



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 869–875



Géophysique interne

Découverte d'un flux géothermique anormal au puy de Monténard (chaîne des Puys, France) : résultats préliminaires

Maurice Aubert

LMV, UMR 6524, université Blaise-Pascal, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

Reçu le 10 juin 2003 ; accepté le 2 mars 2004

Disponible sur Internet le 19 mai 2004

Présenté par Jean-Louis Le Mouél

Résumé

Des mesures de la température du sol enregistrées pendant 16 mois au sommet du Puy de Monténard (chaîne des Puys, France) ont permis de mettre en évidence une anomalie du flux géothermique d'au moins $0,4 \text{ W m}^{-2}$. Cette anomalie pourrait s'expliquer par un flux hydrothermal résiduel créé au moment de la mise en place du maar et du cône de scories il y a environ 30 000 ans. *Pour citer cet article : M. Aubert, C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Discovery of a geothermal anomaly on the Puy de Monténard (Chaîne des Puys, France): preliminary results. Preliminary soil-temperature measurements over 16 months indicate an important geothermal flux of at least 0.4 W m^{-2} on the summit of a scoria cone in the Chaîne des Puys (France). This anomaly can be explained by a residual hydrothermal flux that has begun when the maar and the overlying cone were formed around 30 000 years ago. *To cite this article: M. Aubert, C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : anomalie géothermique ; chaîne des Puys ; France

Keywords : geothermal anomaly; Chaîne des Puys; France

Abridged English version

1. Introduction

The estimation of the heat flux by soil-temperature measurements is one of the methods used for the monitoring of active volcanoes [1,4,6]. Aubert [1]

demonstrated that instantaneous soil measurements allow us to estimate heat fluxes from 10 to 300 W m^{-2} . The lowest limit corresponds to the precision of external variations of the flux. The first objective of this study was to calculate heat fluxes lower than 10 W m^{-2} by using continuous measurements.

2. Description of the thermal measurements station

The Puy de Monténard (Fig. 1) is a scoria cone located in the south part of the Chaîne des Puys (France).

Adresse e-mail : m.aubert@opgc.univ-bpclermont.fr
(M. Aubert).

It surmounts a maar that has partially maintained simultaneous activity with it [3]. This volcano had also built many lava flows. Its age is not known but it can be estimated as being 15 000 to 30 000 years. In the vicinity of the station located at the summit of the cone the soil is vegetationless, with a slope equal to 24° in the direction N225°. The scoria granulometry is homogeneous with a mean diameter of 2 mm. The hydrous density (water percent 13%) is equal to 900 kg m^{-3} . The thermal diffusivity α is calculated by the decrease of the thermal diurnal variation between 0.1 and 0.3 m ($\alpha = 2.9 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). The thermal conductivity λ is calculated with a given value of the thermal capacity C equal to $920 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Then $\lambda = 0.24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. This value is at the lower limit of the classical values that are between 0.3 and $0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ [4].

Four thermistances are placed on a vertical axis at the depths 0.1, 0.3, 0.5 and 0.7 m. The soil temperatures T are measured each hour and recorded in a local memory. Sixteen months have now been recorded from November 2001 to February 2003.

3. Normal climatic values at Monténard

3.1. Surface temperature

The normal atmospheric value T (without anomaly) is deduced from several meteorological stations of Météo France located around Monténard. For 2002:

$$T \text{ in Monténard} = T \text{ in Orcival} - 0.4^\circ\text{C}.$$

3.2. Normal geothermic gradient $\delta T/\delta Z$

The geothermal flux in this country is higher than the mean flux in France and is estimated as 0.08 W m^{-2} [6]. Then, for the previous value indicated for λ , the normal $\delta T/\delta Z$ would be equal to $0.33^\circ\text{C m}^{-1}$.

4. Results of measurements

From collection of hourly data, one calculates the diurnal, monthly, and annual mean values. For these last, it is the running average over 12 months, calculated five times (Table 2). Table 1 indicates the monthly values and the differences $T_{50} - T_{10}$, which are compared later with the same differences

in Aulnat. The annual variation of these values, from $+4.5$ to $-2.5^\circ\text{C m}^{-1}$, is similar to that which would be created by an external thermal sinusoidal wave penetrating in the same soil as in Monténard and characterized by the same climate as in Orcival.

