

Essais de quantification du débit des résurgences sous-marines autour du Piton de la Fournaise (la Réunion, Océan Indien)

Estimation of the freshwater discharge into the sea around the Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, Indian Ocean)

E. SOLER¹, G. DE MARSILY¹, C. JUSSERAND² et J.J. BOURRAND³

Reçu le 26 février 1993, accepté le 1^{er} décembre 1993*.

SUMMARY

The « Piton de la Fournaise » on the island of la Réunion receives as much as 6 to 10 m y⁻¹ of rainfall, which almost immediately infiltrates due to the highly pervious nature of the basalt (microfissures, scoria). Very few springs or rivers drain the system; however, numerous marine outlets have been observed by infrared thermographic surveys. Some of these outlets can also be observed on SPOT images, although no infrared channel is available on SPOT.

In an attempt to study the role of underground flow in the thermal balance of the volcano and its relation with magmatic phenomena, we have tried to observe the nature of these outlets by underwater exploration and to evaluate their flow rate by salinity and temperature measurements.

Longitudinal and transverse salinity profiles were measured by divers using a salinity-conductivity meter with automatic correction of temperature, transported in a waterproof container, on those plumes that had been observed on airborne images or by helicopter surveys.

All the observed plumes are indeed mixing zones of seawater and freshwater, with salinity ranging from 29.9 to 35.1 ‰ (ocean salinity is 35.2 ‰ at la Réunion). Their temperature is in general lower than that of the sea, which explains why they are visible on infrared images.

It was found, however, that all outlets are systematically situated very close to the shore line, with an elevation between + 1 and - 2 m of sea level. In none of the observations were outlets found that could originate deeper down in the sea. Most observable outlets are located at the base of basalt flows, in natural « tunnels » under such lava flows. This is consistent with the existence of an abrupt interface between seawater and freshwater on the island, which has been observed in a few

1. URA CNRS 1367, Université Paris 6, Lab. de Géologie Appliquée, case 123, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.
2. Centre de Recherches Géodynamiques, B.P. 510, 74203 Thonon-les-Bains
3. Université Paris 6, Lab. de Géochimie des Isotopes Stables, case 89, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 31 octobre 1994.

boreholes, and which forces the freshwater flow upwards towards the shore line, even if the nature of the flow is very discontinuous in the basalt.

Based on the salinity profiles, we have attempted to estimate the flow rate. We focus here on a particular outlet at Vincenzo. We liken the development and mixing of the plume to what occurs in an estuary with low flow. It has been observed that three mechanisms control the mixing in an estuary: wind which creates currents and pushes freshwater toward the edges; tidal effects and waves creating currents and turbulent mixing due to rugosity of the sides and bottom; density differences between seawater and freshwater, the latter floating on top of the former. Three cases are generally considered:

- a - Seas without tide: the interface is stratified;
- b - Seas with small tides: stratification and mixing occur simultaneously;
- c - Seas with large tides: no stratification and regular mixing in the vertical dimension.

The observed salinity profiles at Vincenzo clearly indicate that we are in the second case at la Réunion, where the tide amplitude is small (0.7 m).

Two dimensionless numbers are used in estuaries: the Richardson and Froude numbers (see expression in text) (FISCHER *et al.*, 1979). It has been observed that the transition from case a to c corresponds to Richardson numbers in the range 0.08 to 0.8. Assuming that salinity profiles are consistent with case b, i.e. a Richardson number in the range 0.25 - 0.80, we find that the freshwater flowrate should be in the range 0.020 - 0.260 m³. s⁻¹.

A second independent estimation can be obtained by observing that the average concentration gradient in the 7,000 m² of the observed mixing zone (30 x 40 m) is on the order of 0.3 kg. m⁻³. m⁻¹. Selecting (from FISCHER *et al.*, 1979) a turbulent dispersion coefficient for coastal waters over the scale of several thousand m² of 2 to 5 x 10⁻³ m². s⁻¹, we can estimate the vertical dispersive flux over the mixing zone and, by mass balance, we obtain another estimate of the flux in the range 0.150 - 0.400 m³. s⁻¹.

