

Note sur la crise sismo-volcanique à la Soufrière de La Guadeloupe 1975-1977 *

J. DOREL
M. FEUILLARD

Institut de Physique du Globe de Paris

ABSTRACT

Superficial volcanic manifestations occurred at Soufrière de Guadeloupe in 1976-1977. Superficial phenomena started on July 8, and had been preceded the previous year by a seismo-volcanic crisis of exceptional amplitude for the Caribbean region. The essentially phreatic manifestations were accompanied by an extraordinarily high number of recorded quakes: 16,467 earthquakes in 21 months, 153 of which classified as clearly perceived. The epicentral area covered about 30 km², and the seismic energy released reached a total of 10¹⁸ erg.

Thirty-six volcanic tremors accompanied violent superficial manifestations, and 26 strong phreatic eruptions have been observed.

The important role played by seismology as a crisis detector for this type of volcanoes has been clearly shown.

RESUME

Des manifestations volcaniques superficielles ont eu lieu à la Soufrière de la Guadeloupe en 1976-1977. Les phénomènes de surface commencés le 8 Juillet 1976 ont été précédés, un an avant, d'une crise sismo-volcanique dont l'ampleur était nouvelle dans la région Caraïbe. Les projections, qui sont restées essentiellement phréatiques, ont cependant, sur le plan sismique, été accompagnées d'un nombre anormalement élevé de signaux détectés: 16 467 séismes pendant les 21 mois de crise, dont 153 signalés comme ressentis. La zone épiscopentrale couvrait 30 km² environ. L'énergie sismique libérée a atteint 10¹⁸ ergs pour l'ensemble de la crise.

36 «trémors» volcaniques ont été associés aux manifestations violentes de surface et l'on

a dénombré 26 éruptions phréatiques importantes.

La sismologie a montré d'une manière déterminante le rôle de détecteur de crise qu'elle peut jouer, pour ce type de volcan.

INTRODUCTION

La sismicité associée au volcanisme récent de la Guadeloupe a été signalée depuis de nombreuses années. Au Laboratoire de Saint-Claude, les signaux enregistrés n'ont pas encore tous reçu une interprétation. Les plus nombreux sont cependant des séismes de type A de la classification de MINAKAMI (1960), des séismes dont l'origine se situe à la base du volcan, à une profondeur comprise entre 1 et une dizaine de km, les phases P et S sont clairement visible (Fig. 1).

Les mécanismes responsables de cette sismicité seraient dus à l'existence de contraintes régionales et plus encore au développement de tensions internes locales, conséquence de la présence sous l'édifice volcanique d'une zone anormalement chaude: «la chambre magmatique».

RESEAU DE DETECTION SISMIQUE DE LA GUADELOUPE

Le réseau de détection sismique de la Guadeloupe est constitué de deux ensembles. Le premier réalisé actuellement de trois stations espacées de 30 à 60 km, est couplé au réseau martiniquais et sert à l'étude de la sismicité régionale.

* Contribution IPG n. 386

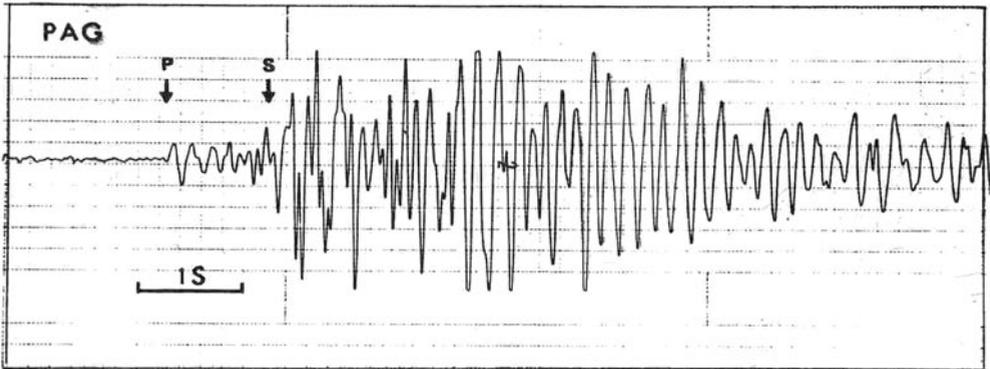


FIG. 1

La second, constitué d'un ensemble de cinq détecteurs ceinturant le volcan, est essentiellement exploité pour l'étude de la sismicité volcanique, l'espacement entre stations est variable, fonction de la nature du terrain, des accès, il est de l'ordre de 3 à 5 km. Cette surveillance sismique autrefois réalisée à partir de la seule station à trois composantes de Saint-Claude, mettait en évidence des signaux caractérisés par des différences de temps S-P qui suggéraient une activité dans la proche région du dôme. L'installation du réseau actuel effectué à partir de 1973 a grandement facilité la surveillance sismique du volcan. Le dispositif mis en place, constitué de liaisons par câbles et de télémessures radio évolue sans cesse afin: d'augmenter la précision de la détection, d'accroître la fiabilité des liaisons avec le Laboratoire, d'améliorer l'acquisition des données.

