de la formation du dôme de 1994, le volume n'était pas encore suffisamment bâti, la lave sortait sans aucun obstacle, donc les séismes MP ne se produisaient pas.

Les avalanches de la période I ont leur origine dans les matériaux du dôme 1992. Donc, ce sont des avalanches gravitaires induites par la poussée de la lave. Par contre, à la fin de cette période, les avalanches sont formées de nouvelles laves. Dès que le dôme commence à se stabiliser le nombre d'avalanches diminue. Les avalanches qui se produisent dans la période (II) sont le résultat d'une sortie rapide de lave.

IV.9. Source possible des séismes MP

Les séismes MP sont difficiles à localiser parce qu'ils sont fortement atténués. L'amplitude la plus grande est observée à la station la plus proche du sommet, PUSV. Ceci indique que la source est très superficielle. Ils ne présentent pas pendant les deux premières étapes de la formation du dôme de 1994, même au moment où il y a un mouvement du bloc actif dans la partie supérieure du dôme de 1992 et lorsqu'il il y a des nuées ardentes. Cette observation conduit penser que ce type de séisme n'est pas lié à l'activité à la surface du dôme, par exemple à la formation de carapaces ou de fractures à la surface du dôme. Cette hypothèse est confortée par les observations faites en 1986-1987. De mai à août 1987, le changement de la morphologie de la partie superficielle du dôme de 1986 n'a pas engendré un nombre significatif de séismes MP.

Quelle est l'origine de ce type de séisme? Les séismes MP sont liés à la sortie de lave. L'absence de séismes MP juste au moment de la naissance du dôme de 1994 nous montre qu'un débit minimum de lave est nécessaire pour qu'il puisse se créer des séismes MP. Il y a deux origines possibles pour la formation de séismes MP, soit par fracturation des alentours du conduit, soit par libération d'énergie à la surface près de l'extrémité du conduit. La première semble peu probable parce que si c'était le cas, les séismes MP devraient se produire même avant une éruption, lorsque la pression du magma est suffisamment élevée.

Nous pouvons présenter la zone superficielle simple comme sur la figure (IV.9). Le mouvement d'un fluide visqueux dans un tuyau cylindrique de rayon R est souvent modélisé en prenant comme condition limite que la vitesse sur le parois est nulle, c'est à dire qu'il y a une continuité de déplacement sur les parois. Le front du fluide forme une courbure parabolique avec une vitesse maximale au centre du cylindre exprimée par : (Germain et Muller, 1986)

$$v(r) = \Delta P \, (R^2 - r^2) / 4 \mu \qquad \text{(IV.22)}$$

où r est la distance au centre du cylindre. Le gradient de vitesse est maximum près de la paroi. Plus la surpression est grande, plus ce gradient sera grand. On peut se poser la question de savoir si la condition limite reste toujours valable. Nous pensons que parfois une discontinuité de déplacement se produit sur la paroi: une libération d'énergie avec un certain intervalle de temps pourrait correspondre aux séismes MP. Pour une vitesse donnée, la friction sera d'autant plus importante que la viscosité est grande, ce

qui est raisonnable pour de la lave qui va juste sortir du conduit. Le rôle du dôme est d'augmenter la pression lithostatique. Comme la surpression est liée au flux du magma, les séismes MP apparaissent plus fréquents au moment où le débit de la lave sortant est important. Ce problème nécessite une étude beaucoup plus approfondie.

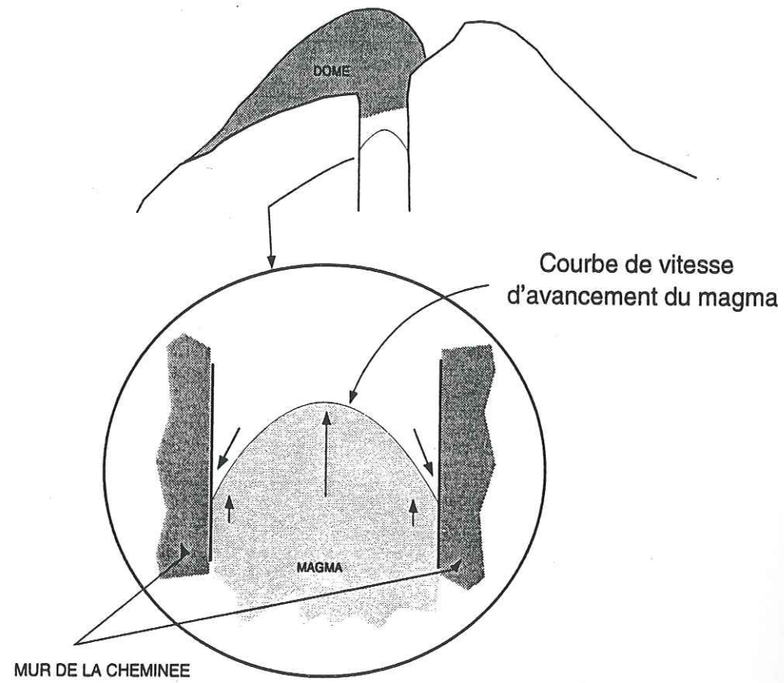


Figure IV.9. :
Esquisse de la partie supérieure du conduit du volcan Merapi

INTERPRETATION GENERALE

ET

INTERET POUR LA PREVISION VOLCANOLOGIQUE

V.I. Interprétation générale

Le Merapi est un volcan dont le cycle d'activité est très court. Ce cycle d'activité comporte une alternance de périodes de formation du dôme, des avalanches et parfois des petites explosions. Du point vue de la sismicité, le Merapi est un volcan à la sismicité réduite. A cause de ce faible nombre de séismes, la sismicité est un paramètre important pour caractériser l'activité. Néanmoins, à partir des observations sismologiques que nous avons faites grâce au réseau permanent mis en place avant l'éruption de juin 1984, il est évident que chaque cycle d'activité a un comportement différent. En principe, selon la similarité des sismogrammes, les séismes peuvent être groupés en trois catégories :