We conclude that the flowrate is on the order of 0.150 m³.s⁻¹, with a plausible range of 0.100 - 0.300 m³. s⁻¹.

These results were extrapolated to the entire South and East shores of the island by assuming that the flow rate of an outlet was proportional to its area as observed on infrared surveys. We obtain an average flux of 0,4 m³. s⁻¹ km⁻¹ for the southern flank of the volcano. This figure is consistent with a global estimate (0,6 m³. s⁻¹ km⁻¹) obtained by a surface hydrologic balance over this part of the volcano. The difference can represent diffuse outlets into the sea.

Key-words : la Réunion, volcano, basalt, freshwater, discharge, infrared images, hydrology.

RÉSUMÉ

On étudie, par des mesures en plongée sous-marine, les émergences en mer des écoulements souterrains dans le Piton de la Fournaise (île de la Réunion) dans le cadre de recherches sur les relations entre circulations souterraines, flux de chaleur et phénomènes magmatiques. On établit : (i) que l'ensemble des émergences se situe au niveau du rivage, et non en profondeur ; (ii) que grâce à des mesures approchées des phénomènes de mélange des eaux, on peut estimer le débit moyen des résurgences en mer à 0,4 m³.s⁻¹ par kilomètre de côte sur la façade sud de l'île. Ce chiffre est cohérent avec des estimations indirectes obtenues à partir du bilan hydrique.

Mots clés : la Réunion, volcan, basalte, résurgences en mer, images infrarouge, hydrologie.

1 - INTRODUCTION

L'île de la Réunion est formée de deux volcans de type hawaïen accolés : le plus ancien, le Piton des Neiges (3 069 m) et le plus récent, le Piton de la Fournaise (2 631 m), toujours en activité, édifié sur le flanc SE du premier. Ils se sont mis en place à l'aplomb d'un point chaud, à l'extrême Sud de la ride aismique des Mascareignes, dans l'Océan Indien.

Le Piton de la Fournaise est une montagne abrupte, constituée par un empilement de coulées basaltiques, souvent séparées par des niveaux de scories d'épaisseur variable.

Son climat est soumis à un régime d'alizées de l'ESE. Il reçoit des précipitations importantes (6 à 10 m de pluies par an selon les endroits), surtout pendant l'été austral, de décembre à mars (ROBERT, 1985 ; STIELTJES *et al.*, 1988 ; COUDRAY *et al.*, 1990).

Ces énormes quantités d'eau s'infiltrent très rapidement en raison de la nature des terrains (basaltes très microfissurés, scories) et n'alimentent que très peu de rivières et de sources. De nombreuses ravines restent sèches sauf en période de crue. En revanche, de nombreuses émergences d'eau douce ont été repérées en mer par thermographie infrarouge aéroportée (CLERC *et al.*, 1986 ; COUDRAY *et al.*, 1990) et, plus récemment sur photos satellites SPOT (SYKIOTI, 1991).

Une étude hydrogéologique est actuellement menée sur le Piton de la Fournaise pour tenter de déchiffrer les relations entre les circulations souterraines, les flux de chaleur et les phénomènes magmatiques. Dans le cadre de cette étude nous avons été amenés à essayer de quantifier le flux des eaux souterraines qui s'évacue en mer afin d'évaluer le bilan des eaux dans le massif au niveau de la « nappe de base ». Ces fuites en mer sont généralement sous-évaluées lors de l'établissement des bilans hydrogéologiques (KOHOUT, 1966) mais elles ne peuvent être tenues pour négligeables autour du Piton de la Fournaise où les plus nombreuses sont situées dans la partie SE de l'île. Elles peuvent être estimées par différence entre les précipitations, l'évapotranspiration et le débit drainé par les rivières, ou encore en appliquant la loi de DARCY sur le pourtour de l'île en supposant la piézométrie connue. Cette approche est d'ailleurs actuellement en cours (VIOLETTE, 1993). Nous avons voulu tester ici une méthode indépendante basée seulement sur les mesures de salinité des eaux en mer.