SISMICITE DU VOLCANISME RECENT

— Depuis l'installation de la station sismique de Saint-Claude, la présence de séismes volcaniques est donc une donnée connue des manifestations profondes de la Soufrière. Un coup d'oeil sur l'activité sismo-volcanique de la Guadeloupe des vingt dernières années permet de fixer l'ordre de grandeur des valeurs moyennes enregistrées à Saint-Claude.

— Cela donne une valeur moyenne annuelle de 150 séismes.

Dans la répartition mensuelle des signaux sismiques, on retrouve des crises en «essaims» si caractéristiques de ce type de secousses. Elles sont généralement de faible énergie. Dans la proche région du dôme volcanique, les secousses sont signalées comme ressenties quand elles atteignent ou dépassent la magnitude 2,0.

TABLEAU 1 - Activité sismo-volcanique en Guadeloupe.

1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
179	29*	109	43*	*	*	313*	131	265	55
1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
280	295	278	203	174	82	107	66	47	360

* station sismique partiellement ou totalement arrêtée.

TABLEAU 2 - Nombre des séismes volcaniques ressentis.

1955	1956	1958	1959	1966	1969	1973	1974	1975
1(II)	6(III)	1(IV)	2(II)	1(III)	1(II)	3(III)	3(II)	5(III)

Le Tableau 2 donne pour chaque année le nombre de séismes volcaniques ressentis, avec l'indication du degré maximum.

— Le séisme ressenti est un paramètre qu'on ne peut négliger il donne un ordre de grandeur de l'énergie libérée, il crée une relation entre le volcan et les populations vivant sur ses flancs.

CRISE SISMO-VOLCANIQUE 1975-1977

Quand on la compare aux années précédentes, l'année 1975 a été caractérisée par un nombre de secousses beaucoup plus important, qui est allé s'amplifiant en 1976.

L'observation de la fréquence mensuelle des signaux de l'année 1975 nous permet de choisir le mois de juillet comme début de la crise sismo-volcanique de la Guadeloupe, dont la Soufrière, au sens large, a été le siège, de 1975 à 1977.

Cette statistique est reprise sur la courbe semi-logarithmique de la Fig. 2, courbe qui présente le déroulement de la crise par décades.

Après un 1er semestre calme en 1975, sans signification particulière, avec un niveau d'activité du même ordre que ce que l'on pouvait observer en 1973 et 1974, l'activité sismo-volcanique décroche en juillet 1975, allant s'accroissant progressivement jusqu'à atteindre un niveau suffisamment bas en avril 1977 pour n'être plus significatif de la crise précédente.

Une observation plus fine de cette courbe nous montre:

a) une tendance très nette à l'augmentation de l'activité moyenne jusqu'en octobre 1976.

b) Surimposée à la tendance précédente, une succession régulière de quatre crises en essais, chacune d'ampleur supérieure à celle qui la précède. On les retrouve en juillet 1975, en novembre 1975, en mars 1976 et en août 1976.

c) Après le mois d'octobre 1976, une cassure dans le régime sismique, une décroissance spectaculaire des séismes, avec disparition des crises en « essaim ».

En avril 1976 on avait avec 1 830 secousses pour les 10 mois écoulés plus de

TABLEAU 3 - Séismes volcaniques enregistrés.

Année 1975

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
2	2	4	0	3	5	30	1	4	13	209	87

Année 1976

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Oct.	Nov	Déc
39	93	607	747	611	668	1 220	5 989	1 716	2 315	1 040	399

Année 1977

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
312	179	153	32	19	15

TABLEAU 4 - Séismes ressentis.

Année 1975

Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
1	0	0	0	2	2

Année 1976

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
0	0	22	14	9	14	20	*41	4	3	3	6