1. Séismes VTA et VTB
2. Séismes MP et gugurans
3. Séismes LP et tremors

Les séismes VTA et les VTB apparaissent pendant la même période. Il y a une forte probabilité pour que des séismes VTA fréquents soient accompagnés de séismes VTB. D'autre, il y a la même corrélation entre les séismes MP et les gugurans. Les occurrences de ces deux types d'événements ont une corrélation d'environ 0.87 sur une longue durée. Le troisième groupe est caractérisé par son contenu fréquentiel: séismes LP et tremors sont presque monochromatiques avec un maximum vers 1.5 Hz. Les trois groupes correspondent à des mécanismes différents les uns des autres.

Une règle générale de la volcanologie indique que les volcans qui ont une longue période de repos sont explosifs. Pour le Merapi, l'activité est presque ininterrompue. Depuis l'installation du réseau sismologique permanent, deux périodes de repos ont été observées, de 1985-1986 et de 1987-1988. Chaque période de repos dure environ un an, pendant laquelle le volcan ne présente aucune activité volcanique ni sismique. Cependant, la présence de cette période de repos ne signifie pas que l'éruption du Merapi qui suivra sera explosive. Les périodes de repos sont trop courtes pour que l'activité change le caractère.

En général, il a deux types de cycles d'activité: le premier cycle est accompagné de séismes VTA et VTB et le second ne comporte pas d'apparition de séismes VTA et VTB. Le cycle comportant des séismes VTA et VTB s'achève par une activité explosive même l'index VEI (Volcano Explosive Index) reste toujours inférieur ou égal à 3. Par contre,

l'activité ne comportant pas de séismes VTA et VTB correspond à la formation du dôme. Quelque soit le type d'activité, avec ou sans VTA et VTB, le dôme est un élément essentiel qui conditionne les dégâts qui peut être engendrés.

D'après des données enregistrées par le réseau sismique du Merapi, il est clair que les périodes qui sont précédées par des séismes VTA-VTB conduisent à des phases plus explosives que celles qui sont sans séismes de ce type.

La répartition des séismes VTA-VTB et l'analyse pétrologique (Berthommier et coll., 1992) donnent des preuves que le système volcanique superficiel du Merapi a une forte possibilité comporter une chambre magmatique à une profondeur d'environ 1.5 km du sommet. C'est une petite poche d'un volume inférieur à environ 2.6 km^3 ou si c'est une sphère, de rayon maximum de 850 mètres. La profondeur de la deuxième chambre magmatique ne peut pas être inférée à partir des données sismologiques seules car les séismes du Merapi sont trop superficiels. Néanmoins, cette seconde chambre doit être à une profondeur supérieure à 5 km.

Le processus conduisant à une éruption commence par une augmentation de la pression du magma dans la chambre. Cette augmentation de la pression est le résultat de l'apport d'un nouveau magma en provenance de la zone plus profonde. Si cet apport est suffisamment important, l'augmentation de la pression peut engendrer l'apparition des séismes VTA et VTB. Il peut donc arriver que l'éruption qui va se produire soit plus ou moins explosive. Les éruptions de 1984 sont un bon exemple de ce type d'activité. Par contre si l'apport est petit, la surpression provoquée dans la chambre magmatique n'est suffisante que pour amener le magma à sortir de la cheminée sans conduire à une activité explosive: c'est le cas de l'éruption de 1986 et de celle de 1992 par exemple.

La présence de séismes similaires parmi des séismes VTB, de doublets ou de multiplets, signifie que la surpression dans la chambre magmatique ou peut être aussi dans le conduit est suffisante uniquement pour réactiver les failles préexistantes. L'analyse des multiplets enregistrés montre que la vitesse sismique a augmenté d'environ 1.7% avant l'éruption de 1992. Cette observation implique que la surpression doit être supérieure à 2 Mpa. Ce changement de vitesse est très localisé environ vers le sommet du Merapi. La vitesse sismique commence à augmenter aux environs du mois de mai 1991, soit environ 9 mois avant l'éruption de 1992. La pression dans la chambre magmatique augmente progressivement jusqu'à environ 4 mois avant l'éruption et la vitesse fait de même. Pendant

les quatre mois précédant l'éruption, nous n'avons plus trouvé de séismes similaires ce qui signifie que la surpression était peut-être déjà trop élevée.

Bien que la méthode de détection du changement de vitesse sismique par l'analyse des doublets a déjà été utilisée dans des régions tectoniques (Poupinet et coll., 1984), l'analyse de doublets sismiques sur le Merapi présentée dans cette thèse est la première application dans le domaine volcanologique pour étudier la variation de vitesse avant une éruption. Le résultat montre que la variation de vitesse dans une région volcanique est dix fois supérieure à celle qui a été observée dans des régions tectoniques. Cette différence vient du fait qu'une région volcanique est beaucoup plus fracturée, donc plus compressible et que les variations de contrainte sont plus grandes dans un volcan. Du fait que la vitesse augmente avant l'éruption de 1992, la surpression n'a certainement pas provoqué la création de nouvelles fractures, donc la densité de fractures peut être considérée comme constante, au moins jusqu'à quatre mois avant l'éruption. La surpression a probablement comme effet de fermer certaines de ces fractures.