2 - MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les eaux souterraines sont plus froides que l'eau de mer dans laquelle elles se déversent. Les photos de thermographie infrarouge aéroportée

montrent donc des panaches plus sombres là où des eaux douces se mélangent à l'eau de mer (*fig. 1*). Ces panaches s'individualisent jusqu'à 500 m de la côte, ils sont ensuite dispersés par les courants marins.

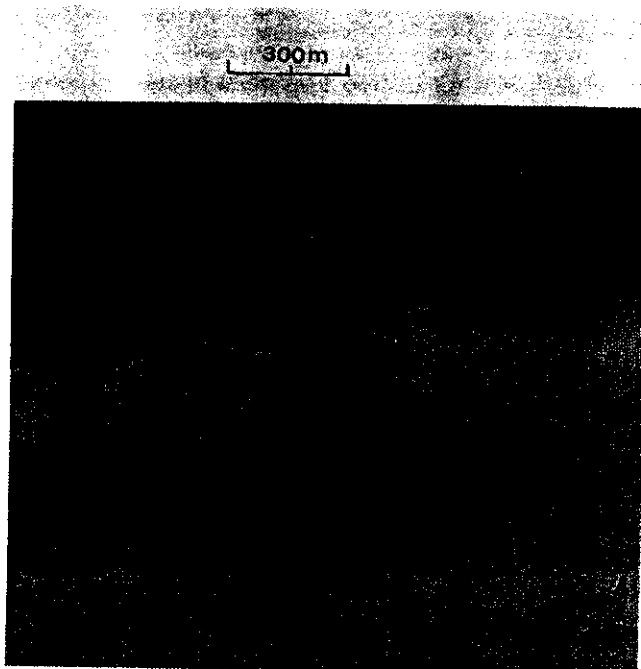


Figure 1 Image de thermographie infrarouge aéroportée du panache d'eau douce en milieu salé dans la crique de Vincendo.

Infrared thermographic image of the freshwater plume in Vincendo Creek.

Sur les photos satellites SPOT, les mêmes panaches sont visibles et correspondent parfaitement aux précédents. Ils apparaissent avec une réflectance particulière, plus élevée que celle de l'océan. SPOT ne travaillant pas en infrarouge (proche infrarouge pour un canal, seulement), la température des eaux ne peut être la cause de l'individualisation de ces panaches. Des prélèvements effectués dans les différents panaches (8 à 10 l) ont été filtrés sur place (filtre nylon de 0,45 μm) et les filtrats, conservés dans une solution de formaldéhyde neutre, ont été observés au microscope électronique à balayage au laboratoire pour tenter de déterminer la raison de cette réflectance élevée. Il semblerait que ce soit l'existence d'éléments détritiques qui explique ce phénomène : prolifération d'organismes à tests siliceux (diatomées), abondance de petits grains de calcite et, parfois, petites particules de verre volcanique.

Notre objectif initial était d'essayer de localiser, en mer, les émergences (profondeur et morphologie du point de sortie) et tenter de calculer le débit en mesurant le courant de sortie de l'eau douce.

En dépit de l'approche très difficile de ces côtes (falaises, forte houle) nous avons pu y accéder et faire des mesures de salinité et de température sur six émergences localisées dans la partie SE de l'île et sur une émergence sur la côte est, mais les mesures de courant de sortie de l'eau douce n'ont pas été possibles (zone de battement des vagues).

Des profils transversaux et longitudinaux de température et de salinité ont été effectués sur les panaches, à l'aide d'un salinomètre-conductimètre (type LF 196, marque WTW) à correction automatique de température (référence 20 °C) logé dans un caisson étanche. Ce dernier a permis de faire des mesures aussi bien en surface qu'en plongée subaquatique.