Table 2 indicates the mean annual values for the five periods. The $T(Z)$ profiles are nearly linear from 10 to 50 cm: the slope $\delta T/\delta Z$ of the linear regression is defined by a coefficient of correlation which is higher than 0.99. The surface temperature T_0 defined by the linear regression is higher than the normal temperature T_n , the mean difference being equal to 1.7°C .

The lowest value of $\delta T/\delta Z$ normally corresponds to the highest value of T_n and T_0 . 2002 is the warmest year since 1923 except 1994. For 1994, $\delta T/\delta Z$ would be equal to 1.6°C m^{-1} . From this minimum value and the λ value calculated upward, the geothermal flux at Monténard would be equal to 0.4 W m^{-2} , that is five times higher than the normal flux in this area, estimated as being equal to 0.08 W m^{-2} [5].

5. Interpretation of the thermal anomaly

For depths deeper than 0.7 m, we suppose that the flux is both conductive and convective. The ascending water steam is entirely condensed beneath the surface and brings heat to the soil, essentially by latent heat of condensation [1]. In the geological context of this country, this hydrothermal flux could be explained by: (i) ascending biphasic water along a large fault but nothing is known in the area around Monténard; or (ii) residual hydrothermal flux beginning when the maar, the cone and the lava flows arrived around 30 000 years ago.

A flux of 0.4 W m^{-2} can be produced by the total condensation of $1.2 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. The heat created by magma crystallisation and cooling is equal to $3 \times 10^9 \text{ J m}^{-3}$ [2]. Then the flux calculated in Monténard corresponds to the heat created by the cooling and crystallisation of a magmatic column of 4 mm yr^{-1} . If we suppose from a simple calculation that the flux has remained constant for the last 30 000 years, the necessary height of cooling magma would be equal to 120 m, which is a realistic dimension.

6. Conclusion

The monitoring over more than one year of soil temperatures indicates a flux in the order of 0.4 W m^{-2} , with a precision in the order of 0.1 W m^{-2} . This discovery should be followed up by other measurements to know the area where this abnormal flux exists, and if it is the case on other cones overlying maars of similar ages.

1. Introduction

L'estimation du flux géothermique par la mesure des températures du sol sur un profil vertical est une des méthodes utilisées pour surveiller l'évolution des volcans actifs [4,6]. Nous avons montré [1] que des mesures instantanées à des profondeurs inférieures à 0,8 m permettaient d'estimer le flux Φ dans une étendue de valeurs allant environ de 10 à 300 W m^{-2} pour une valeur de la conductibilité thermique égale à $0,8 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. La limite inférieure correspond à la précision donnée par un modèle prévisionnel des variations d'origine externe de Φ (variation diurne notamment). La limite supérieure est déterminée par le fait qu'au-delà de cette valeur, la condensation du débit de vapeur n'est plus totale dans le sol, mais se termine dans l'atmosphère; le débit doit alors être mesuré directement avec un condenseur.

L'objet initial de cette étude était de calculer les variations d'origine externe par des mesures continues sur au moins une année, pour abaisser la limite inférieure du flux détectable et améliorer la sensibilité de la méthode pour la mesure des flux faibles. Nous avons effectué ces mesures sur un volcan supposé éteint, en choisissant un site sans aucun sol ni végétation, comme c'est le cas sur un volcan actif.

2. Description de la station de mesures thermiques

Le Puy de Monténard (Fig. 1) est un cône de scories faisant partie des volcans sud de la chaîne des Puys (France). Il culmine à l'altitude de 1173 m, avec une hauteur de 125 m et un diamètre d'environ 870 m. Il est installé dans un maar initial et la persistance d'une activité phréatique se manifeste au sein des produits stromboliens par la rythmicité des