La méthode de la fenêtre mobile que nous avons utilisée est donc un outil efficace pour détecter un changement des propriétés physiques à l'intérieur d'un volcan. Cette technique fonctionne d'autant mieux que la station utilisée est plus proche de la zone active. Cette technique devrait contribuer importante à la prévision volcanologique du moins à la prévision à long terme. Il suffit d'avoir des séismes similaires pour utiliser cette méthode. La cohérence entre les séismes détermine la précision des mesures de variation temporelle.

Une autre méthode, celle de rapport spectral, a pour objectif de mesurer les changements du facteur de qualité au moment où la vitesse augmente. Elle ne montre pas de résultat aussi net que la méthode de la fenêtre mobile. Il est possible que les interférences entre les ondes P et S des stations proches du sommet empêche d'extraire l'information sur le changement du facteur de qualité. Il est indispensable d'avoir une distance source-station suffisamment grande. Comme les séismes du Merapi sont de faible magnitude, le rapport signal sur bruit devient trop faible sur les stations lointaines.

La formation du dôme de 1994 est considérée comme une période d'activité du Merapi moins intense que la période qui a conduit à l'explosion de 1984. Ce type d'activité est cependant un cas habituel pour le Merapi. La surpression dans le magma qui fait sortir la lave est inférieure à 2 MPa. La hauteur du dôme qui résulte de cette surpression est un paramètre important pour quantifier le volume de la lave qui sort de la cheminée et pour

savoir à quel moment la croissance est saturée. La formation du dôme s'arrête parce qu'il n'y a plus de surpression ou parce que la surpression est compensée par la hauteur du dôme.

La hauteur du dôme est un facteur critique qui détermine la stabilité du dôme. Après que la formation s'arrête, trois causes peuvent provoquer la chute du dôme: (1) un nouvel apport magmatique, (2) la pluie a un effet indirect et diminue le facteur de sécurité pour le glissement du dôme (3) des avalanches et des chutes de pierre au flanc du dôme.

V.2. Intérêt pour la prévision volcanologique

Le Merapi a une place très importante pour la population qui habite aux alentours. Son activité quasi-permanente; nous pouvons même dire qu'il est toujours en état d'activité élevée. En regardant les dégâts causés par le Merapi, la plupart sont causés par le déferlement de nuées ardentes, quelle soit explosive ou non-explosive. Nous avons remarqué dans l'introduction de cette thèse que la prévision volcanologique est liée à la recherche d'un ou de plusieurs paramètres variant en fonction du temps, selon le niveau d'activité du volcan. Il y a des paramètres qui varient avant une 'éruption, mais il y a aussi des paramètres qui ne commencent à varier qu'après une éruption. Nous sommes intéressés par ceux qui varient avant une éruption. On doit différentier entre deux catégories de prévisions: les prévisions à long terme (de l'ordre du jour) et les prévisions à court terme (de l'ordre du mois).

Dans le cas du Merapi, la surveillance sismologique est encore une technique importante pour la prévision, au moins pour déterminer le niveau d'activité du volcan. Souvent le nombre de séismes est utilisé comme un paramètre représentatif de ce niveau d'activité. Cependant, d'une période à l'autre, la sismicité a évolué de façon très différente. En prenant par exemple l'éruption de 1984 et celle de 1992, il est clair que du point de vue sismologique, ces deux cycles d'activité sont différents. La première a une période précurseur très courte, moins d'un mois, alors que l'autre a une période qui a duré plus d'un an. Pourtant ce sont deux éruptions comportant des séismes VTA et VTB. Il est donc encore difficile d'utiliser le nombre de séismes comme paramètre décisif pour la prévision, ni à court terme ni à long terme. Le problème est que nous ne connaissons pas quel est le niveau critique au-delà duquel le volcan peut être considéré dans un état critique ou près à exploser.

La méthode de la fenêtre mobile que nous avons appliquée sur les données de séismes précédant l'éruption de 1992 ouvre la possibilité de connaissance de l'état du volcan au moment où l'activité remonte. La vitesse sismique est un paramètre directement lié à la surpression dans la chambre magmatique. Nous pouvons considérer ce paramètre comme significatif pour la prévision à long terme.

Certaines catastrophes du Merapi sont presque asismique, comme par exemple la formation du dôme de 1994. La première sortie de lave n'est pas prévisible à partir des données sismologiques. Par contre, cet exemple a montré que la sortie de la lave n'est pas brutale: il y a une préparation de l'ordre de 5 mois, de décembre 1993 à avril 1994. Nous avons donc suffisamment de temps pour surveiller l'évolution du dôme.

Comme sur d'autres volcans, il y a un moment où le dôme commence à arrêter de croître. Lorsque la formation du dôme s'arrête, nous sommes confrontés à la question de savoir si le dôme va rester stable, comme les dômes des années 50, ou s'il va s'écrouler en engendrant des nuées ardentes qui peuvent être catastrophiques. Bien que de nombreux instruments soient installés sur le Merapi, on constate que l'écroulement du dôme est imprévisible à court terme.