3 – RÉSULTATS

Les mesures de salinité ont montré que les panaches repérés étaient bien constitués d'eaux mélangées, avec des teneurs variables horizontalement et verticalement, oscillant entre 29,9 et 35,1 ‰ (salinité de l'océan = 35,2 ‰).

Les eaux à plus basse salinité se trouvent toujours en surface et près de la côte, ce qui implique une émergence de l'eau douce près du niveau de la mer. Aucune sortie d'eau douce en profondeur n'a été décelée.

Les investigations menées sur la côte ont permis de retrouver, sur chaque site, le point de sortie des eaux souterraines : dans presque tous les cas, l'eau douce sort à la base d'une falaise formée par une coulée de basaltes, au débouché d'un tunnel sous-coulée naturel (ou tube de lave) dont il existe de nombreux exemples à la Réunion. Après une période de fortes pluies, en fin de saison humide, l'eau douce coule un peu au-dessus du niveau de la mer. En revanche, en fin de période sèche, c'est un peu en dessous du niveau de la mer que l'eau douce émerge. **On peut donc situer la majeure partie des émergences entre + 1 et - 2 m par rapport au niveau de la mer** (zone de battement de la houle). Le balancement des marées lui-même influe légèrement sur la profondeur des émergences. Cette observation est tout à fait conforme aux relations usuelles eau douce – eau salée dans les aquifères côtiers : par la présence d'un biseau salé en profondeur, les écoulements d'eau douce sont canalisés vers la ligne de rivage. Malgré la structure très discontinue de l'aquifère basaltique (fissures, chenaux...), c'est aussi ce qui se passe à la Réunion où l'on peut maintenant avancer qu'il ne semble pas exister de résurgences d'eau douce profondes en mer. Rien n'était venu étayer cette hypothèse jusqu'ici.

Les points d'émergence étant situés au niveau de la mer et, donc, dans la zone de battement des vagues (toujours très fortes sur ces côtes), il n'a pas été possible de mesurer la dimension exacte des émergences et la force du courant à partir desquelles une estimation directe du débit aurait pu être calculée. Cette donnée étant particulièrement intéressante pour la modélisa-

tion des circulations d'eau dans le massif, nous avons été amenés à rechercher un autre moyen pour calculer approximativement ces débits. Nous proposons d'assimiler les panaches d'eaux mélangées à des estuaires de rivières à faibles débits où des modèles ont déjà été développés. Les mécanismes physiques mis en œuvre sont en effet les mêmes compte tenu de la position des émergences au niveau de la mer.

L'exemple choisi pour ce calcul est la crique de Vincenzo (fig. 2), située sur la côte SE de l'île, où un nombre suffisant de mesures a été effectué.

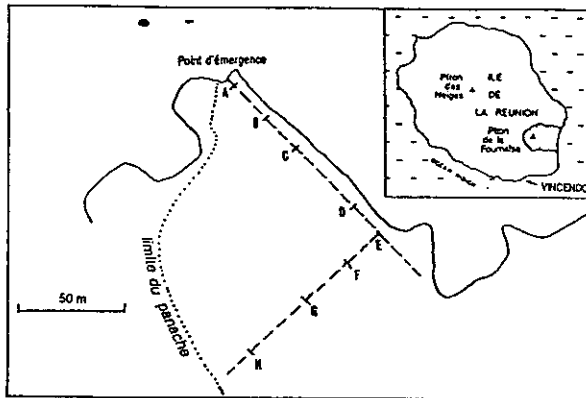


Figure 2 Points de mesure des profils de salinité dans la crique de Vincenzo.
Measurement points of salinity profiles in Vincenzo Creek.