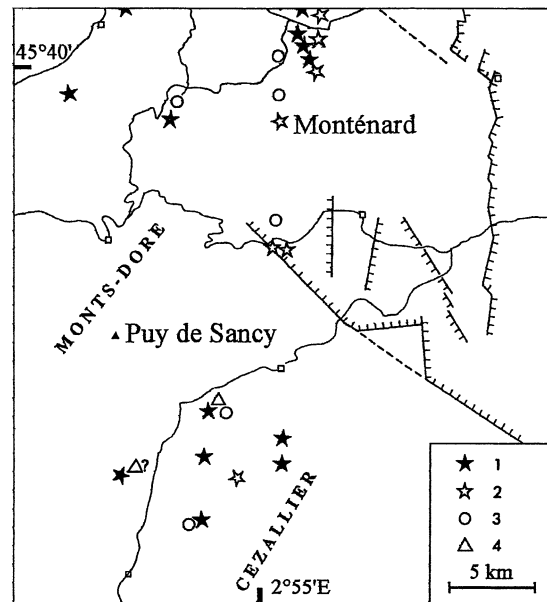


Fig. 1. Situation du puy de Monténard dans la chaîne des Puys (France). Coordonnées Lambert II : $X = 646,48$; $Y = 2070,80$; $Z = 1170$ m. (1) Cône de scories basaltique; (2) cône basaltique sur maar préalable; (3) maar basaltique; (4) maar trachytique.

Fig. 1. Setting of the Puy de Monténard, Chaîne des Puys (France). Coordinates in Lambert II system: $X = 646,48$; $Y = 2070,80$; $Z = 1170$ m. (1) Basaltic scoria cone; (2) basaltic cone situated on previous maar; (3) basaltic maar; (4) trachytic maar.

dépôts et l'abondance des bombes en chou-fleur [3]. Une série de coulées s'étale à son pied, dont les plus longues s'étirent jusqu'à 3 km. Il s'agit donc d'un appareil à alimentation magmatique relativement importante qui, à la fin de sa construction, recouvrait un réservoir d'eau sous pression dont le volume pouvait atteindre $0,1 \text{ km}^3$. Son âge n'est pas connu, mais on peut l'estimer entre 15 000 et 30 000 ans d'après la morphologie du cône et des coulées. La station de mesure est située au sommet du cône, dans une zone entièrement dépourvue de végétation.

Les scories volcaniques ont une granulométrie homogène de la surface à 0,7 m de profondeur, avec un diamètre moyen de l'ordre de 2 mm. La teneur en eau est de l'ordre de 13 %, la porosité efficace de l'ordre de 65 %, la densité humide ρ du terrain en place est égale à 900 kg m^{-3} . La diffusivité thermique α est calculée par l'amortissement entre 10 et 30 cm de l'onde diurne moyenne annuelle en 2002. En mode sinusoïdal, cette valeur est égale à

$2,9 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La capacité thermique C étant estimée à $920 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, la conductivité thermique λ calculée à partir de ces valeurs serait égale à $\alpha C \rho = 0,24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, l'erreur relative étant de l'ordre de 20%. Les valeurs de α et λ sont à la limite inférieure des valeurs le plus souvent citées pour les scories, la valeur moyenne étant de l'ordre de $0,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ [4]. La faible valeur trouvée peut s'expliquer par le taux d'humidité très faible, par la valeur élevée de la porosité efficace et par l'absence de fraction argileuse. S'agissant de mettre en évidence une anomalie thermique, nous retiendrons cette valeur faible pour obtenir la valeur minimum du flux à Monténard.

Quatre capteurs de température T sont installés aux profondeurs 10, 30, 50, 70 cm (ces sondes sont de type thermistance, résolution $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$, précision $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$). La température T est mesurée toutes les heures aux quatre profondeurs depuis le 23 octobre 2001 et les données sont enregistrées dans une mémoire locale.

3. Valeurs climatiques normales à Monténard

3.1. Température de surface T_n

En l'absence de données climatologiques à la station, les valeurs dites normales (sans anomalie) sont déduites des données T_{air} des stations sous abri de Météo France situées dans le même climat que Monténard. On dispose aussi des températures du sol à 10, 20, 30, 50 et 100 cm de profondeur, mesurées depuis 1984 à la station d'Aulnat, située à 30 km environ de Monténard, dans un contexte sédimentaire. En 2002, T_{air} en moyenne annuelle à Aulnat était égal à T_{10} (à 10 cm de profondeur), de telle sorte qu'on peut admettre que la température moyenne en surface était aussi égale à T_{air} . $\delta T/\delta Z$ est égal à $0,0 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ entre 20 et 100 cm depuis 1984; on observe un écart significatif non encore expliqué de $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ entre la moyenne de T_{20} à T_{100} et les valeurs identiques T_{air} et T_{10} .