La production d'une carte de risque est donc une nécessité. Le VSI a réalisé une carte qui divise la région autour du Merapi en zones habitables et en zones non habitables (Fig.V.1). Une zone non habitable a une forte probabilité d'être atteinte directement par des nuées ardentes.

Enfin, la surveillance sismologique ne suffit pas pour répondre au besoin de la prévision d'éruption sur le Merapi. C'est un moyen d'observation nécessaire et obligatoire qui doit être encore combiné avec d'autres observations géophysiques, géochimiques et visuelles afin de prendre une décision préventive concernant l'état du Merapi.

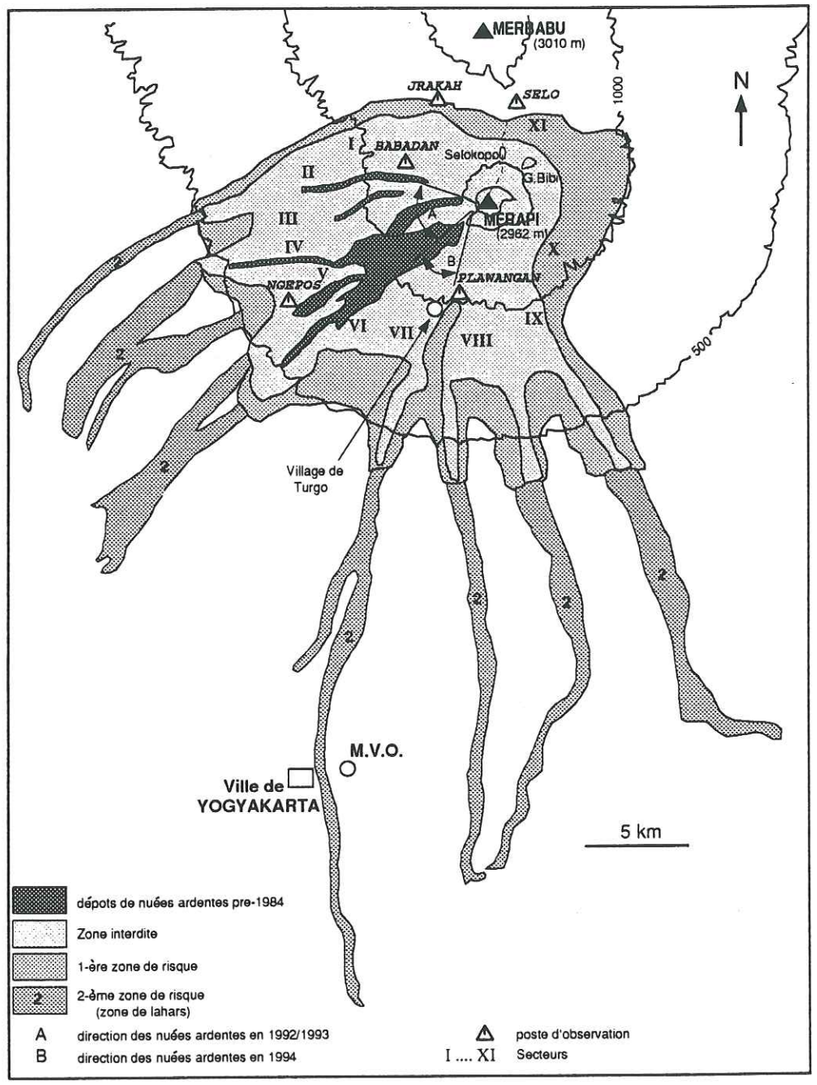


Figure V.1. :
Carte de risque de la région du Merapi (VSI)

V.3. Conclusion et perspectives

Nous avons fait une analyse des données sismiques du Merapi. En principe cette thèse a présenté trois parties :

1. La sismicité du Merapi.
   Dans cette partie, la variation de la sismicité est analysée. Les hypocentres des séismes VT nous donnent une idée du fonctionnement du système volcanique du Merapi. Avec une forte probabilité, la répartition des séismes implique la présence d'une chambre magmatique à une profondeur de 1.5 km.

2. Variation temporelle de vitesse
   Grâce à l'existence de séismes similaires parmi les séismes VTB, les multiplets, la méthode de la fenêtre mobile nous permet de suivre la variation de la vitesse sismique depuis environ une année avant l'éruption de 1992. Ce résultat montre clairement l'importance de l'enregistrement numérique dans la surveillance volcanologique, particulièrement en Indonésie, où la sismologie est l'outil principal de surveillance des 129 volcans actifs.
   La deuxième implication de nos résultats est que nous comprenons mieux le processus qui a lieu dans le volcan avant qu'il n'explose. Il y a une période pendant laquelle l'augmentation de pression a pour effet de fermer les fractures. La réactivation des fractures préexistantes est donc le processus dominant.
   Ce résultat montre la méthode de la fenêtre mobile peut être très utile pour contribuer la prévision volcanologique à long terme.

3. La formation du dôme de 1994.
   C'est la première fois que le dôme du Merapi a été surveillé de façon aussi fréquente. Un appareil simple peut nous donner une information importante, particulièrement sur la croissance du dôme et sur les phénomènes qui l'accompagnent. Le dôme est toujours un élément essentiel dans l'activité du Merapi. A cette étape la encore, nous sommes convaincus que les séismes MP sont étroitement liés au flux de lave dans le conduit et qu'ils se produisent à l'extrémité du conduit et non pas dans la partie superficielle du dôme.