Ce site présente plusieurs avantages :

- l'émergence est dans une petite crique relativement calme, dont les dimensions sont connues et qui peut être assimilée à un estuaire,
- le tunnel sous-lave par lequel arrive l'eau douce est bien visible et ses dimensions peuvent être mesurées,
- la température de l'eau douce à son arrivée dans l'eau de mer est donnée par une source située non loin de là. Seul le débit est donc inconnu.

Le mélange des eaux dans un estuaire dépend de trois facteurs principaux :

1. le vent qui induit des courants de remplacement et repousse sur les bordures les masses d'eau douce,
2. les marées et la houle qui provoquent des courants ainsi qu'un mélange turbulent induit par la rugosité du fond et des parois,
3. la différence de densité entre l'eau douce et l'eau de mer, l'eau douce flottant sur l'eau salée (la différence de densité résultant de la différence de température de l'eau douce - 20 °C alors que l'eau de mer est à 27 °C en moyenne - reste négligeable au regard de celle existant entre eau douce et eau de mer et ne remet pas en cause la flotabilité de cette dernière).

Les deux premiers facteurs ont pour effet d'engendrer une diffusion turbulente qui vient s'opposer à la tendance à la stratification induite par le contraste de densité entre eaux douces et eaux salées.

Selon la littérature (FISCHER *et al.*, 1979), en fonction de l'influence respective de ces trois facteurs, on distingue trois principaux régimes de répartition des salinités sur la verticale (fig. 3) :

- cas (a) : mers sans marées, avec bonne stratification des eaux,
- cas (b) : mers à faibles marées, où stratification et mélange apparaissent simultanément,
- cas (c) : mers à très fortes marées, sans stratification des eaux et mélange régulier sur la profondeur.

L'examen des profils de salinité observés à Vincenzo (fig. 3, (d) et (e)) montre que le deuxième cas de figure semble le mieux représenter la situation, en étant le plus proche du cas (a) stratifié que du cas (c) mélangé.

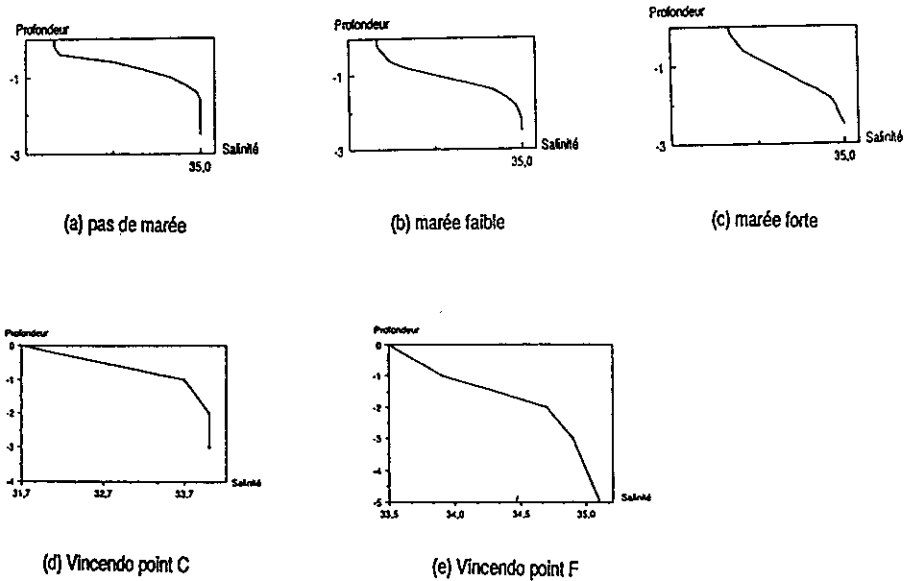


Figure 3 Répartition verticale des salinités en profondeur selon le régime de marée. (a), (b), (c) : profils théoriques d'après FISCHER *et al.* ; (1979) ; (d), (e) : profils mesurés à Vincenzo.