En 2002, les températures moyennes annuelles de l'air à Orcival (1080 m) et à Besse (1050 m) étaient respectivement égales à $8,0$ et $8,4 \text{ }^\circ\text{C}$. La valeur du gradient $\delta T/\delta h$ varie selon le groupe de stations retenu et va de $6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ pour le standard Météo France à $5,1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ pour un groupe de huit stations situées

près de Monténard. En prenant cette dernière valeur et la valeur de T_{air} à Orcival, station la plus proche, la température normale de surface à Monténard T_n est égale à :

$$T_n = T_{\text{air}} \text{ à Orcival} - 0,4 \text{ }^\circ\text{C} = 7,6 \text{ }^\circ\text{C}.$$

3.2. Gradient $\delta T/\delta Z$ normal

Le flux géothermique dans cette région [5], plus élevé que le flux moyen en France, est estimé à 80 mW m^{-2} . En adoptant la valeur de λ indiquée plus haut, $\delta T/\delta Z$ normal serait au plus égal à $0,08/0,24 = 0,33 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$.

4. Résultats des mesures

À partir de la série de mesures horaires aux quatre profondeurs sur 16 mois (deux mois avant, deux mois après 2002), on calcule les moyennes journalières, mensuelles et annuelles. Pour ces dernières, il s'agit de la moyenne glissante sur 12 mois, soit cinq valeurs sur les 16 mois disponibles.

Le Tableau 1 rassemble l'ensemble des valeurs moyennes mensuelles calculées pour les 16 mois d'enregistrement. Les moyennes sur quatre mois encadrant respectivement le début et la fin de 2002 montrent la variation notable du climat entre ces deux périodes. Sur ce tableau sont indiqués les écarts moyens $\Delta T_{50,10}$ de température entre 50 et 10 cm de profondeur, qui seront comparés à ceux calculés à Aulnat aux mêmes profondeurs. Ces valeurs montrent une grande variation annuelle allant de $+4,5$ à $-2,5 \text{ }^\circ\text{C}$, variations égales, à 10%, près aux variations calculées pour une onde thermique externe, supposée sinusoïdale, pénétrant dans un sol identique à celui de Monténard et ayant les mêmes caractéristiques climatiques que celles de la station d'Orcival. La Fig. 2 montre ces mêmes variations, ainsi que les différences de $\Delta T_{50,10}$ entre Monténard et Aulnat. Ces différences seraient en théorie proches de zéro, si les deux stations étaient situées dans le même climat et dans le même sol.

Le Tableau 2 rassemble l'ensemble des valeurs moyennes annuelles sur les cinq périodes disponibles. Les cinq profils $T(Z)$ sont quasi linéaires, de 10 à 50 cm de profondeur. La pente $\delta T/\delta Z$ de la droite de régression (Fig. 3) est calculée à partir des données

Tableau 1

Valeurs moyennes mensuelles de novembre 2001 à février 2003 des températures à Monténard. T_{10} à T_{70} : températures mesurées de 10 à 70 cm de profondeur ; T_n : température normale de l'air à Monténard, calculée à partir des données de la station Météo France d'Orcival (voir texte) ; moy–nov01,fév02 et moy–nov02,fév03 : moyennes de novembre 2001 à février 2002 et de novembre 2002 à février 2003

Table 1

Annual mean values of T from November 2001 to February 2003. T_{10} to T_{70} : temperatures measured at depths 10 to 70 cm; T_n : normal atmospheric temperature in Monténard, calculated from data obtained from Météo France in Orcival; moy–nov01,fev02 et moy–nov02,fev03: mean values from November 2001 to February 2002 and from November 2002 to February 2003

Période	T_{10}	T_{30}	T_{50}	T_{70}	$T_{50} - T_{10}$	T_n
novembre 2001	3,77	6,33	8,14	9,53	4,37	0,7
décembre 2001	1,28	3,86	5,81	7,29	4,53	1,7
janvier 2002	1,51	2,91	4,3	5,61	2,791	2,7
février 2002	3,6	4,7	5,53	6,26	1,931	2
mars 2002	6,03	6,11	6,33	6,64	0,3	4,6
avril 2002	7,91	7,83	7,78	7,87	-0,13	5,6
mai 2002	10,24	9,83	9,55	9,42	-0,69	8,1
juin 2002	17,98	16,82	15,45	14,34	-2,531	14,0
juillet 2002	15,7	15,71	15,34	15,37	-0,36	13,5
août 2002	14,99	15,17	15,14	15,32	0,15	3,5
septembre 2002	12,68	13,38	13,72	13,93	1,04	10,4
octobre 2002	9,27	10,34	10,97	11,4	1,7	8,4
novembre 2002	5,11	6,8	8,7	6,8	2,76	4,6
décembre 2002	3	4,26	5,22	6,09	2,22	3
janvier 2003	0,6	2,7	4,06	5,14	3,46	2,7
février 2003	0,23	1,79	2,97	3,9	2,74	2
moy–nov01,fév02	2,54	4,45	5,94	7,17	3,4	1,8
moy–nov02,fév03	2,24	3,89	5,03	5,95	2,79	3,1