Nous constatons qu'il y a encore beaucoup de problèmes à résoudre pour comprendre le Merapi, pas seulement du point de vue de la sismologie mais aussi dans toutes les disciplines.

Les séismes LF et les tremors n'ont pas encore été analysés en détail. C'est la même chose pour les séismes MP. Le principal facteur qui empêche l'analyse de ces types d'événements est le nombre trop limité de stations. Pour comprendre ces signaux, il nous faudra déployer des stations sismologiques autour et près du sommet, peut-être temporairement.

La prévision à court terme est encore un domaine de recherche immense. Par exemple, à quel moment le dôme peut-il s'écrouler: c'est une préoccupation majeure pour un volcanologue. Il faudrait trouver le moyen de détecter un changement de paramètre, même minuscule, qui permettrait d'avertir de la chute imminente du dôme. Comme le Merapi est un volcan dont l'activité est grande, il est possible d'y tester toute nouvelle méthode de prévision volcanologique.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Aki K., 1969. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, **74**: 615-631.

Aki K., 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**: 6496-6504.

Aki K. and B. Chouet, 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**: 3322-3342.

Ambeh W.B., J.D. Fairhead and G.W. Stuart, 1992. Seismotectonics of the Mount Cameroon Volcanic Region, West Africa. In: *Volcanic Seismology*, ed. by P. Gasparini, R. Scarpa et K. Aki, Springer Verlag, Berlin.

Anderson D.L. and C. Sammis, 1970. Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**: 41-50.

Anderson O.L., D. Isaak and H. Oda, 1992. High-temperature elastic constant data on minerals relevant to geophysiscs. *Reviews of Geophysics*, **30**: 57-90.

Bahar I., 1984. Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien: Le Merapi (Centre Java); cadre structural, pétrologie, géochimie et implications volcanologiques. *Thèse de 3ème cycle*, Montpellier.

Bardintzeff J-M., 1992. Magma mixing processes in volcanic contexts, a thermodynamic approach with the examples of St. Vincent Soufrière volcano, West Indies and Cerro Chiquito, Guatemala. *Terra Nova*, **4**: 553-566.

Bardintzeff J-M., 1992. *Volcanologie*. Masson, Paris.

Barker S.E. and S. D. Malone, 1991. Magmatic system geometry at Mount St. Helens modeled from the stress field associated with posteruptive earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **96**: 11883-11894.

Ben Menahem A. B-M. and S.J. Singh, 1981. *Seismic waves and sources*. Springer-Verlag, Berlin.

Berthommier P.C., 1990. Etude volcanologique du Merapi (Centre Java); Téphrostratigraphie and chronologie - produits éruptifs. *Thèse de 3ème cycle*, Clermont-Ferrand.

Berthommier P.C., 1992. I. Bahar, G. Boudon, G. Camus, A. Gourgaud, J. Lajoie and P-M. Vincent, 1992. Le Merapi and ses éruptions: importance des mécanismes phréatomagmatiques. *Bull. Soc. géol.Fr.*, **5**: 635-644.

Biot M.A., 1958. Theory of propagation of elastic waves in fluid saturated porous solid: I. Low frequency range II. High frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**: 168-191.

Blake S., 1981. Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature*, **289**: 783-785.

Blake S., 1984. Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger. *J. Geophys. Res.*, **89**: 8237-8244.

Blake S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. In: Fink J. ed., Lava flow and lava domes. Springer-Verlag, Berlin. 88-126.

Bourdier J-L., 1994. *Le volcanisme*. BRGM, Orleans.

Brune J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**: 4997-5009.

Cacceci M.S. and W.P. Cacheris, 1984. Fitting curves to data (the simplex algorithms the answer). *Byte*, **9**: 340-362.

Chotin P., A. Giret, J.P. Rampnoux, Sumarso, Suminta, 1980. L'île de Java, un enregistreur des mouvements tectoniques à l'aplomb d'une zone de subduction. *C.R.Som.Soc.Géol.Fr.*, **5**:175-177.

Clark V.A., B.R. Tittmann and T.W. Spencer, 1980. Effect of volatiles on attenuation (Q^{-1}) and velocity in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**: 5190-5198.

Coyner K.B., 1984. Effects of stress, pore pressure, and pore fluids on bulk strain, velocity, and permeability in rocks. PhD. Thesis, MIT.

Del Pezzo E. and D. Patané, 1992. Coda Q dependece on Time, Frequency and coda duration interval at Mt. Etna, Sicily. In: *Volcanic Seismology*, ed. par P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki, Springer Verlag, Berlin.

Deichmann N., and M. Garcia-Fernandez, 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, **110**: 501-517.

Dvorak J. and D. Dzurizin, 1993. Variations in magma supplay rate at Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **98**: 22255-22268.

Dvorkin J. and Nur A., 1993. Dynamic poroelasticity: A unified model with the squirt and the Biot mechanisms. *Geophysics*, **58**: 524-533.

Ellsworth W.L, A.T. Cole, G.C. Beroza, M.C. Verwoerd, 1992. Changes in crustal wave velocity associated with the 1989 Loma Prieta, California earthquakes. *EOS*, **73**: 360.

Endo E.T., S.D.Malone, LL. Noson, C.S. Weaver, 1981. Locations, magnitudes and statistics of the March 20 - May 18 earthquake sequence. The eruption of Mount St . Helens, Washington; pp. 93-107.

Fréchet, J., 1985. *Sismogenèse and doublets sismiques*. Thèse d'Etat, Univ. Sci. Technol. Médic. Grenoble.