*Vertical distribution of the salinity according to the tidal regime. (a), (b), (c): theoretical profiles according to FISCHER *et al.* (1979); (d), (e): measured profiles in Vincenzo.*

Deux nombres sans dimension ont été proposés pour quantifier le rôle respectif des effets densitaires et de la turbulence, tous effets de mélange confondus (FISCHER *et al.*, 1979) :

- Un nombre de Richardson d'estuaire
$$R = \frac{(\Delta\rho/\rho) g Q_f}{W U_f^3}$$

- Un nombre densimétrique de Froude
$$F_m = \frac{Q_f}{A[(\Delta\rho/\rho) g d]^{1/2}}$$

- où Q_f = débit d'eau douce entrant dans l'estuaire (m^3s^{-1}),
 $\Delta\rho/\rho$ = différence relative de masse volumique eau douce – eau salée,
 g = accélération due à la gravité (ms^{-2}),
 W = largeur de la rivière entrant dans l'estuaire (m),
 U_f = vitesse moyenne du courant de marée (ms^{-1}),
 A = section transversale de l'estuaire (m),
 d = profondeur moyenne (m).

Traduit en énergie, le nombre de Richardson exprime un rapport de la puissance disponible par unité de masse de fluide et par unité de surface de la zone de mélange, au numérateur pour les forces densitaires, au dénominateur pour les effets de turbulence. D'après de nombreuses opérations de terrain, la transition entre les trois cas de stratification indiqués fig. 3 se fait pour $0,08 < R < 0,8$, les fortes valeurs correspondant au cas stratifié.

FISCHER *et al.* (1979) fournissent un diagramme reliant la valeur des nombres de Richardson et de Froude au rapport de la différence de salinité entre surface et fond sur la salinité moyenne.

Pour tenter de quantifier le débit Q_f d'eau douce arrivant en mer, nous allons utiliser deux méthodes qui conduisent à peu près au même résultat.

1^{er} calcul :

Nous admettrons, vu l'allure des profils de salinité, que le nombre de Richardson est relativement grand, soit R entre 0,25 et 0,8. Le contraste de salinité relative à Vincendo dans la zone de mélange (fig. 4a) est de :

$$\partial S/S = (35 - 30)/32,5 = 0,15$$

Sur le diagramme donné par FISCHER *et al.* (1979), on lit alors la valeur de F_m , pour les valeurs correspondantes de R : soit $1,6 \cdot 10^{-4} < F_m < 2 \cdot 10^{-3}$.

De ces valeurs de F_m , on peut déduire le débit d'eau douce arrivant en mer, sans faire d'hypothèse précise sur le mécanisme de diffusion turbulente impliqué, en fonction des seules données géométriques et de salinité du problème.

En effet,

$d = 3$ m (profondeur moyenne),

$A = 150$ m², section moyenne de la zone de mélange,

$\Delta\rho/\rho = 0,025$, différence relative de masse volumique eau douce – eau salée.

Il vient alors :

$$0,020 < Q_f < 0,260 \text{ m}^3/\text{s}$$

2^e calcul :

Ce deuxième calcul est basé sur une estimation du coefficient de diffusion turbulente en mer, qui n'est malheureusement pas mesuré sur le site expérimenté. Un assez grand nombre de valeurs mesurées sont cependant disponibles dans la littérature, qui montrent une forte dépendance du coefficient avec la dimension horizontale de la zone de mélange. Nous

choisissons un coefficient de diffusion compris entre 2 et $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (FISCHER *et al.*, 1979, p. 77) correspondant à une zone côtière, pour des surfaces horizontales de $1\ 000$ à $7\ 000 \text{ m}^2$. Si des expériences de traçage avaient pu être réalisées, cet ordre de grandeur aurait pu être confirmé.

