



HAL
open science

L'éruption de septembre-octobre 1989 à l'Etna (Italie)

Pierre Briole, Giuseppe Nunnari, Giuseppe Puglisi, John Murray

► **To cite this version:**

Pierre Briole, Giuseppe Nunnari, Giuseppe Puglisi, John Murray. L'éruption de septembre-octobre 1989 à l'Etna (Italie). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes, 1990. hal-04270981

HAL Id: hal-04270981

<https://hal.science/hal-04270981v1>

Submitted on 19 Nov 2024

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

L'éruption de septembre-octobre 1989 à l'Etna (Italie) Quelques informations quantitatives fournies par la géodésie et l'inclinométrie

Pierre BRIOLE, Giuseppe NUNNARI, Giuseppe PUGLISI et John MURRAY

Résumé – Entre la fin du mois d'août et la mi-octobre 1989, une phase éruptive a eu lieu à l'Etna. La recrudescence de l'activité a été progressive avec augmentation de l'activité strombolienne aux cratères sommitaux, puis épisodes de fontaines de lave et de débordements au cratère Sud-Est jusqu'au 26 septembre, enfin création entre le 27 septembre et le 2 octobre de deux fractures radiales issues du cratère SE dans les directions N040 et N160. La fracture N040 a alimenté une coulée de lave dans la Vallée del Bove, active jusqu'au 9 octobre 1989. La fracture N160 n'a pas donné lieu à une coulée. Un réseau microgéodésique situé à cheval sur la fracture N160 permet de quantifier la forme de celle-ci au voisinage de son extrémité. Plusieurs inclinomètres situés autour du volcan permettent de suivre dans le temps l'évolution de la déformation.

The 1989 September-October eruption of Mount Etna (Italy). Some quantitative information obtained by geodesy and tiltmetry

Abstract – Etna was in eruption from the end of August until mid-October 1989. Activity built up progressively with an increase in strombolian activity at the summit, followed by episodic fire-fountaining and overflow of lava at the Southeast Crater until September 26th. The eruption culminated in the initiation of two subradial fractures oriented N040 and N160 between September 27th and October 2nd. The N040 fracture produced a lava flow into the Valle del Bove, active up to October 9th, whereas the N160 fracture produced no flows. A small geodetic network situated astride the N160 fracture at its southern end has enabled us to quantify the geometry of the fracture here. Several tiltmeters placed around the volcano have also provided a picture of the evolution of deformation with time.

Abridged English Version – During the recent eruption of Mount Etna in late 1989, activity was concentrated near the Southeast crater, and was characterized by powerful fire-fountaining, generally following an increase in strombolian activity [1]. Activity increased until the end of September, when two large subradial fractures opened, oriented N040 and N160, between September 27th and October 2nd (Fig. 1). The N040 fracture produced a lava flow into the Valle del Bove, active up to October 9th, whereas the N160 fracture produced no flows.

A small geodetic network installed in 1987 in the Casa del Vescovo area (Figs. 1 and 2) was remeasured in late October. Roughly cruciform, the net is 1.5×1.5 km wide, and is measured using a distancemeter (precision ≈ 1 cm) and trigonometric levelling (precision ≈ 0.5 cm). The network is situated astride the N160 fracture at its southern end (Fig. 2) and has enabled us to quantify movements here. These show horizontal extensions of up to 80 cm across the fracture, and relative vertical movements of 10 cm (Table I). The movements in this Table have been modelled assuming an elastic half space as described by Okada [3] (Fig. 2). In this model, we consider a fracture 2 km in length, the northern end of the fracture being confined by the Valle del Bove southern edge, and the southern end by the fracture limit observed on the ground at 1,550 m altitude. This southern limit coincides with the large difference between horizontal movements at 33-11 and 52-21. The model indicates an opening of 1 m for the fracture, and a depth of 300 m. This relatively shallow depth explains the rapid attenuation of deformation with distance from the

Note présentée par Jean-Louis LE MOUËL.

fracture. The fit of the model to observed movements is quite good (Table II), as is that of the tangential tilt of tiltmeter SPC (14 μ rd observed between the 1st and 2nd October, 17 μ rd predicted from model).