Frémont M-J., 1984. *Mesure de variations temporelles des paramètres de la croûte terrestre and d'effets de sources par traitement de doublets de séismes*. Thèse de 3eme cycle, Univ. Sci. Médic. Grenoble.

Frémont M-J. and S.D. Malone, 1987. High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, **92**: 10223-10236.

Frémont M.J. and G. Poupinet, 1987. Temporal variation of body wave attenuation using earthquakes doublets. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **90**: 503-520.

Frisillo A.L. and T.J. Stewart, 1980. Effect of partial gas/brine saturation on ultrasonic absorption in sandstone. *J. Geophys. Res.*, **85**: 5209-5211.

Gardner G.H.F, M.P.J. Wyllie and D.M. Droschak, 1964. Effects of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic waves in sand. *J. Petrol. Technol.*, **16**: 189-198.

Gatland R., 1993. A weight-watcher's guide to least-squares fitting. *Computers in Physics*, **7**: 280-285.

Geller R.J. and C.S. Mueller, 1980. Four similar earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.*, **7**: 821-824.

Germain P., et P. Muller, 1986. *Introduction à la mécanique des milieux continus*. Masson, Paris.

Glangeaud F., 1981. Signal processing for magnetic pulsations. *J. Atmosph. Terr. Phys.*, **43**: 981-998.

Got J.L, G. Poupinet and J. Fréchet, 1990. Changes in source and site effects compared to coda Q^{-1} temporal variations using microearthquakes doublets in California. *Pageoph*, **134**:195-228.

Gutenberg B. and C.F. Richter, 1949. *Seismicity of the Earth*. Princeton Univ. Press.

Haase J.S., P.M. Shearer and R.C. Aster, 1995. Constraints on temporal variations in velocity near Anza, California, from analysis of similar event pairs. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**: 194-206.

Hamilton W., 1979. Tectonic of indonesian regions. *Geol. Surv. prof. paper, 1078*, Washington.

Hartmann M., 1935. Die ausbrüches des G.Merapi bis zum jahre 1883. *Nat.Tijd.voor Ned. Ind.*, **94**: 127-162.

Haskell N.A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **54**: 1811-1841.

Hill D.P., 1977. A model for earthquake swarms. *J. Geophys. Res.*, **82**: 1347-1352.

Huppert H.E., J.B. Shepherd, H. Sigurdsson, R.S.J. Sparks, 1982. On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the Soufrière of St. Vincent. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**, 199-222.

Hutchison C.S., 1976. Indonesian active volcanic arc: K, Sr, and Rb variation with depth to the Benioff zone. *Geology*, **4**: 407-408.

Ishihara K., 1990. Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano, Japan; In: *Magma Transport and Storage*, by: M.P. Ryan. John Wiley & Son Ltd.

Ishimoto M. and K Iida, 1939. Observations sur les séismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **17**: 443-478.

Iguchi M., 1994. A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **36**: 335-343.

Ito I., 1990. Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters-clustering of microearthquakes. *Tectonophysics*, **175**: 47-66.

Ito I., 1993. Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan. *Tectonophysics*, **217**: 11-21.

Jaupart C., 1991. Effects of compressibility on the flow of lava. *Bull. Volcanol.*, **54**: 1-9.

Jaupart C., 1992. The eruption and spreading of lava. In: Chaotic processes in the Earth Science, ed. by D.A. Yuen. *IMA Volumes in Mathematics and Its Applications*, **41**: 175-203.

Kanamori H. and D.L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**: 1073-1095.

Katili J.A, 1975. Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arc. *Tectonophys.*, **26**: 165-188.

Katili J.A. and A. Sudradjat, 1984. *Galunggung*, VSI, Bandung.

Kerinec F., 1982. Le Merapi, volcan actif d'arc insulaire (Java) : Pétrographie and géochimie des matériaux solides, implications géotectoniques. *Thèse de troisième cycle*, Orsay.

Kirbani S.B., 1990. Analysis of volcanic tremor at Mount Merapi (Central Java, Indonesia) in order to understand internal magma flow. *Thèse de S3 de l'Université de GadjahMada*-Yogyakarta.

Koyanagi R.Y. and G. Kojima, 1984. Evaluation of the radio telemetered seismic network at Merapi Volcano Observatory. USGS-HVO, Hawaii.

Lacroix A., 1904. *La montagne Pélée and ses éruptions*. Masson, Paris.

Leary P.C., P.E. Malin, 1982. Millisecond accurate monitoring of seismic travel times over 13- and 18-kilometer baselines. *J. Geophys. Res.*, **87**: 6919-6930.

Lee W.H.K, 1989. *Toolbox for seismic data acquisition processing and analysis*, IASPEI Software Library I.

Le Phichon X., J. Francheteau, J. Bonnin, 1973. *Plate tectonics*. Developments Geotectonics 6. Elsevier Sci. Publ. CO.

MacDonald G.A., 1972. *Volcanoes*, Prentice-hall Inc. New Jersey.

Malone S. D., C. Boyko and C.S.,Weaver, 1983. Seismic precursors to Mount St. Helens, Eruption in 1981 and 1982. *Science*, **221**: 1376-1378.

Mason W.P., 1979. Internal friction mechanism that produces an attenuation in the earth's crust proportional to the frequency. *J. Geophys. Res.*, **74**: 4963-4966.

Mavko G.M., 1979. Frictional attenuation: An inherent amplitude dependence. *J. Geophys. Res.*, **84**: 4769-4776.

Mavko G.M., 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**: 5173-5189.

McNutt, S.R., 1986. Observations and analysis of B-Type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **76**: 153-175.

Medina F., L. Gonzales, G. Guiterrez, R Aguilera and J.M. Espindola, 1992. Analysis of the seismic activity related to the 1982 eruption of the El Chichon volcano, Mexico. In: *Volcanic Seismology*, ed. par P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki, Springer Verlag, Berlin.

Minakami T., 1960. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earthq. Res. Inst,* **38**: 497-544.

Minakami T., S. Utibori, S. Hiraga, T. Miyazaki, N. Gyoda and T. Utsunomiya, 1970. Seismic and volcanic activities of Asama during 1934-1969. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **48**: 235-301.

Minakami T., S. Utibori, T. Miyazaki, S. Hiraga, H. Terao and K. Hirai, 1970. Anomalous distribution of the P arrival times and some information of the velocity of the P wave propagating through the volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **48**: 2431-489.

Mogi K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**: 99-134.

Mogi K., 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**: 125-173.

Nadeau R.M., M. Antolik, T.V. McEvilly, 1992. A search for temporal changes in the travel times and polarisation at Parkfield using earthquakes sources. *Seism. Res. Lett.*, **63**: 62.

Nelder J.A. and R. Mead, 1965. A simplex method for a function minimization. *Computer J.*, **7**: 308-313.

Newhall C.G. and S. Self, 1982. The volcanic explosivity index (V.E.I.) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, **87**: 1231-1238.

Newhall C.G. and W.G. Melson, 1983. Explosive activity associated with the growth of volcanic dome. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**: 111-131.

O'Connell R.J. and B. Budiansky, 1974. Seismic velocity in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, **79**: 5412-5426.

O'Connell R.J. and B. Budiansky, 1977. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, **82**: 5719-5735.

O'Hara S.G., 1989. Elastic-wave attenuation in fluid-saturated Berea sandstone. *Geophysics*, **54**: 785-788.

Okada Hm., 1983. Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activities. In: *Arc volcanism: Physics and Tectonic*, ed. D. Shimozuru and I. Yokoyama, Terra Scientific Publishing Co., Tokyo, 43-61.

Okada Hm., H. Watanabe, H. Yamashita and I. Yokoyama, 1981. Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**: 000 - 000

Poupinet G., W.L. Ellsworth, J. Fréchet, 1984. Monitoring velocity variation in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.*, **89**: 5719-5731.

Press W.H., B.P.Flannery, S.A. Teukolsky and W.T. Vetterling, 1986. *Numerical Recipes: The art of scientific computing*. Cambrigde Univ. Press.

Pruger A.F. and D.J. Gendzwill, 1988. Microearthquake location: A nonlinear approach that makes use a simplex stepping procedure. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**: 799-815.

Ratdomopurbo A., 1991. *Seismik dan sistim vulkanis G.Merapi I.* Official report, VSI.

Ratdomopurbo A., 1992. Etude de séismes de type-A du volcan Merapi (Indonesie). *Mémoire de DEA*, Grenoble.

Richter C.F., 1958. *Elementary Seismology*. W.H. Freeman and Co., San Fransisco.

Rundle J.B., 1993. Magnitude-frequency relations for earthquakes using a statistical mechanical approach. *J. Geophys. Res.*, **98**: 21943-21949.

Savage J.C., 1972. Relation of corner frequency to fault dimension. *J. Geophys. Res.*, **77**: 2049-2061.

Scholz C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of mocrofracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**: 399-415.

Sharma M.M. and A.N. Tutuncu, 1994. Grain contact adhesion hysteresis. *Geophys. Res. Lett.*, **21**: 2323-2326.

Shaw P.R., 1994. Age variations of oceanic crust Poissons's ratio: Inversion and a porosity evolution model. *J. Geophys. Res.*, **99**: 3057-3066.

Shimozuru D., T. Miyazaki, N. Gioda, J. Matahelemual, 1969. Seismic observation at merapi volcano; In: Volcanological survey of indonesian volcanoes, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, v:**47**.

Shimozuru D. and T. Kagiyama, 1989. Some significant features of pre-eruption volcanic earthquakes. In: *IAVCEI Proceedings in Volcanology I*, ed. J.H. Latter, Springer-Verlag, Berlin, 504-512.

Sibson R.H., 1982. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seosmol. Soc. Am.*, **72**: 151-163.

Simkin T. and R.S. Fiske, 1983. *Krakatau 1883: The volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Institution Press, Washington.

Singh S. and R.B. Herrmann, 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, **88**: 527-538.

Siswowidjojo S., 1989. Seismicity and other phenomena associated with the eruption of Galunggung volcano in West Java, Indonesia, in 1982/1983 and their volcanological implications. *Bull. Int. Inst. Seismol. Earthq. Engineering*, **23**: 433-466.

Sparks R.S.J., 1978. The dynamics od bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **3**: 1-7.

Spera F.J., 1984. Some numerical experiments on the withdrawal of magma from crustal reservoir. *J. Geophys. Res.*, **89**: 8222-8236.

Spletzler H.A. and D.L. Anderson., 1968. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. *J. Geophys. Res.*, **73**: 6061-6060.

Stocker R.L. and R.B. Gordon, 1975. Velocity and internal attenuation in partial melts. *J. Geophys. Res.*, **80**: 4828-4836.