Tableau 2

Valeurs moyennes annuelles de T_{10} à T_{70} sur cinq périodes de 12 mois calculées à partir des données du [Tableau 1](#) ; $\delta T/\delta Z$: pente de la droite de régression linéaire calculée de T_{10} à T_{50} ; T_0 : température de surface calculée à partir de la droite de régression ; T_n : même définition que dans le [Tableau 1](#) ; $T_0 - T_n$: anomalie de température de surface à Monténard

Table 2

Mean annual values from T_{10} to T_{70} for five 12-month periods calculated from data in [Table 1](#); $\delta T/\delta Z$: slope of the linear regression $\delta T/\delta Z$ calculated from T_{10} to T_{50} ; T_0 : calculated temperature at the surface from the linear regression; T_n : same definition as in [Table 1](#); $T_0 - T_n$: anomalous temperature in Monténard

Période	T_{10}	T_{30}	T_{50}	T_{70}	$\delta T/\delta Z$	T_0	T_n	$T_0 - T_n$
nov-01,oct-02	8,75	9,41	10	10,2	3,13	8,45	6,8	1,65
déc-01,nov-02	8,87	9,45	9,98	10,2	2,77	8,6	7,1	1,5
janv-02,déc-02	9,03	9,51	9,79	10,1	1,9	8,87	7,6	1,27
fév-02,janv-03	8,93	9,47	9,91	10	2,45	8,71	6,8	1,91
mars-02,fév-03	8,65	9,23	9,69	9,841	2,6	8,41	6,4	2,01
Moyenne	8,84	9,41	9,9	10,1	2,57	8,6	6,9	1,67
Écart type	0,14	0,11	0,12	0,15	0,45	0,19	0,4	0,301

T_{10} , T_{30} et T_{50} , où elle est définie avec un coefficient de corrélation au moins égal à 0,99. La température de surface T_0 calculée à partir de la droite de régression est supérieure à la température normale T_n calculée plus haut, l'écart moyen étant égal à 1,7 °C.

Une hausse de la température externe entraîne normalement une diminution de $\delta T/\delta Z$, ce que confirme

la série des cinq valeurs moyennes annuelles, où la plus faible valeur $\delta T/\delta Z$ correspond aux valeurs les plus élevées T_n et T_0 en 2002 ([Fig. 3](#)). Quelle serait la valeur de $\delta T/\delta Z$ pour des années encore plus chaudes ? La chronique des données Météo France à Aulnat indique que l'année 2002 se situe en fait au troisième rang des années les plus chaudes depuis

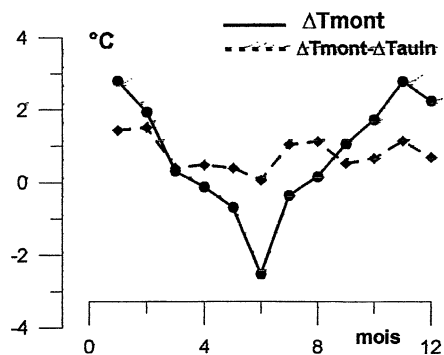


Fig. 2. Variation temporelle pendant l'année 2002 de $\Delta T_{\text{mont}} = (T_{50} - T_{10})$ à Monténard et de $\Delta T_{\text{mont}} - \Delta T_{\text{auln}}$ ($\Delta T_{\text{auln}} = (T_{50} - T_{10})$ à Aulnat).

Fig. 2. Temporal variation during year 2002 of $\Delta T_{\text{mont}} = (T_{50} - T_{10})$ in Monténard, and of $\Delta T_{\text{mont}} - \Delta T_{\text{auln}}$ ($\Delta T_{\text{auln}} = T_{50} - T_{10}$ in Aulnat).