Année 1977

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
4	3	4	0	1	0

* zone évacuée du 15 août au 15 décembre 1976

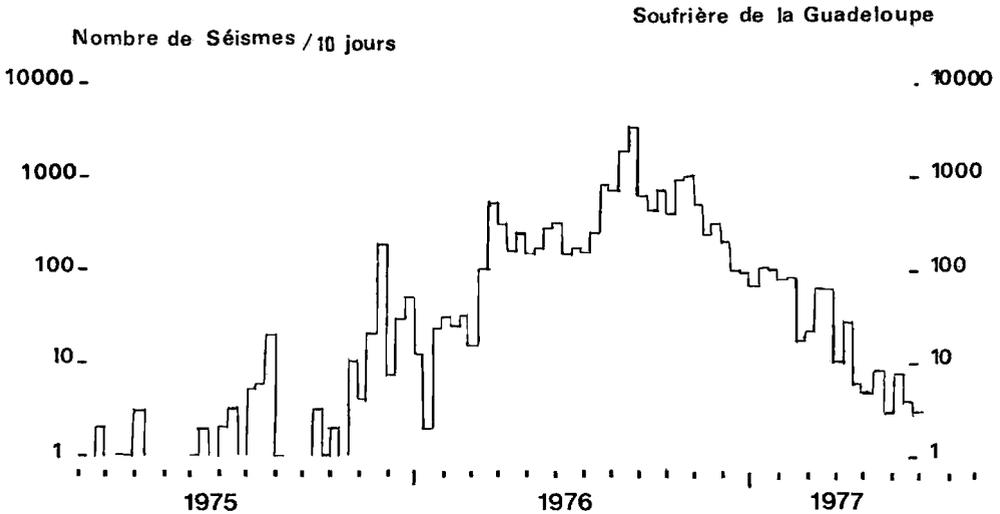


FIG. 2

10 fois la moyenne annuelle. De juillet 1975 à juillet 1976 on avait atteint 4 329 séismes, moins cependant que le seul mois d'août avec ses 5 989 séismes. La journée du 24 août 1976 fut marquée par l'enregistrement de 1 257 séismes, nombre supérieur à l'ensemble des séismes enregistrés le mois précédent. Cette crise fut une des plus spectaculaires mise en évidence dans les Petites Antilles depuis l'exploitation des réseaux sismique. De juillet 1975 à avril 1977, on enregistra 16 467 séismes en 22 mois.

Un facteur important des crises sismo-volcaniques, est le séisme ressenti. Il s'agit de secousses perçues par les personnes vivant dans la proche région du dôme volcanique.

Nous avons vu que leur magnitude était supérieure ou égale à 2,0; ce qui ne veut point dire que tous les séismes, ayant cette caractéristique, nous soient systématiquement signalés. Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 2,5 sont ressentis par l'ensemble de la population vivant dans la proche région du volcan.

Le Tableau 4 donne la distribution pendant la crise; des séismes ressentis tous liés à la manifestation sismo-volcanique.

DETERMINATION DES FOYERS

La localisation des foyers sismiques a été réalisée au moyen du programme hypo 71 (LEE and LAHR, 1975). Le modèle de structure comporte une couche superficielle de 3 km d'épaisseur dont la vitesse des ondes P a été prise à 3,5 km/s surmontant un milieu à vitesse 6,0 km/s. Les vitesses des ondes S étant prises égales à $V_p/\sqrt{3}$.

Les secousses les mieux enregistrées ont été utilisées pour la localisation des foyers, qui ont été comparés aux hypocentres obtenus avant la crise principale. La disposition des stations au sol a évolué au cours de la manifestation de surface, vu la nécessité de maintenir les détecteurs sismiques en bon état de fonctionnement. Finalement n'ont été conservées que les déterminations effectuées avec une précision moyenne sur la position des foyers inférieure à 0,5 km. Sept stations ont fonctionné pendant la crise: CAR, TAR, PAG, MTB, PLG, MTG, BTG (Fig. 3).

Les résultats sont présentes sur la carte épiscopentrale (Fig. 4) et sur deux coupes rectangulaires de direction NO-SE et NE-SO (Fig. 5). La zone epicentrale principale quoique largement étalée, 30 km² environ,