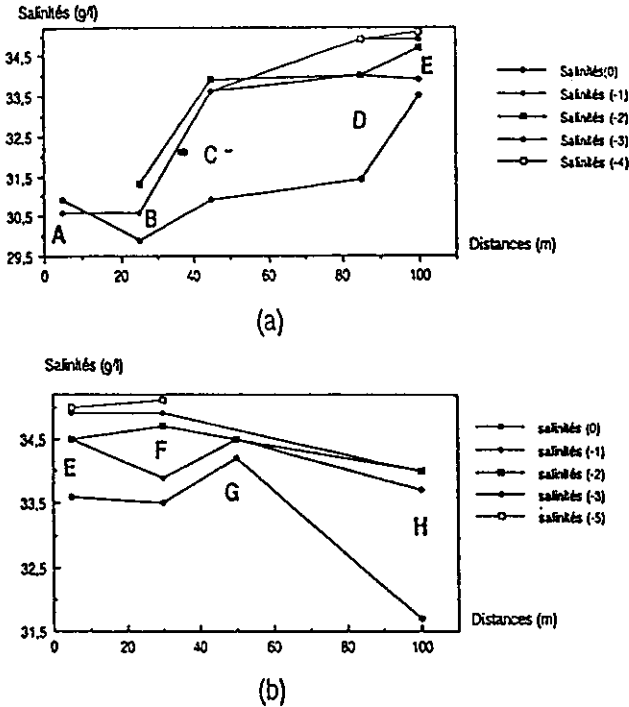


Figure 4 Régimes de répartition des salinités sur la verticale : (a) selon le profil A-B-C-D-E. (b) selon le profil E-F-G-H.

Salinity distribution on vertical profiles: (a) A-B-C-D-E profile. (b) E-F-G-H profile.

Les profils longitudinaux et transversaux de salinité sont donnés fig. 3 (d), (e) et 4. Nous allons estimer le flux de sel par diffusion turbulente sur toute la zone reconnue, soit entre l'émergence et la ligne EH (fig. 2) dont la surface peut être estimée à $7\ 000 \text{ m}^2$. On peut relever sur cette zone un gradient vertical de salinité moyen entre surface et profondeur de l'ordre de $0,3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$. Avec les coefficients de diffusion choisis, le flux de sel est donc de l'ordre de :

$$4,2 < Q < 10,5 \text{ kg s}^{-1}$$

La lame d'eau saumâtre passe, dans la zone étudiée, de $30,5$ à $34,5 \text{ kg m}^{-3}$, soit un gain de 4 kg m^{-3} . Il s'écoulerait donc un débit d'eau saumâtre de 1 à $2,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dans cette zone. Le débit correspondant d'eau douce à salinité nulle est obtenu par dilution avec l'eau de mer à $35,2 \text{ kg m}^{-3}$ pour obtenir l'eau saumâtre à $30,5 \text{ kg m}^{-3}$. On trouve alors un débit d'eau douce de :

$$0,150 < Q_f < 0,400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$$

Cette fourchette est un peu supérieure à la précédente et nous conduirait à retenir une estimation finale du débit d'eau douce en mer de l'ordre de $0,150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, avec une fourchette large de $0,100$ à $0,300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Pour extrapoler ce résultat aux résurgences observées en imagerie infrarouge aéroportée (CLERC *et al.*, 1986 ; COUDRAY *et al.*, 1990) nous avons procédé à l'analyse approchée qui consiste à supposer que le débit d'une résurgence en mer est proportionnel à la surface de la tache visible en infrarouge, cette hypothèse étant en partie justifiée par nos observations sur l'existence d'une stratification très importante de l'eau douce sur l'eau de mer.

