

La méthode de polarisation spontanée en hydrogéologie des terrains volcaniques

Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas

M. AUBERT

Reçu le 10 juin 2002, accepté le 1^{er} janvier 2003**.

SUMMARY

Hydrogeological prospecting poses great problems in volcanic areas, particularly on volcanic islands. Despite a generally high rainfall in these areas, the high mean permeability of volcanic rocks results in only a few easily exploited resources. Volcanic rocks form a particular case of geophysical prospecting with respect to hydrogeological research. Indeed these formations are characterised by specific hydrological and geophysical parameters, which generally possess two features. First, there are heterogeneous systems composed of non-stratified layers. Acceptable modelling of these structures requires an extensive coverage of data. Generally only light equipment and simple methods can be used. Also, the electrical parameters of volcanoclastics are often very different from those of their surrounding rocks, so geoelectrical methods are generally used in volcanic areas, namely the electrical resistivity and self-potential methods.

The Self-Potential (SP) method gives very good results because SP effects in volcanoclastics are strong. In volcanic areas it has been used for the last twenty years for geothermal and hydrogeological research. It is a measure at the Earth's surface of the natural electric potentials generated in the ground by streaming potential, due to ground water flowing through the porous rock medium. This medium becomes polarised. The principles of data interpretation can be summarised as follows. There is a linear correlation between the range of negative SP anomaly and the thickness of the vadose zone when two conditions are satisfied. The first condition is a high ratio between the resistivity of the vadose zone, and the resistivities of the substratum and the water-saturated zone. The second condition is the homogeneity of the vadose zone. If these two conditions are met, it is possible to define a geophysical surface called SPS, calculated from the SP and topographic data. The SPS is both an equipotential SP surface and the interface between the vadose zone and the saturated medium below. Drainage courses and watersheds are located exactly on the valleys and the ridge lines of the SPS respectively. The survey

Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France. Fax: 04 73 34 67 44.

Correspondance. E-mail : M.Aubert@opgc.univ-bpclermont.fr

** Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 décembre 2003.

should be carried out using a high density of measurements, because underground water circulation can sometimes be confined to narrow talwegs. Nevertheless, the analysis of profiles across a valley does not always accurately indicate a narrow flow within the valley, and it is then necessary to run several mechanical probe-tests to locate the underground channel.

Two well-documented examples focus on the groundwater flow below a basaltic lava flow, recognised partly by boreholes (Chaîne des Puys, France). In the first example, the water is channelled along a gallery where the contact between volcanic rocks and granite can be clearly observed. The valley of SPS is narrow and corresponds to the end of the gallery to within 10 m, at 75 m below the surface. In the second example, a SP map with a surface of 5 km² shows the boundary between two basins, the second being intersected by an impermeable zone. A third example concerns the shield volcano of Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean), considered as a pile of permeable lavas. Four electrical methods, Self-Potential (SP), Audio-Magneto-Telluric (AMT), Very-Low-Frequency (VLF), Electrical Sounding (ES), were used to provide some information on the groundwater system. The comparison among these methods shows that the SP method is the best method to identify in detail the upper vadose zone, whereas the AMT method is able to identify deeper layers, but without much precision. The comparison between electrical resistivity and SP methods was studied from a practical point of view, in terms of horizontal and vertical precision and accessibility.

Finally, the paper describes practical aspects of the SP method, including SPS calculation methods, specific equipment, field measurement procedures, and disruptions due to anthropogenic factors.

Key words: self-potential method, groundwater flow path, watershed.

RÉSUMÉ

En terrain volcanique, les eaux de pluie s'infiltrent jusqu'à leur rencontre avec un niveau imperméable qui correspond le plus souvent au socle cristallin. Ce sont les talwegs et les lignes de crête des paléo-reliefs de ce socle dont la profondeur peut dépasser la centaine de mètres qu'il convient de détecter, parfois avec une précision décimétrique.

La méthode géophysique la plus utilisée en hydrogéologie des terrains volcaniques est la prospection électrique qui fournit des coupes verticales des résistivités électriques. La morphologie du substratum imperméable ou saturé peut aussi être obtenue en mesurant en surface les potentiels électriques de polarisation spontanée (en abrégé PS) qui se forment par la percolation de l'eau infiltrée dans le terrain poreux. La base de la zone non saturée, appelée surface SPS, est calculée par une relation faisant intervenir les données PS, les altitudes et deux coefficients définis à partir des données géologiques. Cette surface indique directement les axes de circulation et les lignes de partage des eaux.

Deux exemples pris sur des sites bien documentés montrent la validité de la méthode pour localiser les axes de circulation de l'eau souterraine et les limites entre bassins versants. Un troisième exemple montre les résultats PS comparés à ceux des méthodes électromagnétiques VLF et AMT. La méthode PS est légère et offre une bonne précision horizontale, mais elle demande au moins un forage d'étalonnage pour préciser la profondeur des interfaces.