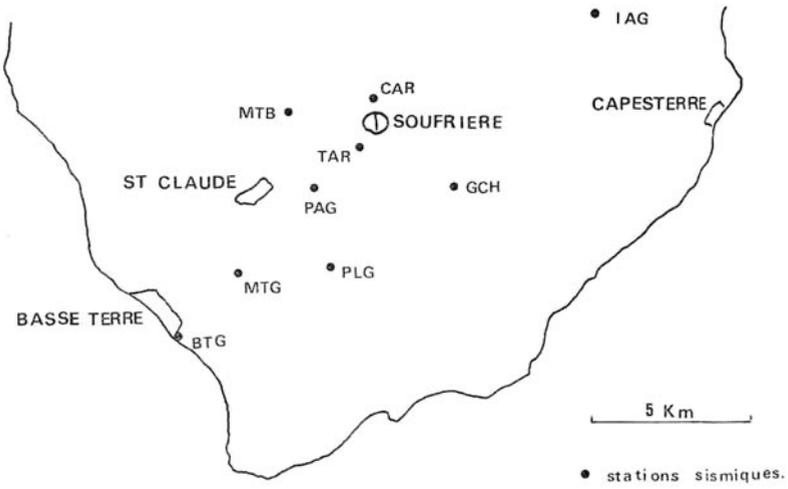


FIG. 3

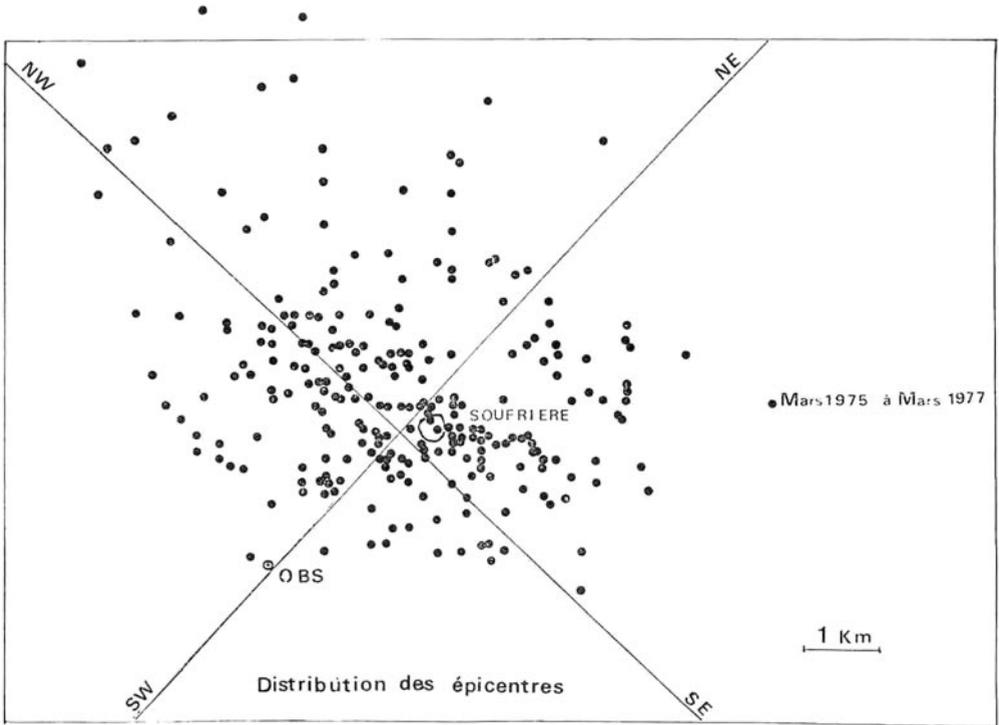


FIG. 4

reste sensiblement centrées autour de la Soufrière. On note cependant une extension des foyers vers le nord. Ils se trouvent pour la plupart, compris entre 1 et 4 km de profondeur par rapport au niveau de la mer. En étudiant statistiquement la profondeur moyenne des séismes avec le temps (Fig. 6) on ne constate pas vraiment de variations significatives au cours de la crise.

La période antérieure donne des valeurs plus superficielles, cette profondeur moyenne n'est déterminée qu'avec une dizaine de séismes, on a donc des raisons d'être prudent sur la représentativité de cette valeur.

La valeur trouvée en fin de crise est une moyenne obtenue à partir de foyers très dispersés géographiquement et en profondeur, d'où la nécessité d'utiliser la encore cette valeur avec prudence.

L'exploitation des données, d'un réseau sismique d'intervention utilisé en septembre 1976, dans la zone du volcanisme récent de la Guadeloupe, a confirmé la présence de séismes dans la région du Massif du Sans Toucher.

L'amélioration de la configuration actuelle des stations sismiques du réseau volcanique devrait permettre une meilleure

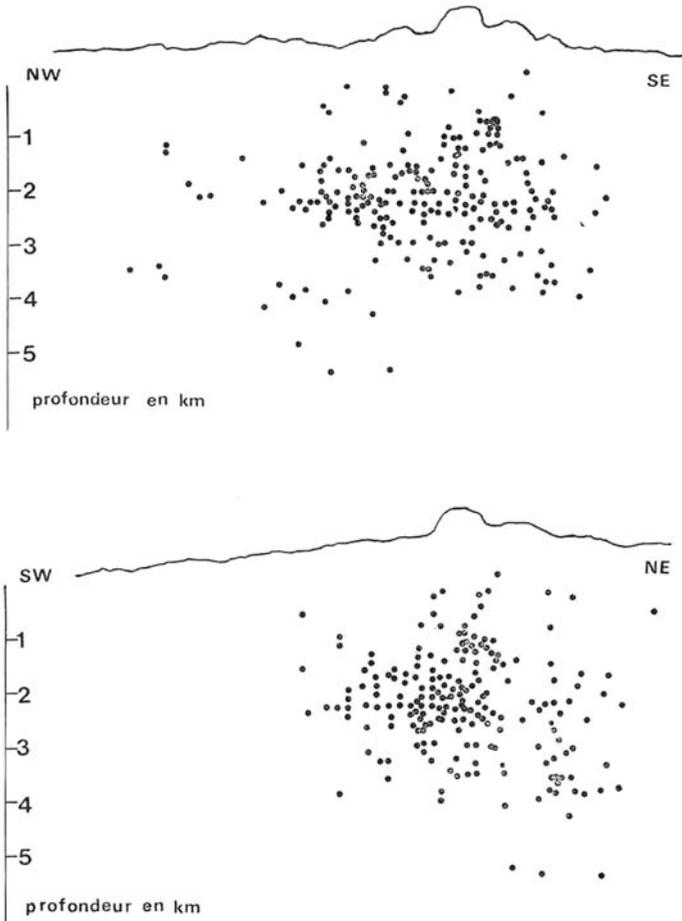


FIG. 5

détermination ultérieure des contraintes profondes.

Le modèle sismique devrait pour sa part pouvoir être rapidement amélioré à partir des résultats des deux campagnes sismiques réalisées en septembre 1976 et en mai 1977 dans le massif volcanique et sa proche région.

MAGNITUDE ET ENERGIE DES SEISMES

Si le nombre de séismes permet d'avoir un élément important de l'activité sismique il doit cependant être complété par une évaluation de l'énergie sismique libérée. On atteint l'énergie par le calcul de la magnitude. Cette dernière est calculée, ici à partir de la formule de LEE et MEAGHER (1972) qui utilise comme élément de calcul la durée du signal sismique.

$$M = -0,87 + 2 \log T + 0,0035 \Delta \text{ avec}$$

- T durée du signal en secondes
 Δ distance épiscoptrale en km
 M magnitude locale selon la définition de Richter

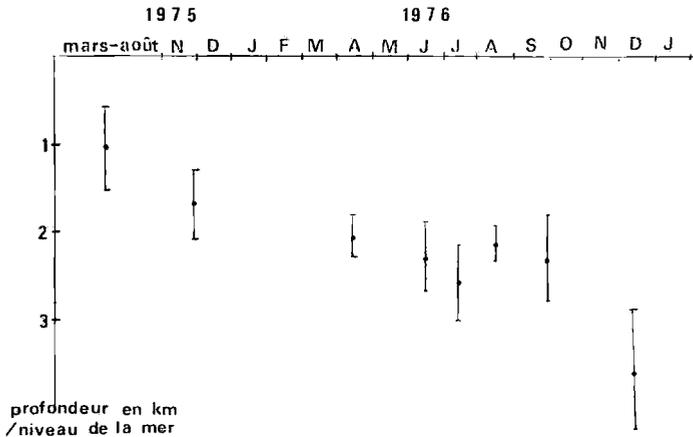
La distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude est présentée sur la courbe de la Fig. 7, ici l'intervalle de magnitude est 0,5; la secousse la plus importante fut celle du 16 août 1976 avec une magnitude de 4,5, le mois d'août 1976 fut encore caractérisé par une autre secousse importante, celle du 24 de magnitude 4,0.

Un tir sismique d'étalonnage fut réalisé dans un forage au pied du dôme volcanique, il nous donne pour 120 kg d'explosifs, une magnitude de $M = 1,8$, ce qui correspond sensiblement à une énergie de 1.10^{13} erg.

À partir de la magnitude, on atteint l'énergie par l'une ou l'autre des formules proposées par GUTENBERG et RICHTER (1956) ici nous avons utilisé

$$\log E = 9,4 + 2,14 M - 0,054 M^2$$

La courbe représentative de ces valeurs est donnée Fig. 8. C'est une courbe des valeurs cumulées par décades. Elle démarre au 1er janvier 1975 afin de montrer le contraste entre la période qui a précédé la crise, et celle de la crise proprement dite. Cette courbe présente une grande si-



Variation de la profondeur moyenne
en fonction du temps

FIG. 6

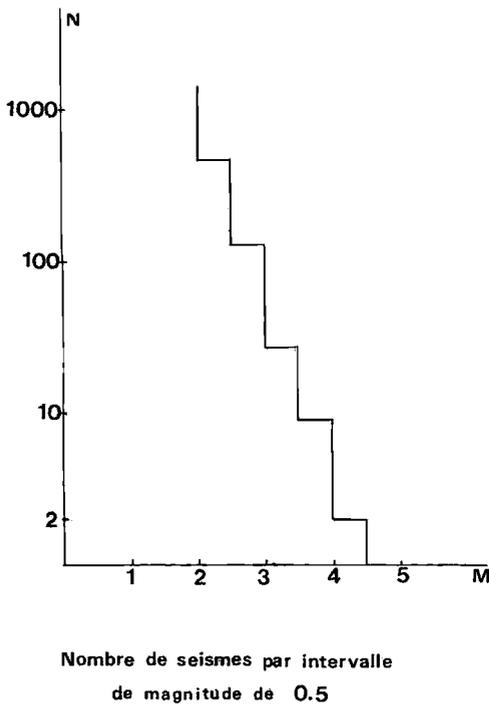


FIG. 7

militude avec celle obtenue pour le nombre de séismes.

— Une activité en « essaim » qui se superpose à l'activité précédente avec des « sommets » régulier d'énergie en juillet 1975, en novembre 1975, en mars 1976, en août 1976.