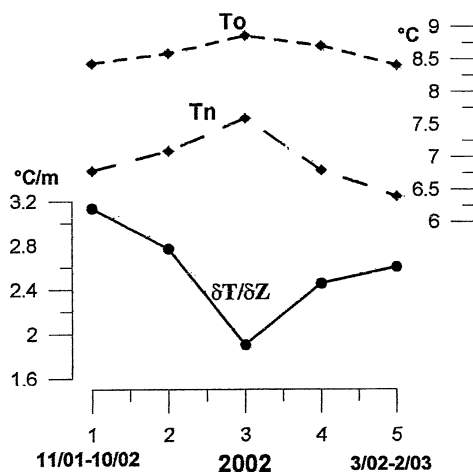


Fig. 3. Évolution de novembre 2001 à février 2003 (voir Tableau 2) de la moyenne annuelle de la pente des droites de régression $\delta T/\delta Z$ et des températures T_0 (température calculée en surface à partir de la droite de régression) et T_n (température normale à l'air). L'écart $(T_{50} - T_{10})$ est représenté sur la Fig. 2.

Fig. 3. Evolution from November 2001 to February 2003 (see Table 2) of the annual mean value of the linear regression $\delta T/\delta Z$ and the temperatures T_0 (calculated temperature at the surface) and T_n (normal temperature in the atmosphere).

1923 ($12,5^\circ\text{C}$ en 2002, $12,7^\circ\text{C}$ en 1994 et $12,6^\circ\text{C}$ en 1997), et est partout supérieure de $0,9^\circ\text{C}$ environ aux températures moyennes depuis 30 ans. En 1994, $\delta T/\delta Z$ serait égal à $1,6^\circ\text{C m}^{-1}$ si on admet une corrélation linéaire entre T_n et $\delta T/\delta Z$ pour de faibles écarts de T_n .

Malgré l'influence de la variation climatique sur les moyennes annuelles, cette série de mesures met en évidence une valeur élevée de $\delta T/\delta Z$, en partie non dépendante de l'effet climatique. La durée d'enregistrement est trop courte pour que puisse être calculée avec précision la valeur supposée constante du flux d'origine interne, dont on ne connaît pour le moment que la valeur minimum indiquée plus haut.

En considérant la valeur minimum $1,6^\circ\text{C m}^{-1}$ de $\delta T/\delta Z$ depuis 1923, et la valeur λ calculée plus haut ($0,24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), le flux géothermique à Monténard serait égal à environ $0,4 \text{ W m}^{-2}$, avec une erreur relative estimée de l'ordre de 20%. Le flux à Monténard serait cinq fois plus élevé que le flux normal dans cette région, estimé à $0,08 \text{ W m}^{-2}$.

5. Interprétation de l'anomalie thermique

La station Monténard se caractérise par un sol dénudé, poreux et de très faible valeur de λ . Ces facteurs accentuent la variation saisonnière des températures du sol, mais ne peuvent pas en modifier le bilan annuel. La position en relief tendrait à diminuer $\delta T/\delta Z$. La cause de l'anomalie thermique semble être d'origine interne. Dans le contexte régional, cette anomalie pourrait s'expliquer :

- soit par un flux hydrothermal dû à la remontée, le long d'une faille, d'une circulation d'eau s'étant réchauffée en profondeur (aucune faille importante n'est connue dans ce secteur, mais on ne peut pas exclure cette hypothèse) ;
- soit par un flux résiduel apporté par l'alimentation magmatique ayant créé il y a 30 000 ans ou moins, le maar, le cône de scories et le système de coulées.

À cette époque, une colonne magmatique sans doute importante s'est refroidie lentement, entretenant en particulier une réserve d'eau chaude et de vapeur sous une pression élevée à l'intérieur du maar, sous la couverture isolante formée par une centaine de mètres de scories. Cette colonne a pu s'extraire d'un réservoir magmatique secondaire, dont la profondeur hypothétique est souvent estimée à une dizaine de kilomètres en ce qui concerne les volcans sud de la chaîne des Puys.

Comment évolue la température en profondeur ? Le modèle le plus simple est celui d'un flux de chaleur à la fois conductif et convectif. En supposant que trois conditions soient satisfaites – régime stationnaire, distribution de T fonction de Z uniquement, et condensation de la vapeur totale sous la surface du sol – l'équation de conduction de la chaleur avec terme convectif est la suivante :

$$\lambda d^2T/dZ^2 + Q_Z = 0 \quad (1)$$

où Q_Z représente, en W m^{-3} , l'apport de chaleur par convection dans le milieu à la profondeur Z (si $Q_Z > 0$). Q_Z est essentiellement dû à la condensation de la vapeur dans la zone superficielle soumise au refroidissement par l'atmosphère [1]. Entre la surface et la profondeur sous laquelle la condensation est totale, Q_Z est nul, le flux devient uniquement conductif, ce qui justifie son calcul à partir de la valeur de $\delta T/\delta Z$.