Mots clés : polarisation spontanée, géophysique, axe de drainage, ligne de partage des eaux.

1 – INTRODUCTION

La méthode PS (polarisation spontanée) a été récemment appliquée à la prospection hydrogéologique (JACKSON and KAUAHIKAUA, 1987; AUBERT et YÉNÉ ATANGANA, 1996). Elle consiste à mesurer des différences de potentiels électriques naturels existant dans le sous-sol. A l'exception des zones minéralisées où d'importants phénomènes électrochimiques sont en jeu, les potentiels PS sont essentiellement dus aux transferts hydriques souterrains s'effectuant dans des terrains poreux ou microfissurés (effet d'électrofiltration) et dans une moindre mesure aux variations de concentration en solutés du sol (potentiel de diffusion).

1.1 Le contexte volcanique en hydrogéologie

D'un point de vue hydrogéologique, les formations volcaniques se caractérisent par plusieurs aspects (AUBERT et DUPUY, 2000). Elles sont hétérogènes et non tabulaires, ce qui nécessite pour leur exploration géophysique des données à haute densité acquises avec des méthodes légères. Leurs paramètres hydrauliques et géophysiques présentent un contraste important par rapport à l'encaissant, ce qui est un facteur favorable à leur identification.

Les scories ont un coefficient de stockage important (20 à 30 %) et une perméabilité variant dans de larges proportions selon le degré de saturation (D°) (de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-3} m/s à saturation). Ces caractéristiques entraînent les conséquences suivantes :

- une transition rapide (zone capillaire) entre le non-saturé ($D^\circ < 3\%$) et le saturé ;
- un débit à l'exutoire provenant essentiellement ($> 90\%$) de la ressource contenue dans le non-saturé ;
- un temps de renouvellement de l'eau contenue dans les scories qui peut dépasser l'année, de telle sorte que le niveau piézométrique est peu affecté par la variation annuelle, voire pluri-annuelle, de la pluviométrie ;
- un écoulement de l'eau souterraine concentré dans une section réduite. La localisation de ces aquifères demande en général une précision de l'ordre décimétrique.

Les coulées de lave fonctionnent au contraire comme des drains. La perméabilité due aux fissures est de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-3} m.s⁻¹, le coefficient de stockage de l'ordre de 1 %.

En l'absence d'argile, la résistivité électrique des formations volcaniques est liée à la teneur en eau des terrains et à la conductivité de l'eau porale. Schématiquement, on distingue le cas des coulées et celui des scories, et à l'intérieur de ces catégories les formations saturées des formations non saturées. Le tableau 1 indique l'ordre de grandeur des résistivités dans ces différents cas de figure.

Tableau 1 Ordre de grandeur des résistivités électriques (en W.m) des formations volcaniques.

Table 1 *Electrical resistivities of volcanic formations.*

Nature du terrain	Formation saturée	Formation dessaturée
coulée	3000	10000
scories	10000	30000
socle	300	1000

1.2 Génération des potentiels PS

On trouvera dans REVIL *et al.* (1999 a, b) un exposé récent de la théorie de l'électrofiltration dont le principe est le suivant. Quand un fluide percole à travers un milieu granulaire saturé, il apparaît une différence de potentiel DV entre l'aval et l'amont de cette circulation. Dans un milieu saturé et sous certaines conditions,

$$\Delta V = C_s \Delta P \quad (1)$$

où DP est la différence de pression contrôlant l'écoulement et Cs une constante de couplage (en V/Pa) qui inclut les caractéristiques physico-chimiques du fluide et un potentiel dit de double couche rendant compte de la répartition des charges électriques à l'interface entre le milieu solide et le fluide. Un des paramètres influençant le plus le potentiel d'électrofiltration est la résistivité électrique du fluide.

2 – MODÉLISATION

La modélisation des signaux PS dus à l'électrofiltration est encore un sujet de controverse à propos de la source des potentiels attribuée essentiellement, soit à la circulation de l'eau dans la zone saturée (voir par exemple FOURNIER, 1989; BIRCH, 1993), soit à la percolation de l'eau s'infiltrant dans la zone vadose (voir par exemple JACKSON et KAUAHIKAUA, 1987; AUBERT et YÉNE ATANGANA, 1996). Il sortirait du cadre de cet article d'examiner complètement cette alternative en confrontant les données de terrain et les modèles issus de ces deux points de vue qui donnent en fait approximativement le même résultat dans la plupart des cas. D'un point de vue théorique, rien ne s'oppose à considérer que les deux modèles se complètent, l'un pouvant être selon le cas plus adéquat que l'autre. En ce qui concerne la prospection hydrogéologique en milieu volcanique, la modélisation basée sur l'infiltration dans la zone vadose explique l'ensemble des données disponibles et c'est donc celle que nous exposerons sans pour autant rejeter l'autre hypothèse.