— Une activité de bruit de fond qui démarre en juillet 1975, va croissant jusqu'en août 1976.

— La courbe marque un palier en septembre-octobre, puis décroche à la fin d'octobre 1976 jusqu'à atteindre un niveau suffisamment bas en avril 1977 pour suggérer la fin de cette crise sismo-volcanique.

L'énergie sismique totale cumulée de cette crise a été de l'ordre de 10^{18} erg.

RELATION - FREQUENCE - MAGNITUDE

On montre empiriquement que le nombre N de séismes pendant un intervalle

de temps donné et pour une région bien définie, est reliée à la magnitude M par la relation.

$$\text{Log } N = a - bM$$

où N est le nombre de séismes ayant une magnitude égale ou supérieure à M .

Le coefficient a varie de façon importante puisqu'il est lié au nombre de séismes exploités, b atteint des valeurs de l'ordre de l'unité et semble traduire les conditions tectoniques et les propriétés physiques des roches.

Minakami montra que de fortes valeurs de b (ordre de grandeur 3) sont associées à des séismes sismo-volcaniques de type superficiel (séismes B), les valeurs obtenues pour les secousses de type A tournent autour de l'unité. Pour différentes périodes nous avons obtenus:

Mars 1976	$\log N = 3,7 - 0,95 M$
avril et juillet 1976	$\log N = 4,16 - 1,4 M$
août 1976	$\log N = 4,75 - 1,13 M$
septembre 1976	$\log N = 5,00 - 1,6 M$

Nous constatons au cours de la crise une variation du coefficient b qui atteint sa valeur la plus grande en septembre 1976. Cette variation ne semble pas devoir se corréliser avec d'éventuelles modifications significatives de la profondeur des foyers sismiques. Une explication pourrait être du type de celle suggérée par MOGI (1963): une modification dans la répartition des contraintes dans le milieu.

TRAINS D'ONDES ENTRETENUES AU VOLCAN (« TREMORS »)

Un type particulier de signaux sismiques, a vu le jour sur l'ensemble du réseau de détection avec l'apparition et le développement de l'activité de surface, activité commencée le 8 juillet 1976. Il s'agissait de vibrations entretenues d'amplitudes et de durées variables, durée de l'ordre de la minute à plusieurs dizaines de minutes, les fréquences caractéristiques étaient de 1,33 Hz et de 5,0 Hz. D'une manière générale la détection de ces signaux était associée à la présence d'un

Date	Heure locale	Durée	Période en seconde	Phréatique	Date	Heure locale	Durée	Periode en seconde	Phréatique
08-07-76	08 55 40	47 mn	0,20 0,80	I	07-11-76	22 56 20	08 mn	0,20 0,70	I
24-07-76				I	10-11-76	01 33 55	27 mn	0,20 0,70	I
25-07-76	13 56 40	18 mn	0,20 0,70	I	04-01-77	21 47 40	12 mn	0,20 0,70	
27-07-76				I	05-01-77	07 15 40	12 mn	0,20 0,70	I
09-08-76	19 28 50	13 mn	0,20 0,40	I	05-01-77	20 02 00	10 mn	0,20 0,60	
10-08-76	20 55 48	08 mn	0,20		06-01-77	00 51 35	04 mn	0,20 0,70	
10-08-76	21 15 56	12 mn	0,20		13-01-77	08 51 00	06 mn	0,20 0,70	I
10-08-76	23 09 -	04 mn	0,20		14-01-77	14 43 20	103 mn	0,20 0,80	I
21-08-76	23 25 -	11 mn		I	14-01-77	22 41 50	12 mn	0,20 0,70	
25-08-76				I	15-01-77	01 03 40	59 mn	0,20 0,75	I
30-08-76	10 31 20	24 mn	0,20 0,75	I	17-01-77	18 12 25	44 mn	0,20 0,75	I
14-09-76	19 22 40	23 mn	0,20 0,65	I	18-01-77	21 01 50	15 mn	0,20 0,75	
22-09-76	06 15 40	20 mn	0,25	I	18-01-77	22 52 10	02 mn	0,20 0,70	
02-10-76	16 29 00	13 mn	0,18 0,70	I	29-01-77	19 11 00	09 mn	0,20 0,75	I
10-10-76	11 11 48	13 mn	0,20 0,80	I	03-02-77	20 18 50	19 mn	0,20 0,75	
30-10-76	22 27 50	10 mn	0,20 0,80	I	09-02-77	09 46 50	05 mn	0,15 0,70	
01-11-76	11 55 10	21 mn	0,20 0,70	I	13-02-77	17 48 20	18 mn	0,20 0,60	I
01-11-76	13 08 -	32 mn	0,20 0,75		15-02-77	18 46 55	15 mn	0,20 0,70	I
06-11-76	21 46 30	13 mn	0,20 0,80	I	01-03-77	05 14 30	18 mn	0,20 0,70	I

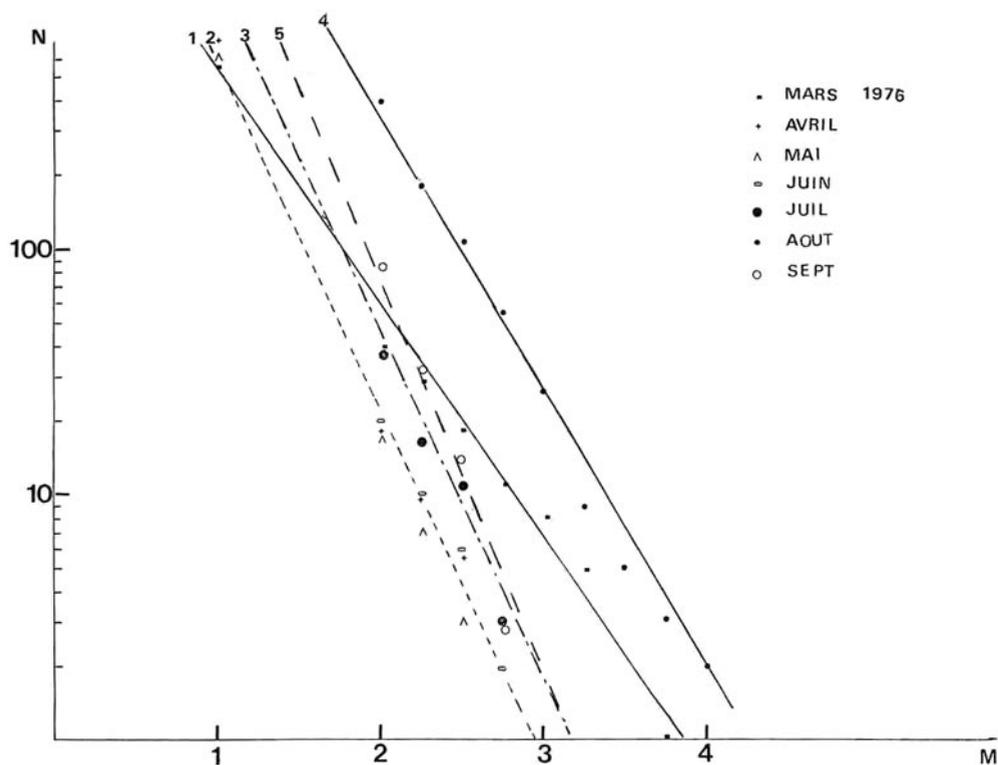


FIG. 9

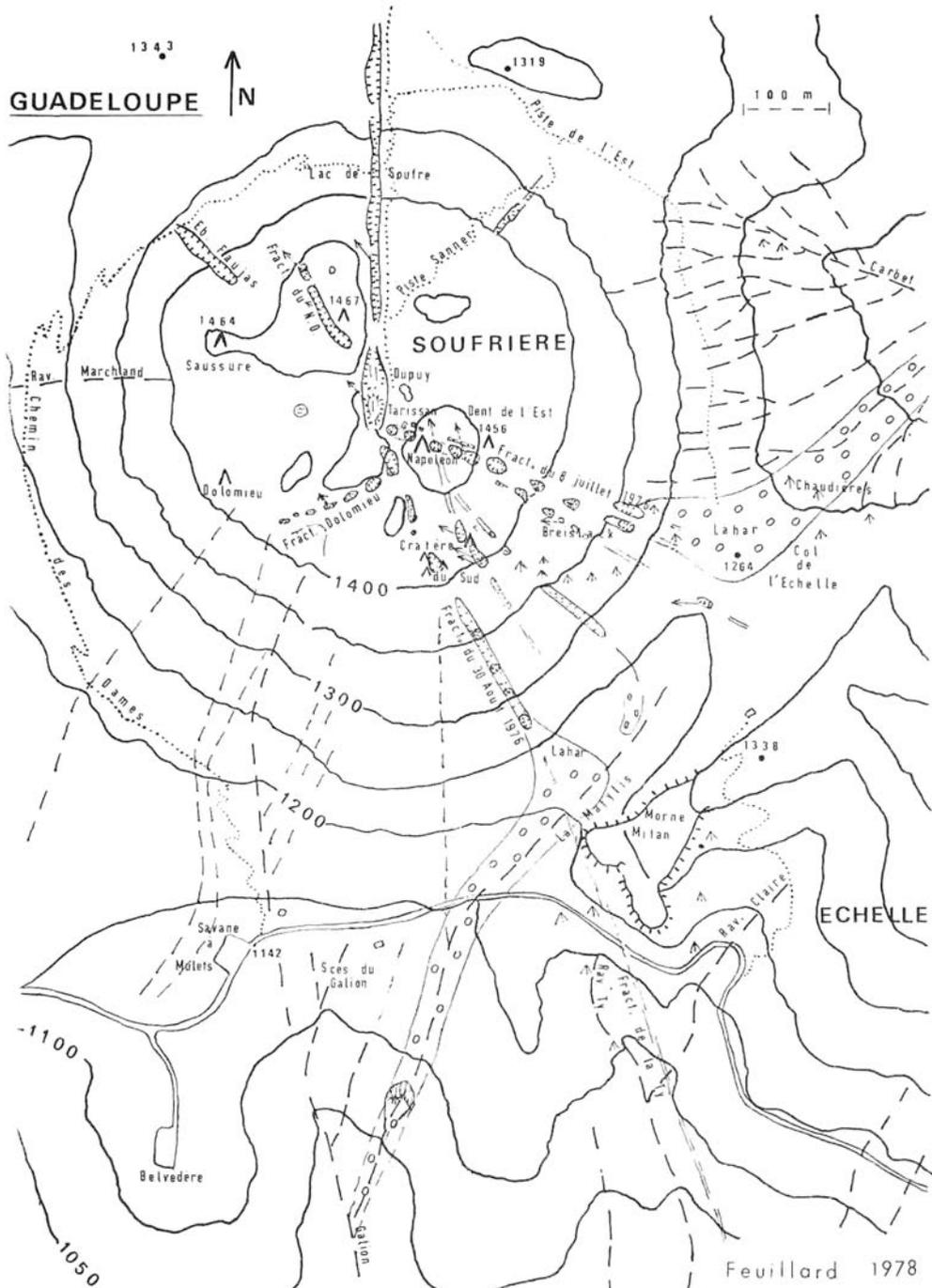


FIG. 10

Ici on peut interpréter ce signal comme le résultat de la mise en vibration du dôme volcanique principal, par la sortie violente, à travers des fissures existantes, d'un liquide fluide visqueux où dominent de la vapeur d'eau, de l'eau liquide, mélangées à la poussière faite de roches volcaniques anciennes. Les blocs les plus gros (dimension métrique et décimétrique) doivent être considérés comme ayant une origine très superficielle.

CONCLUSIONS

Dans le cadre de l'arc des Petites Antilles, la crise sismo-volcanique de la Guadeloupe, développée de 1975 à 1977, doit être considérée comme la crise la plus importante de ces dernières années dont le siège a été la zone du volcanisme récent de la Guadeloupe proprement dite. 16 467 séismes détectés, 153 signalés comme ressentis, une aire épicertrale d'une trentaine de km² grossièrement centrées autour du volcan de la Soufrière, une énergie sismo-volcanique libérée de l'ordre de 10¹⁸ erg. Voilà quels ont été les principaux caractères de la crise.

Cette activité profonde a mis en place, un an après le début de la crise, des manifestations de surface, où ont dominé des projections de vapeur d'eau et de poussières de roches anciennes, à partir de fractures réactivées sur le dôme volcanique.

Les principaux résultats sismiques que l'on tire de cette crise sont:

1) les signaux sismiques enregistrés les plus nombreux, ont été des séismes de type A;

2) la zone hypocentrale se trouvait à une profondeur de l'ordre de 2 à 4 km par rapport au niveau de la mer;

3) on n'a pas mis en évidence de migrations verticales significatives de ces foyers, vers la surface, pendant la durée de la crise;

4) le coefficient *b* de la relation fréquence-magnitude a toujours gardé, une valeur faible voisine de l'unité;

5) les «trémors volcaniques» ont été associés à des éruptions phréatiques superficielles et ne peuvent pas être considérés comme étant directement couplés à un phénomène magmatique profond.

La surveillance efficace du volcan de la Soufrière à la Guadeloupe, passe par le maintien dans l'île de techniques géophysiques diversifiées, précises et fiables. La sismologie a montré le rôle déterminant qu'elle pouvait jouer dans l'étude de ce type de volcan.

BIBLIOGRAPHIE

- GUTENBERG, B., et RICHER, C.F., 1956 *Earthquake, Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration*. Bull. Seism. Soc. Am., 46, p. 105-145.
- LEE, W.H.K., BENNET, R.E. et MEAGHER, K.L., 1972, *A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from Signal Duration*. U.S. Geol. Survey, Open-file Report, p. 28.
- et LAHR, J.C., 1975, *Hyp1 71 (revised)*. *A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude and First Motion Pattern of Local Earthquakes*. U.S. Geol. Survey. Open-file Report 75.
- MINKAMI, T., 1960, *Fundamental Research for Predicting Volcanic Eruption (Part 1)*. Bull. Earth. Res. Inst., 38, p. 497-544.
- MOGI, K., 1963, *The Fracture of Semi-infinite Body and Its Relation to the Earthquake Phenomenon*. Bull. Earth Res. Inst., 41. p. 595-615.

Ms. made available to the IAVCEI Publication Office July 1979