Subandriyo, M-Ch. Supriati, Suharno, S. Subandini, 1992. The Merapi eruption viewed from seismic and deformation data and the lava doming process. *Indon. Assoc. Géolog.*, 21st Ann.Convention.

Sudradjat A., 1992. *Seputar gunungapi dan gempabumi.*, Bandung

Tait S., C. Jaupart and S. Vergniolle, 1989. Pressure, gas contents and eruption periodicity of shallow, crystallising magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**: 107-123.

Takeuchi S. and G. Simmons, 1973. Elasticity of water-saturated rocks as a function of temperature and pressure. *J. Geophys. Res.*, **78**: 3310-3320.

Tim G. Merapi, 1984. *Laporan singkat Letusan G. Merapi 15 Juni 1984: Bahay yang mungkin mengancam dan saran penanggulannya.* Official report, VSI, Bandung.

Tjetjep W., 1992. *Krisis aktivitas G. Merapi 1992.* Official report, VSI, Bandung.

Tjetjep W., A. Ratdomopurbo, Suharno, M.Ch. Supriati, D.A. Subandriyo and S. Sumarti, 1994. Preliminary account of the 1992 eruption of Merapi Central Java, Indonesia. In: *Japan-Indonesia joint research on natural hazard prediction and mitigation*. Kyoto Univ., Japan.

Tondeur J., 1992. *Chronologie de l'éruption du Merapi.* Report to DRM-DGGMS.

Toramaru A., 1989. Vesiculation process and bubble size distributions in ascending magma with constant velocities. *J. Geophys. Res.*, **94**: 17523-17542.

Toramaru A., 1995. Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *J. Geophys. Res.*, **100**: 1913-1931.

Tsalentis G-A., 1993. Depth-dependent seismic attenuation in Western Greece. *Tectonophysics*, **225**: 523-528.

Tsalentis G-A., 1993. Temporal variation of body wave attenuation as related to two earthquake doublets in W. Greece. *Pageoph,* **40**: 49-61.

Tsujiura M., 1978. Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **53**: 1-48.

Tutuncu A.N., A.L. Podio and M.M. Sharma, 1994. An experimental investigation of factors influencing compressional-and shear-wave velocities and attenuations in tight gas sandstones. *Geophysics*, **59**: 77-86.

Untung M. and Y. Sato, 1978. *Gravity and geological studies in Jawa, Indonesia.* GSI Special Publication.

Van Padang N., 1933. Die uitbarsting van den Merapi (Mittle Java) in de jaren 1930-1931. *Vulk. en Seism. Med.*, **12**: 1-117.

Walker G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions- a new classification scheme. *Geol. Rundschau*, **62**: 431-446.

Wyllie M.R.J., G.H.F. Gardner, A.R. Gregory, 1962. Studies of elastic waves attenuation in porous media. *Geophysics*, **27**: 569-589.

Yamaoka K., J.Oikawa and Y. Ida, 1991. An isotropic source of volcanic tremor-observation with a dense seismic network at Izu-Oshima volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **47**: 329-336.

Yokoyama I., 1988. Seismic energy releases from volcanoes. *Bull. Volcanol.*, **50**: 1-13.

Yokoyama I., H. Yamashita, H. Watanabe and Hm. Okada, 1981. Geophysical characteristics of dacite volcanism-the 1977-1978 eruption of Usu volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**: 335-358.

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier Grenoble I

Titre de l'ouvrage :

Etude sismologique du volcan Merapi et formation du dôme de 1994.

Nom de l'auteur : Antonius RATDOMOPURBO

Etablissement : LGIT

Le Merapi est un volcan qui a une activité quasi-continue. L'explosion est normalement accompagnée par une série de nuées-ardentes, dites merapiennes. La chronologie d'activité volcanique varie d'une activité à l'autre, il est donc difficile de trouver le niveau d'activité sismique critique pour ce volcan. En principe, il y a 2 types d'activité: avec et sans séismes volcanotectoniques de types VTA et VTB.

Les données de séismes de types VTA et VTB récoltées au courant de l'année 1991 qui ont servi à cette étude, ont fait l'objet d'un traitement de routine (dépouillement, localisation de l'hypocentre, ...). Ce traitement nous a conduit à remarquer que les séismes de type VTA et ceux de VTB sont séparés par une zone asismique à environ 1.5 km de profondeur. Ce résultat et celui de l'analyse pétrographique (Berthommier et al., 1992) conduisent à l'hypothèse de l'existence d'une poche magmatique à cette profondeur. Parmi les séismes de type VTB, nous avons trouvé certains de forme similaire, que l'on appelle *doublets* ou *multiplets*. En analysant la variation du délai le long du sismogramme, en utilisant la méthode inter-spectrale de la fenêtre mobile, nous avons constaté que la vitesse sismique a augmenté d'environ 1.7 % de janvier à septembre 1991. Cette valeur est de l'ordre de dix fois celle observée sur la région tectonique. L'augmentation de vitesse est générée par la croissance de la pression du magma avant l'éruption.

La surveillance de la formation du dôme de 1994 a montré que, au bout d'un moment, le processus s'arrête. Nous supposons que ceci est dû à l'équilibre qui s'établit entre la pression du magma à l'extrémité du conduit et la pression lithostatique que génère le dôme lui même. Si cet équilibre quasi-stable est interrompu, l'explosion se produit comme celle du 22 novembre 1994.

Mots-clés: Volcan, Merapi, Sismicité, Doublets, Dôme.