La production d'un flux de $0,4 \text{ W m}^{-2}$ peut être le fait de la condensation totale d'un débit de vapeur égal à $1,2 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. La chaleur créant cette production de vapeur proviendrait de la cristallisation et du refroidissement d'un magma, soit $3 \times 10^9 \text{ J m}^{-3}$ [2]. On ne connaît pas encore la surface sur laquelle le flux a la valeur anormale calculée plus haut et il est possible que cette surface soit limitée à la zone dénudée où la porosité demeure élevée jusqu'à la surface du sol. Le raisonnement suivant porte sur une colonne de section 1 m^2 , allant de la station au toit du réservoir magmatique. Sachant qu'un flux annuel de $0,4 \text{ W m}^{-2}$ correspond à une énergie égale à $12,6 \times 10^6 \text{ J}$, la chaleur équivalente est celle créée par une colonne de hauteur environ 4 mm se refroidissant pendant un an. Dans l'hypothèse évidemment fautive d'un flux constant pendant 30 000 ans, la hauteur de la colonne magmatique refroidie serait de 120 m , dimension possible pour un réservoir magmatique. Si l'hypothèse d'une chaleur résiduelle d'origine magmatique expliquant l'anomalie thermique à Monténard n'a rien d'irréaliste, tout est trop indéterminé pour qu'elle soit précisée : le flux initial était évidemment plus élevé qu'aujourd'hui, on ne connaît rien de la position du volume du réservoir magmatique, ni de la quantité de chaleur disponible dans le maar initial sous le cône de scories. Il est certain que la présence de ce maar a dû favoriser la convection hydrothermale que l'on suppose être à l'origine de cette anomalie thermique.

6. Conclusion

La mesure des températures superficielles du sol à plusieurs profondeurs pendant 16 mois a permis de mettre en évidence un flux anormal de l'ordre de $0,4 \text{ W m}^{-2}$ avec une précision de l'ordre de $0,1 \text{ W m}^{-2}$. Cela montre l'intérêt de la mesure en continu de la convection hydrothermale sur les volcans actifs comme méthode de surveillance, ou sur des volcans dormants, comme ceux de la chaîne des Puys.

Cette découverte appelle un certain nombre de travaux complémentaires, notamment pour préciser son étendue, dater la création du système volcanique, prolonger la série de données afin de mieux connaître l'influence des variations climatiques, enfin étudier d'autres sites comparables. Ce résultat ne présume en rien d'un réveil de l'activité volcanique dans cette région, puisque le flux mesuré peut être dû uniquement à la chaleur résiduelle du magma ayant permis la création du maar et du cône de scories.

Remerciements

Je remercie les deux rapporteurs, J.-L. Le Mouél, B. Spinner et G. Cautenet pour leurs remarques constructives, H. Sahut de Météo France Aulnat pour son concours, A. Prud'Homo et J.-M. Barnagaud pour leur aide sur le terrain.

Références

- [1] M. Aubert, Practical evaluation of steady heat discharge from dormant active volcanoes: case study of Vulcarolo fissure (Mt Etna, Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 92 (1999) 413–429.
- [2] F. Barberi, M.L. Carapezza, M. Valenza, L. Villari, The control of lava flow during the 1991–1992 eruption of Mt Etna, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (1993) 1–34.
- [3] Carte volcanologique de la chaîne des Puys, Édition Parc des Volcans d'Auvergne, 1991.
- [4] M. Lardy, A. Tabbagh, Measuring and interpreting heat fluxes from shallow volcanic bodies using vertical temperature profiles: a preliminary test, *Bull. Volcanol.* 60 (1999) 441–447.
- [5] G. Vasseur, Groupe FLUXCHAF, Advances in European Geotherm. Research, in: 2nd International Seminar CEE, Strasbourg, 1980, pp. 170–175.
- [6] S. Yasuaki, A.W. Hurst, Temperature changes at depths to 150 m near the active crater of Aso Volcano: preliminary analysis of seasonal and volcanic effects, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81 (1998) 159–172.