Hypocentres of the three largest earthquakes (magnitude 2.7 to 3.0) during the morning of October 2nd were at 1 km depth, incompatible with our model. We tried several values of inclination (30 to 70°) to the east for a normal fault 1 km deep, topped by an open fracture, but no model fits either vertical or horizontal observed displacements satisfactory.

The northern part of the fracture must also consist of a superficial fracture of 300 m maximum depth. Any greater depth would have produced a movement CS1-CS5 incompatible with that observed. Even a depth of 300 m implies a tilt of about 10 μ rd at station TRE on September 30th, so we conclude that the southern wall of the Valle del Bove constitutes a major barrier of the transmission of elastic deformation.

Several tiltmeters placed around the volcano [2] have also provided a picture of the evolution of deformation with time. Resolution varies from about 2 to 10 μ rd over one year, depending on depth of burial of the instrument and corresponding temperature stability. Between spring and September 1989, radial tilts of 10 to 20 μ rd were measured at 4 stations (*Fig. 1*); these movements are confirmed by the results from dry tilt stations. Over a shorter period, detailed examination of the tilt record at station TRE (*Fig. 1*) indicates that the opening of the southern 2 km of the fracture began on October 1st at about 20 hrs., and finished 24 hrs. later.

We have examined the longer term radial tilt between spring and September 1989 in the light of models of surface displacement in an elastic half space [5] from sources of different shapes. Assuming the source of deformation to be a point source we derive a depth of 12 km for the source deformation. Derived depths from other models are 14 km for a sphere, 4 km for a disk and 3 km depth for the top of a cylinder. In the absence of corresponding horizontal measurements across the top of the volcano it is not possible to distinguish between these models. However, if the intruded volume is 20 to 100×10^6 m³ (about 1 to 5 times the extruded volume), then we can eliminate the first two cases (point source and sphere) as the observed inclinations are much too small.

Un observateur n'ayant pas visité le sommet de l'Etna depuis une vingtaine d'années serait impressionné par l'ampleur des changements survenus. Autour du cratère central (CC) (*fig. 1*) situé au centre du cône sommital depuis les temps historiques trois autres cratères actifs se sont développés : le cratère Nord-Est (NE) apparu au début du siècle est devenu le point culminant du volcan; à l'Ouest, un grand gouffre, la Bocca Nuova (BC), apparu en 1968 s'est agrandi jusqu'à atteindre un diamètre de 300 m et une profondeur de 200 m; enfin au Sud-Est, 200 m en contrebas, dans le flanc du cône terminal un quatrième cratère s'est édifié (cratère SE). Chacun de ces cratères est, ou peut être, le siège d'activité strombolienne plus ou moins continue et relativement indépendante de celle de ses voisins. Cette activité s'accompagne quelquefois de débordements comme par exemple au SE en 1984 ou au NE en 1986. En ce qui concerne la fracturation et l'émission de lave prenant naissance au sommet ou près du sommet, trois directions ont été récemment privilégiées : la direction N 350 qui a intéressé le cratère NE de 1974 à 1981, mais surtout les directions N 040 et N 160 qui ont donné un nombre inhabituel d'éruptions en 1971, 1979, 1983, 1985, 1986 et enfin septembre-octobre 1989, toujours depuis la région du cratère SE.

La situation observable à l'Etna au début de l'été 1989 consiste en une activité strombolienne aux cratères SE, BC et CC. Le plus actif est le cratère SE, dans lequel ce type d'activité s'est maintenu depuis sa réouverture en mars 1988, accompagné même d'un faible débordement en avril 1989. La phase éruptive de la fin de l'été 1989 commence par une augmentation d'activité au CC, en particulier par deux puissantes fontaines de lave les 29 et 31 août. Le 10 septembre, après une dernière violente fontaine de lave, l'activité cesse brutalement dans ce cratère. Le 11 septembre une première fontaine de lave est observée au cratère SE suivie d'un débordement de lave. Plusieurs épisodes semblables seront observés les jours suivants en particulier les 13, 19, 22, 23, 25 septembre. Chacune de ces fontaines est un phénomène très puissant durant en moyenne une demi-heure et provoquant des retombées de cendres à plusieurs dizaines de kilomètres; leur apparition n'est pas instantanée mais précédée par une augmentation de l'activité strombolienne [1]. La hauteur de la colonne incandescente peut dépasser 500 m. La quantité de lave dégazée déposée par de telles fontaines de lave est difficile à estimer, mais compte tenu de l'épaisseur des dépôts en fonction de la distance, on trouve typiquement un ordre de grandeur de 10^6 m³ par fontaine. Après une dernière fontaine de lave le 26 septembre, l'activité du cratère se limite à une activité strombolienne tandis que deux fractures (*fig. 1*) se propagent dans les directions N040 et N160. Le 27 septembre, la fracture N040 suit la direction des fractures éruptives en 1985 et 1986 et produit une coulée qui sera active jusqu'au 9 octobre. Dans le même temps, la fracture N160 se développe 200 m à l'Est des fractures ayant produit les éruptions de 1983 et 1985. Mais, le 30 septembre, au lieu de bifurquer N120 comme les fois précédentes, elle continue droit dans le flanc de la Vallée del Bove. Le 2 octobre, après deux jours d'arrêt, la fracture franchit le rempart Sud de la Vallée del Bove et atteint une altitude de 1550 m. Cette fracture N160 ne sera pas éruptive. L'ouverture, observée au sol, est pratiquement constante, de l'ordre de 1 m, du sommet jusqu'à l'extrémité de la fracture.

MESURES DE GÉODÉSIE. — Nous avons remesuré un réseau géodésique installé en 1987 dans la région de C. del Vescovo (*fig. 1* et 2) et traversé par la fracture. Ce réseau, de dimensions $1,5 \times 1,5$ km, en forme de croix, avait été mise en place pour comparer les inclinaisons déduites des mesures de géodésie classique avec les inclinaisons mesurées ponctuellement par la station d'inclinométrie TRE [2]. Nous avons effectué des mesures de distances et de nivellement trigonométrique (mesure réciproque et simultanée d'angle zénithal entre station permettant de corriger de la réfraction atmosphérique). Avec les appareils et les techniques utilisées, la précision est de 1 cm pour les distances et de 5 mm en altimétrie. Pour comparer les mesures aux deux époques nous avons supposé fixe le point 41 (point le plus éloigné de la fracture) ainsi que la direction 41-21. Les déplacements (*fig. 1*, tableau II) atteignent un à plusieurs dizaines de centimètres pour les points 11, 33 et 52.

DONNÉES D'INCLINOMÉTRIE. — Parmi neuf stations d'inclinométrie mises en place sur l'Etna en 1986 [2], six d'entre elles (*fig. 1*), situées dans des tunnels de lave, peuvent être convenablement corrigées des perturbations thermiques, pour permettre une résolution de mesure sur une fenêtre de 1 an comprise entre 2 et 10 μ rd [2]. Entre le printemps et septembre 1989, des inclinaisons radiales, correspondant à un gonflement de la région sommitale, ont été enregistrées dans quatre de ces stations TRE (15 μ rd), NUN (10 μ rd), MAL (20 μ rd), LAM (20 μ rd) (*fig. 1*). Des mesures indépendantes réalisées près de trois

de ces stations confirment ces observations :

- TRE : la station d'inclinométrie SPC de l'Institut International de Volcanologie (*fig. 1*) a enregistré un signal identique à celui de TRE.
- LAM : trois croix de nivellement direct donnent des variations d'inclinaison radiale de 15 à 25 μrd compatibles (précision de mesure : 5 à 10 μrd).
- NUN : un réseau du même type que celui de TRE donne une inclinaison radiale de 14 μrd (précision meilleure que 5 μrd).

En ce qui concerne la phase finale de l'ouverture de la fracture N160, elle a été enregistrée par la station proche de TRE durant 24 h à partir du soir du 1^{er} octobre. Durant cette phase, les inclinaisons ont atteint plusieurs centaines de microradians (*fig. 1*).

MODÈLE POUR LA FRACTURE DE CASA DEL VESCOVO. — Un modèle d'ouverture dans un semi-espace élastique a été calculé en utilisant le formalisme de Okada [3]. Les vecteurs de déplacements horizontaux et verticaux des points 11, 21, 33, 52 ont été introduits dans un calcul d'inversion [4]. Compte tenu de la position du réseau, il n'est pas possible de modéliser la partie Nord de la fracture mais seulement son extrémité Sud. C'est pourquoi dans notre modèle, nous avons limité l'extension de la fracture entre le rebord Sud de la Vallée del Bove et son extrémité aval sur le terrain, à 1 550 m d'altitude. Cette limite est également contrôlée par la différence entre les variations de distance 33-11 et 52-21. Parce que le choix de la limite Nord de la fracture n'influence pratiquement pas les mouvements calculés sur les points de la croix, nous avons fixé cette limite au niveau du rempart Sud de la Vallée del Bove. Ce rempart Sud marque en effet un changement dans la phénoménologie de l'éruption : ainsi l'ouverture progressant d'abord régulièrement depuis le cratère SE, s'est arrêtée au niveau du rempart le 30 septembre pour ne reprendre que 36 h plus tard; d'autre part, le rempart de la Vallée del Bove marque la limite entre une ouverture pratiquement asismique au Nord (magnitudes inférieures à 2 jusqu'au 2 octobre) et une ouverture plus cassante au Sud comme en témoignent les trois séismes de magnitude 2.7 à 3.0 enregistrés le 2 octobre en même temps que l'apparition des fractures au sol près de Casa del Vescovo.

Le modèle utilisé de dislocation en milieu élastique [4] comprend dans le cas général 10 paramètres (*fig. 2*), et seulement six dans le cas d'une ouverture verticale arrivant en surface : coordonnées du centre de la fracture, azimuth, longueur, profondeur, ouverture. Dans notre cas, les coordonnées, azimuth et longueur sont données par les observations de terrain et l'ouverture visible au sol est d'environ 1 m. L'inconnue principale est la profondeur. Nous avons calculé par inversion l'ouverture et la profondeur de la fracture. Dans l'ensemble, la solution calculée rend compte des déformations observées (tableau I). Le calcul confirme l'ouverture de 1 m observée sur le terrain. Le résultat essentiel est que la profondeur calculée de la fracture est faible : 300 m. La validité de notre modèle a ensuite été éprouvée en utilisant les données de l'I.I.V. et en comparant valeurs calculées avec le modèle et mesurées pour les variations de distances entre cinq points de réseau de trilatération Sud-Est (CS1 à CS5) (*fig. 2*), ainsi que pour l'inclinaison tangentielle à la station SPC. Les résultats sont satisfaisants tant pour les distances (tableau II) que pour l'inclinaison de SPC (14 μrd observé entre le 1^{er} et le 2 octobre, 17 calculé).

Compte tenu que les hypocentres des trois séismes les plus importants enregistrés dans la matinée du 2 octobre ont été estimés à une profondeur de l'ordre de 1 km [1], alors que la faille de notre modèle n'est pas plus profonde que 300 m, nous avons cherché d'autres possibilités de dislocation du sol susceptibles de produire les déformations

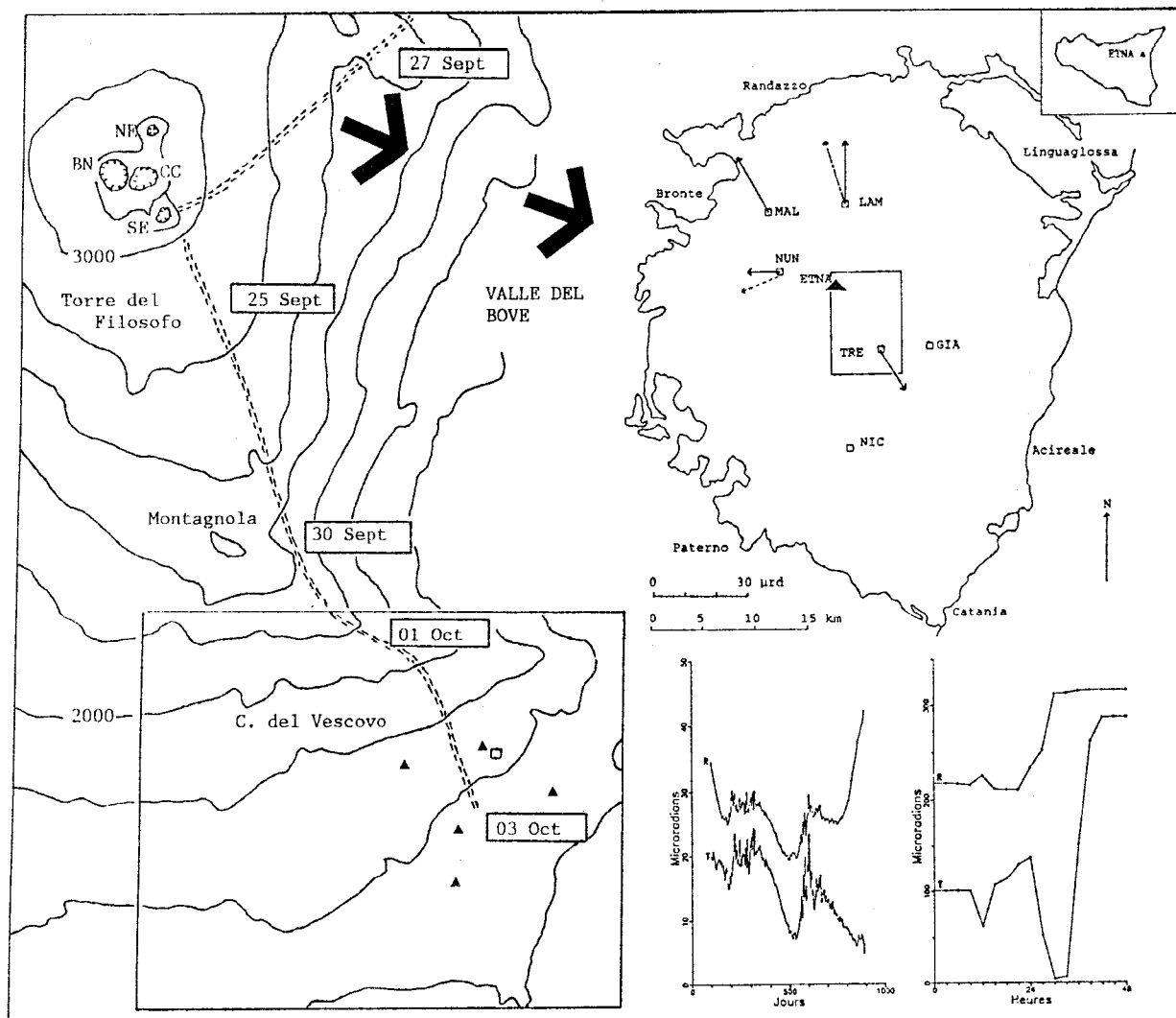


Fig. 1. — *A droite, en haut* : vecteurs d'inclinaison entre avril et septembre 1989 dans les stations d'inclinométrie TRE, NUM, MAL, LAM (trait plein) et contrôlé à partir de mesures de nivellement à LAM et NUN (trait discontinu). En encadré, l'emplacement de la partie gauche de la figure. *A droite, en bas* : (a) inclinaisons du sol entre avril 1987 et septembre 1989 dans la station de TRE [+ = gonflement du sommet pour la composante radiale (R), gonflement vers l'Ouest pour la composante tangentielle (T)]. On observe un gonflement dans la direction du sommet du volcan à partir de juin 1989. (b) Inclinaisons du sol dans la station de TRE les 1^{er} et 2 octobre 1989. *A gauche* : localisation et évolution dans le temps des fractures. La fracture Nord a donné lieu à une coulée de lave dans la Vallée del Bove. Le carré situé près de C. del Vescovo est la station d'inclinométrique TRE. Les triangles sont les points du réseau de géodésie. En encadré, l'emplacement de la figure 2.

Fig. 1. — *Right, top* : tilt vectors for the period April-September 1989 observed at tilmeter stations TRE, NUM, MAL, LAM (continuous line) and controlled by levelling measurements (dashed lines). *Right, bottom*: (a) Tilt signal April 1987-September 1989 at TRE station [the radial component (R) and the tangential component (T) are positive for summit inflation and W inflation respectively]. Inflation of the summit area began in June 1989. (b) Tilt at TRE station on 1st and 2th October 1989. *Left*: location of the fractures and evolution with time. The N160 produced a lava flow into the Valle del Bove. The square close to C. del Vescovo is the TRE tilmeter station and the triangles are the geodetic benchmarks.

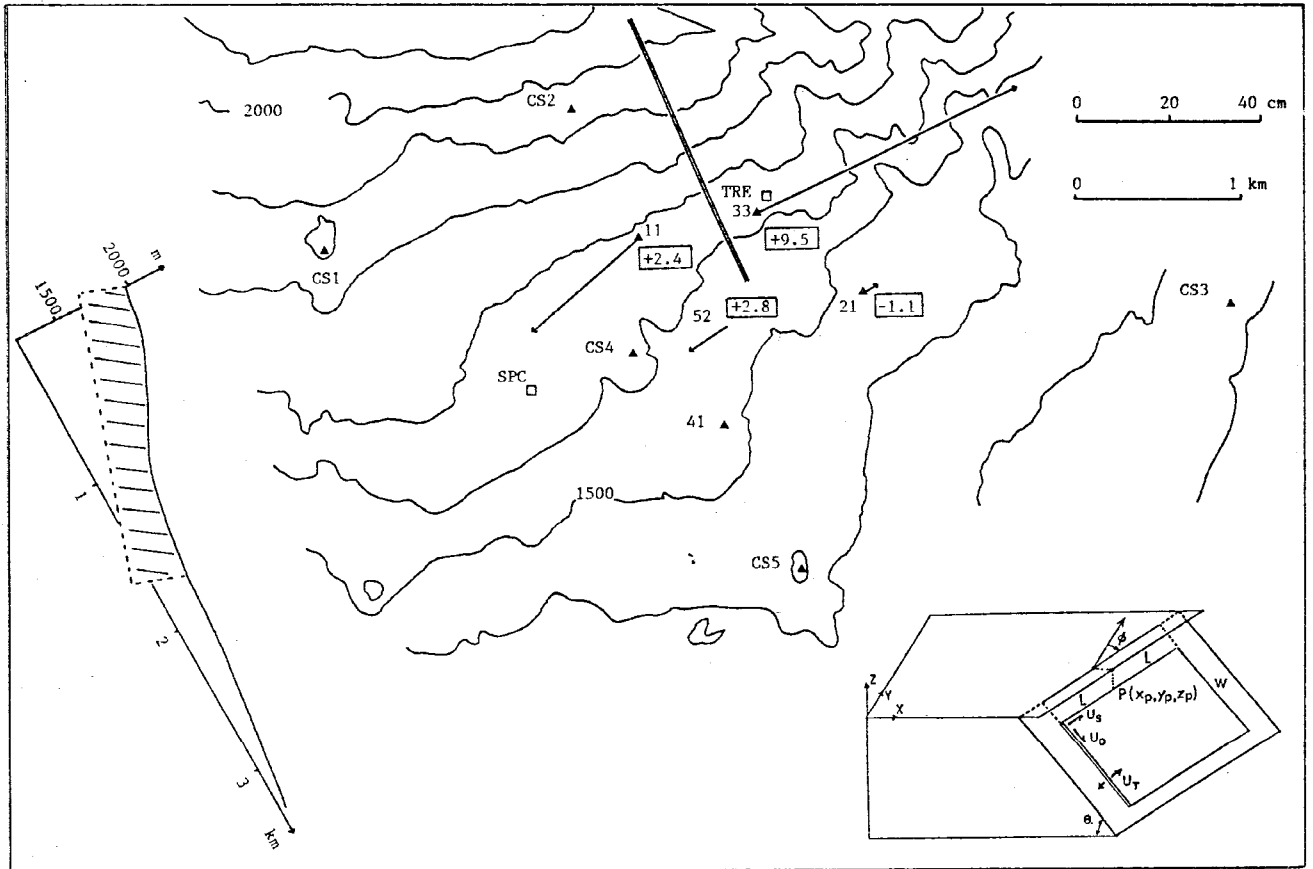


Fig. 2. — Mouvements horizontaux et verticaux des points du réseau géodésique de C. del Vescovo (11, 21, 33, 41, 52). Le point 41 est supposé fixe, ainsi que la direction 41-21. Les points CS1 à CS5 appartiennent au réseau I.I.V. TRE et SPC sont deux stations d'inclinométrie. A gauche, une coupe dans l'azimut N 158 du relief et du modèle de fracture obtenu par inversion des données. En bas, le modèle de dislocation utilisé (d'après [3]).

Fig. 2. — Horizontal and vertical displacements of the benchmarks of the C. del Vescovo network (11, 21, 33, 41, 52). Point 41 and direction 41-21 are assumed fixed. Points CS1-CS5 are part of the I.I.V. trilateration network. TRE and SPC are tiltmeter stations. Left: N158 section through the topography and model of fracture. Right: dislocation model (from [3]).

TABLEAU I

Déplacements observés et calculés des points du réseau géodésique de C. del Vescovo.
Displacements measured and predicted from the C. del Vescovo network.

Point	Déplacements mesurés (cm)			Déplacements calculés (cm)		
	dx	dy	dz	dx	dy	dz
41.....	fixe			fixe		
11.....	-23,7	-21,0	2,8	-26,4	-11,6	6,0
21.....	2,3	2,3	-1,1	8,6	0,5	0,8
33.....	56,3	27,1	9,5	39,5	15,6	14,9
52.....	-7,6	-4,8	2,4	-4,7	-3,5	4,9

TABLEAU II

Variation de distance observées et calculées entre points du réseau I.I.V.
Distance changes measured between points of I.I.V. network, and those predicted from the model.

Base	ΔL observé	ΔL calculé
CS1-CS3	+6,3	+6,2
CS1-CS5	+2,7	+2,6
CS3-CS5	+2,0	+2,0

observées. En particulier, nous avons envisagé le cas d'une faille normale pour laquelle la fracture ouverte sur le terrain serait une simple conséquence passive du glissement en profondeur. Nous avons éprouvé le cas de failles normales atteignant 1 km de profondeur, ayant un pendage vers l'Est compris entre 30 et 70°, mais n'avons trouvé aucune solution satisfaisante, ni pour les mesures de distances ni pour les déplacements verticaux (en particulier, le point 33 est systématiquement abaissé).

Compte tenu que notre modèle explique déjà convenablement les déformations de surface et les inclinaisons observées, le tronçon Nord de la fracture doit pratiquement être sans effet sur les déformations des réseaux. Ceci n'est possible que si ce tronçon est superficiel. En effet, pour des profondeurs supérieures à 400 m, on obtiendrait par exemple une variation de la distance CS1-CS5 incompatible avec les mesures. Cependant, même dans le cas d'une ouverture superficielle, on aurait dû enregistrer un gonflement radial d'environ 10 μ rd à TRE dès l'arrivée de la fracture au niveau du rempart Sud de la Vallée del Bove, soit le 30 septembre. Puisqu'aucun gonflement n'a été observé, il est possible que ce rempart constitue, du moins sur ses premières centaines de mètres, une discontinuité importante du massif qui ne transmet pas les déformations. L'arrêt de la fracturation le 30 septembre au niveau du rempart de la Vallée del Bove indique une augmentation de la résistance à la fracturation du milieu simplement liée à l'augmentation de l'épaisseur du terrain au niveau du rempart soit environ 200 m. Il a ensuite fallu le temps nécessaire à l'augmentation de la pression dans la fracture associée éventuellement à sa croissance vers le haut pour que puisse reprendre l'ouverture.

CONCLUSIONS. — Les inclinaisons mesurées par les stations TRE, LAM, NUM, MAL (10-20 μ rd) sont à peine plus élevées que les erreurs de mesures (2-10 μ rd). Cependant les contrôles issus de la géodésie coïncident, et toutes les stations montrent un gonflement du sommet. En fonction du choix de géométrie de la source [5], les profondeurs calculées du centre de déformation varient de 12 km pour un point source à 3 ou 4 km pour un

disque ou un cylindre. Mais, en l'absence de mesures de déplacements horizontaux, il n'est pas possible de contraindre la forme de la source avec aussi peu de données. Les mesures de géodésie indiquent un enracinement de 300 m et une ouverture constante de 1 m pour les deux derniers kilomètres de la fracture N 160. Il s'agit donc d'une ouverture superficielle. Aucune composante de décrochement en faille normale n'est nécessaire pour expliquer les mouvements observés. L'inclinomètre de TRE montre que l'ouverture des 2 km de fracture a commencé le 1^{er} octobre vers 20 h et pris fin 24 h plus tard. Cette fracture pourrait correspondre à la propagation à faible profondeur d'un dike depuis le sommet. L'interruption de la fracturation au niveau de la Vallée del Bove serait due à l'augmentation de contrainte associée à l'augmentation de l'épaisseur des terrains. De telles interruptions ont été observées lors des éruptions « hors Enclos » de 1977 et 1986 au Piton de la Fournaise lorsque les fractures ont franchi le rempart de l'Enclos Fouqué ([6]-[7]).

Ce travail a été financé par le PIRPSEV (Programme Interdisciplinaire de Prévision et Surveillance des Éruptions Volcaniques) et l'Ossevatorio Vesuviano. Nous remercions P. A. Blum, R. Gaulon et J. C. Ruegg qui en ont permis la réalisation. Contribution IPG n° 1123, LS9004.

Note remise le 26 février 1990, acceptée le 13 avril 1990.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] SEAN Bulletin, 14, 7-8-9-10, 1989.
- [2] P. BRIOLE, R. GAULON, G. NUNNARI, G. PUGLISI et J. C. RUEGG, Measurements of Ground Movement on Mount Etna, Sicily: a systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism, 1989, in: *Proceedings of the workshop on volcanic seismology*, Capri, Italy, 1988.
- [3] Y. OKADA, Surface deformations due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1985, p. 1135-1154.
- [4] P. BRIOLE, G. DE NATALE, R. GAULON, F. PINGUE et R. SCARPA, Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977), *Annales Geophysicae*, 4, 1986, p. 481-492.
- [5] J. H. DIETERICH et R. W. DECKER, Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, 80, 1975, p. 4094-4102.
- [6] G. KIEFFER, B. TRICOT et P. M. VINCENT, Une éruption inhabituelle (avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) : ses enseignements volcanologiques et structuraux, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, série D, 1977, p. 957-960.
- [7] J. F. LÉNAT, P. BACHÉLERY, A. BONNEVILLE et A. HIRN, The beginning of the 1985-1987 eruptive cycle at Piton de la Fournaise (La Réunion); New insights in the magmatic and volcano-tectonic system, *J. Volcanol. Geotherm. res.*, 36, 1989, p. 209-323.

P. B. : *Institut de Physique du Globe, Laboratoire de Sismologie, U.A. 195, et Observatoires I.P.G., 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05;*

G. N. et G. P. : *Istituto Internazionale di Vulcanologia, C.N.R., Piazza Roma 2, 95123 Catania, Italie;*

J. M. : *The Open University, Department of Earth Sciences, Walton Hall, Milton Keynes, MK7 6AA Buckinghamshire, U.K.*