Pour la zone située entre la pointe Langevin et la pointe Delcy (partie SE de l'île), 60 résurgences à peu près identiques en superficie sont visibles sur 15 km de côte. En y appliquant la règle précédente, donnant en moyenne $0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ par émergence, nous obtenons un débit cumulé de $6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, soit $0,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ par kilomètre de côte. Ce chiffre est en bon accord avec une autre estimation (VIOLETTE, 1993), faite à partir du bilan hydrique, qui estime les pertes en mer sur la même zone à $0,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}/\text{km}^{-1}$. La différence serait à attribuer aux émergences diffuses. En revanche, les deux méthodes d'estimation aboutissent à des résultats beaucoup plus divergents sur la côte est. En effet, les images satellite SPOT, les photos de thermographie infrarouge aéroportées et les reconnaissances par hélicoptère ne montrent que peu d'émergences d'eau douce sur la côte est entre les remparts de Bois Blanc et du Tremblet. Or, le bilan hydrique donne, pour cette même zone, un débit de $1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ par kilomètre de côte. Nous ne sommes pas en mesure, pour le moment, d'expliquer cette divergence.

CONCLUSION

L'étude des résurgences sous-marines sur le flanc sud du Piton de la Fournaise, à la Réunion, nous a permis d'estimer le débit des résurgences d'eau douce en mer sur la côte sud à $0,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$. Ce chiffre est obtenu par mesure en mer de profils verticaux et horizontaux de salinité qui permettent de fournir une estimation des effets contraires de séparation densitaire et de diffusion turbulente, par analogie avec les phénomènes estuariens. Cette estimation serait plus précise si une mesure parallèle de la diffusion d'un traceur avait pu être réalisée. Ainsi précisée, la méthode illustrée ici serait généralisable à d'autres cas analogues.

Ce chiffre est cependant en bon accord avec d'autres estimations basées sur le bilan hydrique superficiel du volcan. Il apparaît, de plus, que l'ensemble des résurgences est localisé au voisinage immédiat du rivage, et en aucun cas en profondeur, comme d'ailleurs le principe des contacts eau douce – eau salée en milieu continu côtier le prévoit si le milieu n'est pas localement comaté.

Cependant, sur la côte est, le débit perdu en mer ne semble pas donner lieu à des résurgences visibles. Cette différence de comportement reste pour l'instant inexplicée.

Ce travail a été financé par le Conseil Général de la Réunion que nous tenons à remercier ici de son aide.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CLERC J.M., MAIRINE Ph., BURKHALTER R., COUDRAY J., 1986. Télédétection des émergences d'eaux douces sur le littoral de l'île de la Réunion par thermographie infrarouge aéroportée. Rapport interne, la Réunion, 173 p.
- COUDRAY J., MAIRINE Ph., NICOLINI E., CLERC J.M., 1990. Approche hydrologique. In « Monographie sur le Piton de la Fournaise », Clermont-Ferrand, 379 p.
- FISCHER H.B. (1976). Mixing and Dispersion in Estuaries. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 8, 107-133.
- FISCHER H.B., LIST E.J., KOH R.C.Y., IMBERGER J., BROOKS N.H., 1979. River and Estuary Models. In « Mixing in Inland and Coastal Waters », Academic Press, New York, 229-278.
- HANSEN D.V. and RATTRAY M., 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, 11, 319-325.
- KOHOUT F.A., 1966. Submarine springs. A neglected phenomenon of coastal hydrology. Symp. on Hydrology and Water Ressource Development, Ankara, Turkey, 7-12 janvier 1966, 391-413
- ROBERT R., 1985. Climat et hydrologie à la Réunion. Thèse Doctorat ès Lettres, Univ. Montpellier III, 438 p.
- STIELTJES L., GOURGAND B., STEENHOUDT M., 1988. Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans un volcan bouclier basaltique. Exemple de l'île de la Réunion, milieu océanique tropical. *Hydrogéologie*, 2, 83-94.
- SYKIOTI O., 1991. Application de la télédétection à l'étude du bilan hydrique et du fonctionnement hydro (géo) logique d'un volcan actif : le Piton de la Fournaise (île de la Réunion, Océan Indien). Mémoire DEA, Univ. P. et M. Curie, Paris, 31 p.
- VIOLETTE S., 1993. Modélisation des circulations d'eau dans le volcan de la Fournaise et approche du bilan hydrologique. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris.