

Contribution à la surveillance de l'activité de l'Etna à partir de l'étude des zones fumerolliennes

M. AUBERT

Institut de Physique du Globe et LA 10, 12 Avenue des Landais, 63000 Clermont-Ferrand

R. AUBY

Laboratoire de Physique des Matériaux, U.E.R. Sciences, B.P. 45, 63270 Aubiere

F. BOURLET

Institut de Physique du Globe et LA 10, 12 Avenue des Landais, 63000 Clermont-Ferrand

Y. BOURLET

ABSTRACT

The water steam convection existing below a fumarolic area creates hydraulic, thermal and electric anomalies, the electric anomaly being probably the most correlated to a change of the deep thermal activity. The anomaly range depends on the position of the site connected with the configuration of the magmatic activity, but also on the local hydrogeologic conditions. The spatial and temporal surveillance of the eruptions based on these convective data should take into consideration these conditions.

RESUME

La convection de la vapeur d'eau formée en profondeur dans une zone fumerollienne crée en surface une anomalie hydrique, thermique et électrique, cette dernière pouvant être la plus sensible à une variation de l'activité thermique profonde. L'amplitude des anomalies dépend de la position du site par rapport à la configuration de l'activité magmatique, mais aussi des conditions hydrogéologiques locales. La surveillance spatiale et temporelle des éruptions à partir du phénomène convectif hydrique doit tenir compte de ces conditions.

INTRODUCTION

Les zones d'activité géothermique en domaine volcanique peuvent être le siège d'anomalies de température T et de

potentiel spontané PS , détectables à faible profondeur, et dont la mesure de l'évolution dans le temps est devenue un moyen de surveillance de l'activité volcanique (ZABLOCKI, 1976, 1978). Parmi les mécanismes susceptibles d'intervenir pour créer les anomalies PS , on peut citer (CORWIN et HOOVER, 1979) l'effet électrothermique et l'effet électrocinétique dus à la circulation de fluides chauds près de la surface du sol. Des effets électrochimiques ne sont pas à écarter.

Sur l'Etna, des mesures PS réitérées dans la partie sommitale et le secteur sud correspondant à la rift-zone définie par KIEFFER (1975) ont permis de proposer une interprétation de l'éruption de 1983 en considérant que l'évolution de la convection hydrique responsable des anomalies PS était elle-même dépendante de la source thermique constituée par le système intrusif (AUBERT et KIEFFER, 1984).

Les relations quantitatives entre les différents paramètres (circulation de fluide, température, potentiel spontané, ...) demeurent mal connues, ce qui limite actuellement l'intérêt de cette méthode de surveillance. Nous avons entrepris une étude thermodynamique et électrique de trois sites de l'Etna (Fig. 1) où étaient déjà reconnues des anomalies T et PS en relation supposée avec l'activité volcanique:

— site dit du Sud-Est, où les anomalies

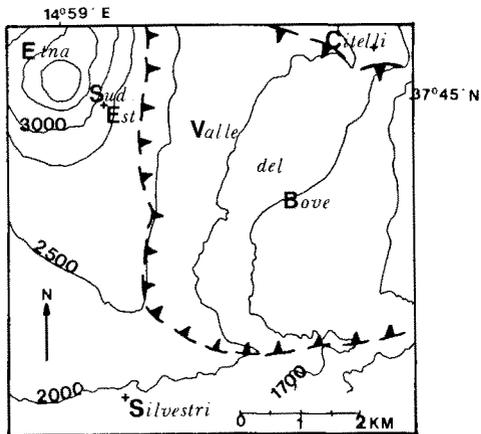


FIG. 1 - Situation des trois sites d'étude: Sud-Est, Citelli, Silvestri.

T et *PS*, de grande amplitude, sont corrélées à l'évidence avec une zone fumerollienne;

- site dit de Citelli, sans évidence fumerollienne mais où sont mesurées des anomalies *T* et *PS* de faible amplitude mais bien corrélées;

- site dit de Silvestri où n'est connue qu'une anomalie *PS*.

L'étude du Sud-Est est assez développée pour fournir la base expérimentale d'un modèle convectif. Les deux autres sites seront rapprochés de ce modèle avec une part plus ou moins grande d'hypothèses.

DONNEES EXPERIMENTALES AU SUD-EST

Il s'agit d'une zone fumerollienne en activité permanente depuis le développement du Cratère Sud-Est en 1978 (Fig. 2). D'après les travaux de KIEFFER (1983a et b), cette zone serait proche de l'aplomb d'une des voies principales d'alimentation magmatique de l'Etna actuel, d'où l'intérêt particulier de ce site.

La zone convective est bien définie à quelques mètres près, comme le montrent les profils *T* et *PS* (Fig. 3) réalisés entre C.C. 6, station de référence froide, et C.C.

11, station située au milieu de la zone chaude. La surface de la zone est de l'ordre de 0,05 km².

Les données disponibles sont les suivantes:

- depuis juin 1982, enregistrement continu de *T* à 120 cm en C.C. 11, station active, et en C.C. 6, station témoin passive, ainsi que de *PS* à 80 cm en C.C. 11 seulement. La Fig. 4 indique les mesures de *T* et *PS* à C.C. 11 d'octobre 1982 à mars 1983, réalisées en collaboration avec ARCHAMBAULT;

- du 1er juin au 7 juin 1983, enregistrement continu de *T* en C.C. 6 et C.C. 11 à 10, 20, 40 et 70 cm, de *PS* en C.C. 6 et C.C. 11 à 15, 40 et 70 cm;

- de mesures instantanées de *T* et *PS* à ces profondeurs;

- des profils *T* et *PS* entre C.C. 6 et C.C. 11 en surface pour *PS*, à 120 cm pour *T*;

- des mesures de débit de vapeur *D* en C.C. 6 à 70 cm et en C.C. 11 à 3 et 70 cm, avec un dispositif à absorption mis au point par F. et Y. BOURLET (1983);

- des mesures de teneur en eau et de granulométrie aux profondeurs citées plus haut.

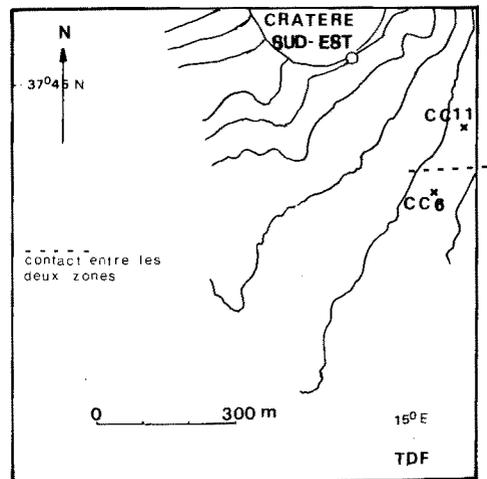


FIG. 2 - Site du Sud-Est. CC11 (site actif), CC6 (site témoin); stations de mesure permanente. TDF: Torre del Filosofo.

Toutes ces mesures montrent du 1er au 7 juin un état stationnaire auquel se superpose une variation diurne qui s'atténue en profondeur. La Fig. 2 rend compte de l'état stationnaire, les mesures étant rapportées à 13 H 30, heure choisie à mi-temps des minima et des maxima enregistrés.

REGIME STATIONNAIRE AU SUD-EST

Modèle thermique qualitatif

— Le débit de vapeur mesuré à 70 cm de profondeur à C.C. 11 correspond à l'ascension de vapeur d'eau formée par la vaporisation de l'eau météorique rencontrant en profondeur une zone où la température peut atteindre et dépasser la température d'ébullition de l'eau à la pression considérée. A la faveur d'un système de fissures plus ou moins entrete-

nues par l'activité volcanique dans la zone C.C. 11 et créant une perméabilité en grand élevée, la phase gazeuse (air, vapeur d'eau, éléments en trace) monte, son débit étant déterminé par la différence de pression de vapeur saturante d'eau F le long de cette colonne gazeuse. Ce transport de chaleur convectif crée une anomalie thermique du sol, la température mesurée étant proche de celle du flux gazeux.

— Le débit gazeux mesuré à 70 cm, de l'ordre de $0,4 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ à 20%, est équivalent à une hauteur d'eau annuelle de l'ordre de 4 mètres en supposant que ce débit serait constant pendant toute une année. Or la hauteur d'eau météorique reçue dans cette zone de l'Etna est largement inférieure, de l'ordre de 500 mm (COSENTINO, 1974). Il faut donc admettre que la convection hydrique ascendante draine une part des terrains environnant la zone fumerollienne.

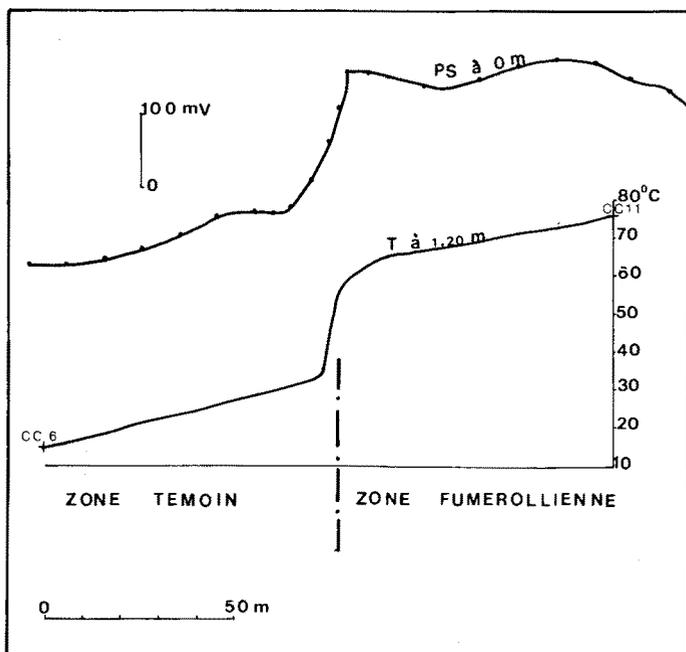


FIG. 3 — Profils de température T à 1,20 m de profondeur, et de potentiel spontané PS en surface, entre CC11 et CC6.

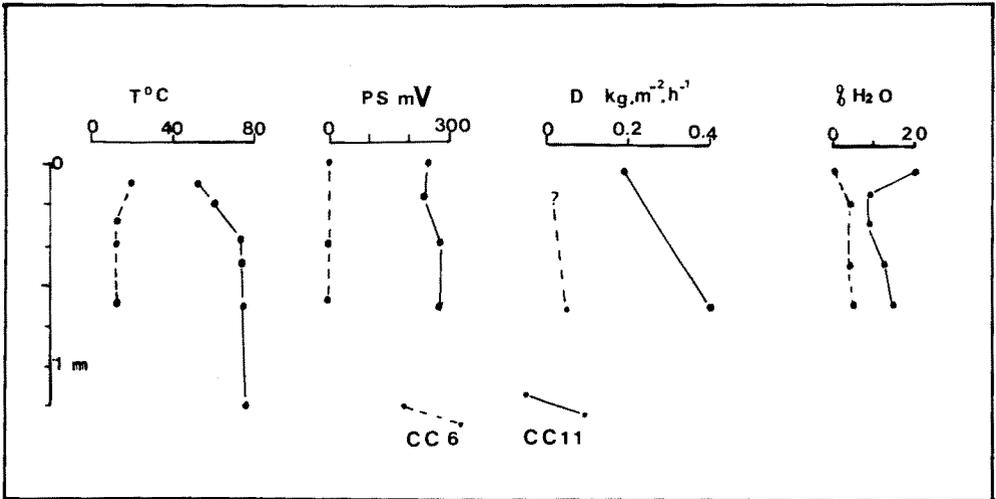


FIG. 4 - Profils verticaux de température T , de potentiel spontané PS , de débit de vapeur D , de teneur en eau $\% \text{H}_2\text{O}$, mesurés à CC11 (traits continus) et à CC6 (tiretés). Le potentiel électrique de référence, REF, est celui de CC6 à 70 cm de profondeur.

- De 50 cm à 120 cm, la température est quasi constante et égale à 76°C . De 50 cm à la surface, elle diminue ainsi que le débit. Une partie de la vapeur d'eau se condense et apporte au milieu de la chaleur, qui équilibre le flux de chaleur par conduction vers les couches superficielles froides.

- La condensation entraîne une augmentation de la teneur en eau du sol, qui est de plus favorisée en surface par un pourcentage plus important de granulométrie inférieure à 50μ (sublimées et cendres), eux-mêmes retenues par la présence d'eau.

- Dans le flux gazeux, la pression partielle de vapeur d'eau p_e est très importante; si $p_e > F$ (tension de vapeur saturante de l'eau), il y a condensation partielle de la vapeur. En un point donné, la vitesse de condensation dépend en particulier de l'écart $p_e - F$; cette vitesse de condensation agit sur le débit en amont.

Approche théorique

L'équation la plus générale de la propagation de la chaleur avec production de chaleur dans le milieu est:

$$\lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + Q = C \rho \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

avec λ conductivité thermique
 C chaleur massique
 ρ masse volumique
 Q quantité de chaleur créée par unité de volume.

En régime permanent et en présence de plans isothermes perpendiculaires à z , l'équation devient:

$$\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + Q = 0 \quad (2)$$

Q peut comprendre dans le cas de figure considéré:

a) la chaleur libérée par condensation de la vapeur d'eau;

b) le refroidissement de la vapeur ascendante;

c) le réchauffement de l'eau condensée descendante.

Le premier terme est largement prépondérant. En effet, 1 g de vapeur cède en se condensant 2350 J environ au milieu, alors que 1 g d'eau se réchauffant

de 30°C absorbe 125 J, et que 1 g de vapeur se refroidissant de 30°C libère 45 J. Les termes b et c se compensent partiellement et on négligera la différence 80 J, petite par rapport à a).

Soient deux isothermes T_e et T_i situés aux cotes Z_e et Z_i , entre lesquels la production de chaleur est supposée homogène (Fig. 5). L'intégration de l'équation (2) en tenant compte des conditions aux limites ci-dessus donne la solution suivante;

$$Tz = T_i + (z - Z_i) \left(\frac{Q_e}{2\lambda} + \frac{T_i - T_e}{e} \right) + (z - Z_i)^2 \frac{Q}{2\lambda} \quad (3)$$

avec $e = Z_i - Z_e$

La courbe (4) de la Fig. 5 est incompatible avec l'hypothèse faite que la production de chaleur dans le milieu est due uniquement à la condensation de la vapeur. En supposant, comme le suggère le profil expérimental de la Fig. 4, que la température reste constante au delà de la

profondeur 70 cm, on a la solution:

$$Q = 2\lambda (T_i - T_e)/e^2 \quad (4)$$

avec les valeurs numériques suivantes:

$T_i = 76^\circ\text{C}$ à 70 cm;

$T_e = 53^\circ\text{C}$ à 10 cm;

d'où $Q = 128 \lambda$ estimée à 30% près, l'incertitude provenant surtout de l'estimation de Z_i .

L'hypothèse conduisant à la relation (4) peut se vérifier en calculant indépendamment les quantités Q et λ . La quantité d'eau condensée entre la surface et 70 cm de profondeur est en effet égale à la différence entre les débits mesurés à ces deux niveaux, soit environ $0,2 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ à 20%. La chaleur moyenne apportée par condensation est dans ces conditions de l'ordre de $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-3}$, soit une valeur de λ calculée à partir de la relation (4) à $1,6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ à 20%.

Une autre méthode de calcul de la quantité d'eau condensée consiste à admettre que la proportion de vapeur qui se condense est égale à la variation de tension de vapeur saturante F entre les deux isothermes considérés, soit environ les 2/3. Q est alors égale à $280 \text{ W} \cdot \text{m}^{-3}$, ce qui conduit à une valeur de λ de $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, avec une erreur relative estimée à 30%. L'hypothèse aboutissant à la relation (4) est donc plausible.

La valeur $1,6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ est forte. Mais il faut considérer que de 10 cm à 70

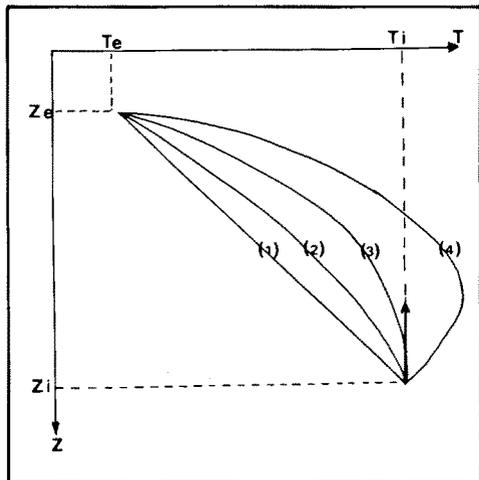


FIG. 5 - Profils théoriques de température en fonction de la profondeur dans un milieu produisant entre Z_e et T_i une chaleur Q par unité de volume. $Q(1) = 0$; $0 < Q(2) < Q(3)$; $Q(3) = 2\lambda(T_i - T_e)/(Z_i - Z_e)^2$, $Q(4) > Q(3)$.

cm de profondeur, le taux moyen d'humidité est de l'ordre de 8% ce qui augmente la valeur de λ (W. H. MC ADAMS, 1964). D'autre part l'équation (1) définit une conductivité thermique équivalente englobant éventuellement des phénomènes autres que conductifs.

Interprétation de l'anomalie PS

Reprenant l'hypothèse de CORWIN et HOOVER (1979), nous admettons que l'anomalie PS est due essentiellement à la convection hydrique mise en évidence plus haut. Cette convection entraîne:

- un effet électrocinétique dû au déplacement du flux gazeux auquel s'ajoute une phase liquide,
- un effet électrothermique dû à la chaleur apportée par convection,
- un effet électrochimique dû aux différences d'humidité produites par la convection, comme aux apports éventuels d'ions transportés par cette même convection.

Nous n'avons pas les données expérimentales suffisantes pour évaluer numériquement les différences de potentiel correspondantes à ces trois effets en fonc-

tion des données disponibles de températures, P_H , et flux gazeux. On peut fixer une limite supérieure à l'effet électrothermique, de l'ordre de 10 mV au plus, pour une différence de température de 63°C (CORWIN et HOOVER, 1979).

L'effet électrocinétique dépendrait linéairement, pour la phase liquide en milieu saturé, de la perte de charge le long de la colonne convective (CORWIN et HOOVER, 1979). Mais la circulation fait intervenir ici une phase gazeuse dans un milieu non saturé, ce qui doit correspondre à des effets plus complexes. Quant à l'effet électrochimique, il est sans doute faible; rien n'indique en profondeur une différence chimique entre la zone chaude et la zone froide, que ce soit dans le milieu solide ou le milieu liquide ou gazeux. Les variations de teneur en eau (8% en zone chaude, 4% en zone froide) peuvent introduire des tensions électriques, dues au terrain et à la jonction du terrain avec les capteurs électriques, qui pourraient atteindre quelques dizaines de mV selon nos essais en cours. Au total, l'effet électrocinétique serait responsable selon nous de plus de la moitié de l'anomalie PS mesurée.

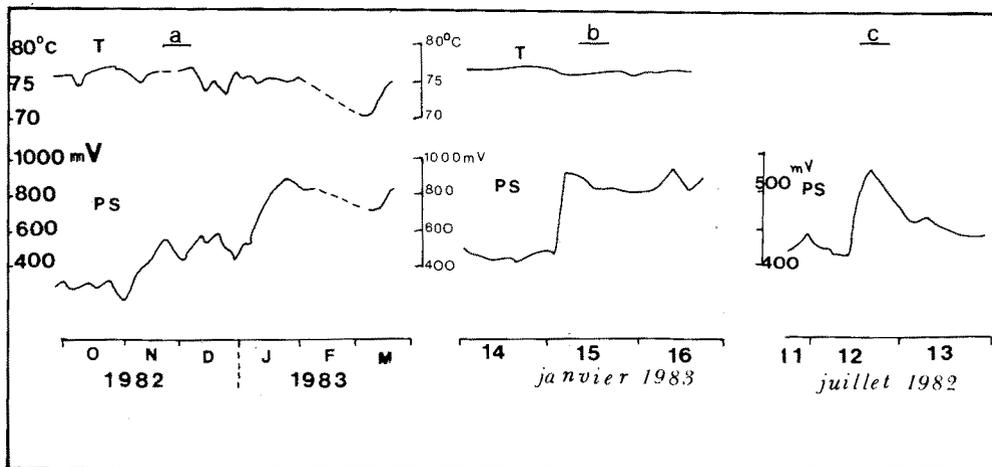


FIG. 6 - Variations temporelles T et PS à CC11, transmises par satellite (environ 10 mesures par jour). a) d'octobre 1982 à mars 1983; b) évènement supposé d'origine interne du 15 janvier 1983; c) évènement supposé d'origine externe du 12 juillet 1983 (orange).

Contribution au bilan thermique atmosphérique

Deux parties sont à considérer:

– chaleur apportée par la vapeur d'eau sortant du sol;

– chaleur évacuée par le sol en rayonnement et convection.

La chaleur apportée par refroidissement de la vapeur étant négligeable, seule peut intervenir éventuellement la chaleur de condensation. Dans l'hypothèse où la température de l'air au sol serait égale à 10°C, et compte tenu de la quantité de vapeur disponible, l'altitude calculée du début de condensation serait de l'ordre de 4600 m. Il est clair que la turbulence entre 3000 m et 4600 m est suffisante pour rendre indécélable cet effet sur une surface réduite (de l'ordre de 0,05 km²).

La chaleur apportée au sol par condensation est évaluée plus haut entre 200 à 280 w·m⁻³, sur une tranche de 0,6 m d'épaisseur, soit environ 150 w·m⁻². Cette chaleur peut s'évacuer facilement par rayonnement et convection si l'on considère les coefficients d'échange proposés par W. H. MC ADAMS (1964). La température moyenne à la surface du sol obtenue par extrapolation du profil thermique serait de l'ordre de 40°C. Il est certain que le contraste thermique entre les zones de C.C. 11 et de C.C. 6 est détectable par une mesure thermographique aéroportée.

REGIME TRANSITOIRE AU SUD-EST

Les conditions aux limites définies plus haut peuvent évoluer, soit au dessus par variation du milieu atmosphérique, soit au dessous par variation de l'activité volcanique.

Variation d'origine externe

Si la température de surface diminue, à la suite d'un orage par exemple, *F* au voisinage du sol diminue et la vitesse de condensation augmente puisqu'elle est

fonction de la différence entre la pression réelle et *F*. L'augmentation du taux de condensation entraîne une augmentation du débit en amont, d'où une augmentation de l'effet électrocinétique. C'est ce que l'on observe lors de l'orage du 12/7/82 (Fig. 6c).

Variation d'origine interne

Lors d'une augmentation de l'activité volcanique, la quantité d'eau vaporisée peut augmenter sans changement de température d'ébullition, d'où une augmentation de débit et de *PS*. Ces paramètres augmentent aussi, si la perméabilité de la zone convective s'élève, à la suite par exemple d'un soulèvement de terrain ou d'une extension du réseau fissural.

L'exemple fourni par la Fig. 6 qui montre une variation brutale et persistante de *PS* sans changement de température, illustre peut-être ce qui précède. Reprenons la relation (4). Si le débit augmente, *Q* augmente et *e* diminue. L'isotherme *T*_i se rapproche de la surface sans modification de *T* à 120 cm. La mesure de *T* sur la partie constante du profil thermique est un bon indicateur du régime permanent mais pas du régime transitoire.

Une augmentation en puissance de la source thermique primaire (Fig. 10) pourrait élever à la fois débit et température initiale, et donc amplifier les anomalies *T* et *PS* dans une proportion, que les données actuellement disponibles ne permettent pas d'apprécier.

SITE DE CITELLI

Située dans le vallon de Serracozzo vers 1980 m d'altitude, la zone étudiée (Fig. 6) se trouve à 250 m en amont d'une bouche éruptive de 1971. Les anomalies thermiques et *PS* mesurées ont une dizaine de mètres de large. L'axe anormalique correspond à un axe fissural reconnaissable sur le terrain. Les données peuvent se résumer ainsi:

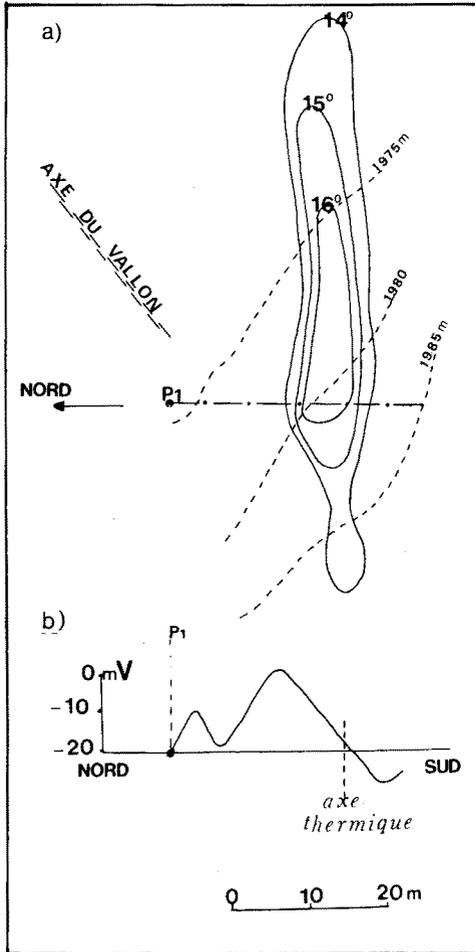


FIG. 7 - Site de Citelli. a) anomalie thermique; P1: profil PS. b) profil PS.

- différence de température relevées à 120 cm entre A, zone chaude, et B, zone froide, pouvant atteindre 13°C;

- flux de vapeur d'eau égal à: 0,06 kg m⁻² h⁻¹ en A, 0,05 kg m⁻² h⁻¹ en B, en fait en équilibre avec les humidités relevées en A et B;

- différence d'humidité qui à 70 cm est égale à 22% en A, à 8% en B.

Cette différence peut s'expliquer en

partie par une proportion de granulométrie fine ($\varnothing < 250 \mu$) plus grande en A qu'en B: 4% à 70 cm de profondeur en A, 0,6% en B. Mais l'humidité relevée en A est cependant supérieure à la capacité au champ du sol.

- différence de P_H relevée à 70 cm: 5,6 en A, 6,6 en B.

- anomalie PS entre PS 0 et PS 1 égal à 15 mV en surface, à 155 mV à 1 m profondeur.

- anomalie de Radon entre les stations 58 et 55, variable mais atteignant par exemple en août 1982 un rapport de 10 en densité de traces cm⁻² j⁻¹.

Ces différentes données nous conduisent à proposer l'hypothèse qu'il existe au site de Citelli le même phénomène convectif hydrique qu'au site du Sud-Est mais avec des caractéristiques hydriques, thermiques et électriques à faible profondeur se présentant différemment:

- En raison de l'étroitesse de la fissure (moins d'un mètre), le flux de vapeur ascendant supposé subir latéralement des pertes thermiques par conduction et convection très importantes, si bien que le niveau de début de condensation est plus profond qu'au Sud-Est. A 70 cm, profondeur où le flux a été mesuré, la condensation est pratiquement terminée, et la

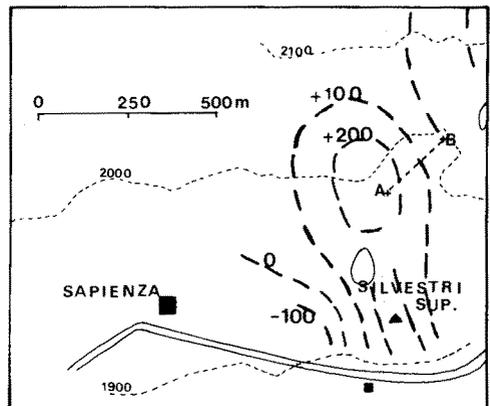


FIG. 8 - Site de Silvestri. Anomalie PS en mV. A: station active; B: station témoin.

couche plus superficielle est plus sèche que le niveau inférieur. Les mesures montrent cependant que l'humidité mesurée à 70 cm est anormalement grande et on peut donc supposer qu'elle augmente en profondeur.

— pour les mêmes raisons, l'anomalie thermique est supposée plus réduite à 70 cm qu'elle ne doit l'être à plus grande profondeur.

— l'anomalie Radon, qui suppose un fluide porteur pour le Radon, et qui peut

être le mouvement hydrique, renforce l'hypothèse de cette convection.

— enfin l'anomalie *PS*, forte à 1 m de profondeur, est attribuée à l'effet électrocinétique produit par cette convection. En surface, l'anomalie *PS* est très atténuée par épuisement du circuit convectif. On peut remarquer que l'anomalie *PS* en profondeur est du même ordre de grandeur qu'au Sud-Est, malgré une largeur de fissure de deux ordres de grandeur inférieure.

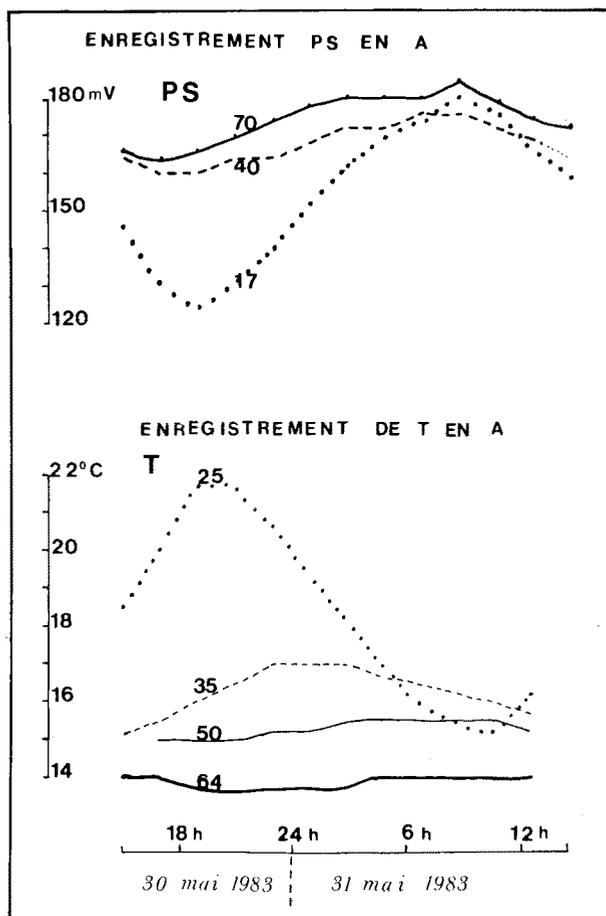


FIG. 9 - Site de Silvestri. Enregistrement de la variation diurne à la station A de *T* et *PS* à différentes profondeurs (en cm). Le potentiel de référence est celui de la station B à 70 cm de profondeur.

SITE DE SILVESTRI

Situé vers 2000 m d'altitude sur la branche sud de la rift-zone définie par KIEFFER (1975), le site de SILVESTRI (Fig. 8) est le siège d'une anomalie *PS* déjà reconnue (MASSENET *et al.*, 1981) sur le flanc sud du Mont Silvestri supérieur. De nombreuses mesures de température effectuées à 1,20 m de profondeur, voire certaines à 3 m et 6 m, par de nombreux auteurs (ARCHAMBAULT, BOURLET, TANGUY, VIALLE, rapports internes), n'ont pas confirmé à notre avis l'existence d'une anomalie thermique significative qui serait corrélée avec l'anomalie *PS*.

Celle-ci pourrait être due a priori à des effets topographiques (CORWIN et

HOOVER, 1979). Un profil *PS* réalisé du sommet à la base du flanc sud de Silvestri supérieur montre effectivement qu'une partie de l'anomalie *PS* peut être créée par cet effet mais l'amplitude correspondante ne dépasserait pas 80 mV sur l'anomalie mesurée à la cote 1900 m alors que l'amplitude totale atteint 300 mV.

Les profils *PS* effectués au nord de Silvestri supérieur montrent (Fig. 8) que l'anomalie *PS* a une direction NNW correspondant bien à la direction de la rift-zone, mais elle ne se prolonge pas vers le nord au delà de la cote 2050 m (AUBERT et KIEFFER, 1982).

Les mêmes mesures qu'au Sud-Est ont été faites aux stations A et B à savoir:
- profils verticaux *T*, *PS*, humidité,

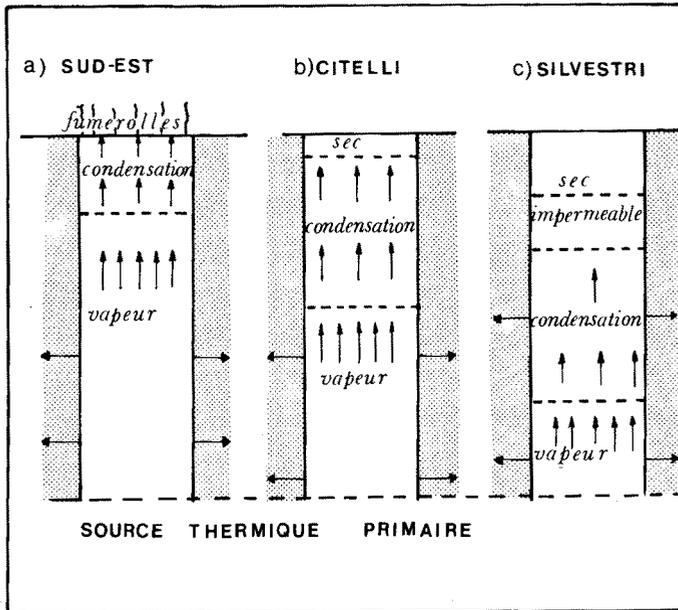


FIG. 10 - Modèles de zones convectives hydriques. a) avec dégagement de vapeur à la surface et fortes anomalies *T* et *PS* (cas du Sud-Est). b) sans dégagement significatif de vapeur à la surface. Anomalie d'humidité à faible profondeur; anomalie de température faible; anomalie *PS* faible à la surface, plus forte en profondeur (cas de Citelli). c) sans dégagement de vapeur à la surface; pas d'anomalie d'humidité ni d'anomalie thermique significative; anomalie *PS* à la surface, augmentant en profondeur (cas de Silvestri).

granulométrie, débit de vapeur, et enregistrement continu T et PS entre le 30/05/83 et le 31/05/83 (Fig. 9).

- prospection T et PS entre A et B.

Il ressort de ces mesures les résultats suivants:

a) l'anomalie PS entre A et B en surface est égale à 200 mV, donc du même ordre de grandeur qu'au site Sud-Est et à Citelli (à 1 m de profondeur). Le PS augmente en profondeur, avec une variation entre 40 et 70 cm de l'ordre de 15 mV/m.

b) il n'y a pas d'anomalie thermique entre A et B. Les profils verticaux sont semblables, la température dans les deux stations à 65 cm de profondeur est égale à $13,5^{\circ}\text{C} \pm 0,1^{\circ}\text{C}$.

c) l'enregistrement de durée 24 h de T et PS à différentes profondeurs (Fig. 9) montre que la variation diurne thermique est assez forte, et correspond à une diffusivité thermique de l'ordre de $2,2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, soit une conductivité apparente de l'ordre de $0,23 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ en prenant une chaleur massique égale à $920 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ et une masse volumique apparente de 1160 kg m^{-3} .

La différence avec les résultats obtenus au site Sud-Est (λ calculé de l'ordre de $1,6 \text{ W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) peut s'expliquer, par une différence d'humidité moyenne du sol: 8% au Sud-Est, 3,6% à la station Silvestri A, et par une granulométrie plus grossière à Silvestri qu'au Sud-Est. La variation diurne PS est bien corrélée avec la variation diurne T . Si l'on compare T à 25 cm de profondeur avec PS à 17 cm, on observe qu'à une valeur de T maximum correspond une valeur de PS minimum. Cette variation peut s'expliquer par la déshydratation maximum de la couche à 17 cm provoquant un abaissement relatif du potentiel d'électrofiltration.

d) les flux de vapeur d'eau sont les mêmes en A et B et ne dépassent pas le seuil de fonctionnement de l'appareil, soit $2 \cdot 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$.

e) l'acidité du sol aux deux stations est également la même et égale à $p_{\text{H}} = 6,6$ soit une valeur normale pour ce sol.

f) une investigation lithologique sommaire indique dans la zone autour de

B la présence en surface d'une épaisse couche de cendres et sables fins dont l'épaisseur dépasse 1,20 m. Dans toute la zone A existe au contraire un niveau dur vers 60 cm de profondeur, dont un sondage électrique réalisé par M. HENROTTE indique que son épaisseur pourrait atteindre au moins 5 mètres.

En fonction de ces différents résultats, nous formulons l'hypothèse que l'anomalie PS mesurée entre les stations A et B ne peut être attribuée que pour une faible part à des effets topographiques, électrothermiques, électrochimiques, et que la cause principale est, comme au Sud-Est et à Citelli, un effet électrocinétique produit par une convection hydrique ascendante. On imagine (Fig. 10 C) que le flux de vapeur ascendant se condense progressivement dans une zone dont le toit a une profondeur supérieure à 6 m (niveau le plus profond atteint par les mesures thermiques). La couche superficielle ne reçoit pas d'apport hydrique, soit par épuisement du flux gazeux, soit en raison d'une couche imperméable supposée présente, soit pour les deux raisons à la fois.

Dans cette hypothèse, des mesures effectuées au toit de la zone de condensation devraient montrer:

- une anomalie PS plus forte qu'en surface. Si on admet que la variation mesurée entre 40 et 70 cm reste constante, de 0 à 6 m par exemple, l'anomalie PS à cette profondeur serait de l'ordre de 300 mV.

- une anomalie thermique significative au moins égale à celle mesurée à Citelli.

- une anomalie de teneur en eau également significative.

CONCLUSIONS

Il ressort de l'étude thermodynamique et électrique des trois sites, Sud-Est, Citelli et Silvestri, les résultats suivants.

Au Sud-Est et en l'absence de toute hypothèse, la mesure des paramètres sensibles à la convection hydrique tels que

température, *PS*, débit de vapeur, teneur en eau, apportent des données permettant d'estimer un apport thermique convectif en surface du à une zone thermique profonde (Fig. 10 a). Cette zone est liée à l'activité magmatique, mais les relations spatiales et temporelles entre zone thermique profonde et activité magmatique sont complexes et ne peuvent être précisées que par l'étude d'éruptions réelles.

L'étude de la distribution en profondeur du phénomène convectif montre l'importance de la localisation des capteurs pour saisir:

- soit le régime permanent (capteurs situés à la base de la zone de condensation);

- soit le régime transitoire (capteurs situés au sein de la zone de condensation).

La mesure de *PS* semble plus opérante que la mesure de *T* pour l'étude des variations transitoires. Compte tenu des causes multiples qui peuvent intervenir pour créer un effet *PS*, il est nécessaire d'associer les deux types de mesure. Les capteurs doivent être situés à des profondeurs allant de la base de la zone de condensation jusqu'à une zone plus superficielle, mais assez profonde pour que la variation diurne y soit peu marquée. Au Sud-Est par exemple, le protocole expérimental optimal pourrait être le suivant: mesures de *T* et *PS* à 40 cm et 120 cm.

L'hypothèse émise de l'existence d'un phénomène fumerollien à Citelli et Silvestri, masqué plus ou moins par les conditions hydrogéologiques locales, pourrait être confirmée par des données complémentaires. Elle nous semble dès maintenant très probable dans le cas de Citelli.

Ces deux exemples montrent qu'une surveillance de l'activité volcanique au moyen des paramètres sensibles à la convection hydrique peut être envisagée sur des zones détectées seulement sur des critères géophysiques. Les paramètres à mesurer et la localisation des capteurs doivent être déterminés après une étude thermodynamique et électrique du phénomène convectif local, conditionné lui-même par les conditions hydrogéologique propres au site.

BIBLIOGRAPHIE

- MC ADAMS W.H., 1964, *Transmission de la chaleur*, Dunod, Paris, 2ème éd.
- AUBERT M. et KIEFFER G., 1982, *Circulation souterraine dans les structures volcaniques du versant sud de l'Etna. Résultats des données de potentiel spontané*. C.R. Acad. Sc. Paris, 296, II, p. 1003-1006.
- et —, 1984, *Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983. Résultats de potentiel spontané et essai d'interprétation de l'éruption de 1983*. C.R. Ac. Sc. Paris, 298, II, p. 379-382.
- BOURLET F. et BOURLET Y., 1983, *Etude d'un débitmètre permettant de mesurer le flux de vapeur d'eau dans un sol fumerollien*. Note I.O.P.G. n. 70, Université Clermont II.
- COSENTINO M., 1974, *Il regime pluviometrico sull'Etna negli anni 1921-1971*. Atti della Accademia Gioenia di Scienze naturali in Catania, 6, p. 37-52.
- CORWIN R.F. and HOOVER D.B., 1979, *The Self-potential Method in Geothermal Exploration*. Geophysics, 44, (2), p. 226-245.
- KIEFFER G., 1975, *Sur l'existence d'une « rift-zone » à l'Etna (Sicile)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 280, D, p. 263-266.
- , 1983a, *L'évolution structurale de l'Etna (Sicile) et les modalités du contrôle tectonique et volcano-tectonique de son activité. Faits et hypothèses après les éruptions de 1978 et 1979*. Rev. géol. dyn. et géogr. phys., 24, (2), p. 129-152.
- , 1983b, *Déplacement progressif vers l'Est des voies d'alimentation magmatique de l'Etna (Sicile)*. Bull. Soc. géol. France, 7, 25, n. 3, p. 369-378.
- MASSENET F. et al., 1981, *Campagne géophysique à l'Etna mai-juin 1981*. Rapport PIRPSEV n. 47, CNRS, PARIS.
- VERON M., 1965, *Cours de thermique industrielle, transmission de la chaleur*. Ed. CNAM, p. 157-158.
- ZABLOCKI C.J., 1976, *Mapping Thermal Anomalies by the Self-potential Method, Kilauea, Hawaii*, Proc. 2nd U.N. Symp. on the Dev. and Use of Geother. Res., San Francisco, 1975, 2, p. 1299-1309.
- , 1978, *Streaming Potentials Resulting from the Descent of Meteoric Water: a Possible Source Mechanism for Kilauean Self-potential Anomalies*. Trans. Geotherm. Resources Council, 2, sec. 2, p. 747-748.

Ms. submitted June 1984. Revised ms. received Oct. 1985.