Nous avons développé deux modèles, l'un appelé empirique et qui ne s'appuie sur aucun processus physique, l'autre appelé polarisé qui suppose que la relation (1) crée une polarisation du volume correspondant à la zone vadose.

2.1 Modèle empirique SPS

Si le milieu non saturé n'est pas tabulaire, il apparaît à la surface du sol des différences de potentiel mesurables en toute rigueur par un électromètre, en pratique par un voltmètre à résistance interne élevée. La comparaison des données PS et des données de forage acquises dans la recherche des écoulements souterrains en domaine volcanique a mis en évidence une corrélation linéaire entre l'amplitude V de l'anomalie négative mesurée en une station et l'épaisseur E du milieu non saturé à son aplomb (JACKSON et KAUAHIKAUA, 1987). Pour un terrain homogène et de résistivité plus élevée que le substratum, AUBERT et YÉNÉ ATANGANA (1996) définissent une surface appelée SPS (fig. 1), calculée selon la relation :

$$H(x,y) = h(x,y) - V(x,y) / K - E^\circ$$

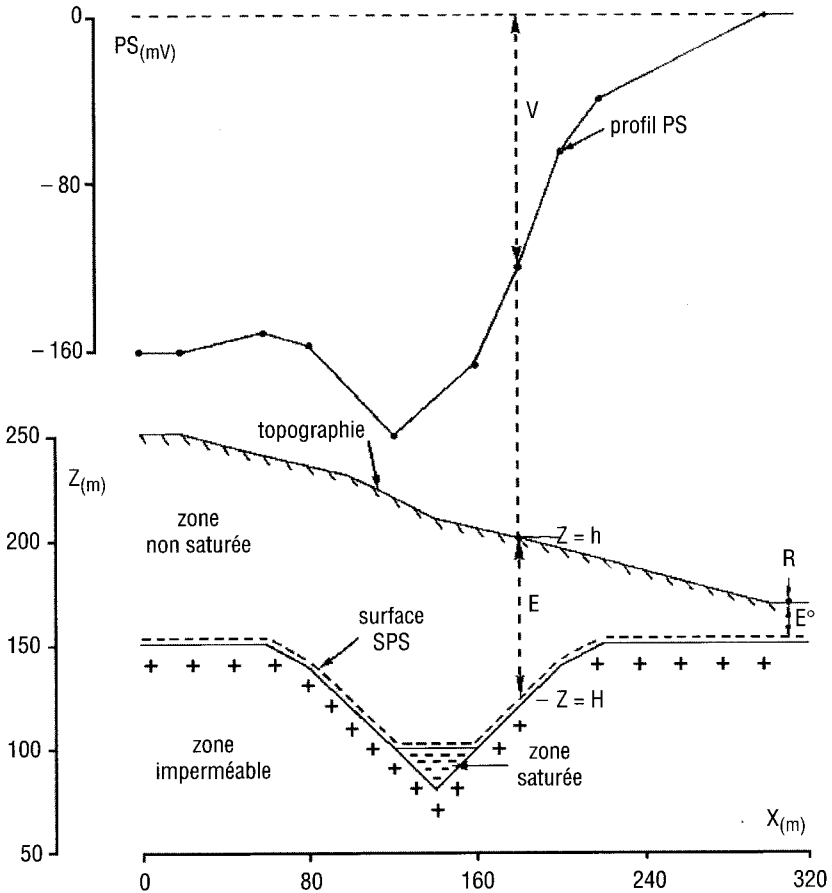


Figure 1 Définition de la surface SPS.
 Definition of the SPS surface..

où H est l'altitude de la surface SPS, h l'altitude de la station de mesure, E° l'épaisseur du terrain non saturé à l'aplomb de la station de référence où le potentiel est nul par convention, K le coefficient de proportionnalité entre V et E exprimé en mV/m. La valeur de K varie selon la nature du terrain, allant d'après notre expérience de -1mV/m pour des terrains anciens altérés à -7 mV/m pour des terrains récents.

Dans ce modèle, SPS est la surface équipotentielle zéro, les autres équipotentielles se déduisent de SPS par translation telle que $\delta V / \delta z = K$. Les lignes de potentiel minimum sont situées à l'aplomb des lignes de plus grande épaisseur du recouvrement volcanique (talwegs) tandis que les lignes de potentiels maximum correspondent aux lignes de partage des eaux. Ces lignes sont en général peu modifiées par une variation de K , alors que leurs côtes dépendent directement de E° .

2.2 Modèle polarisé

Ce modèle repose sur l'hypothèse que le milieu non saturé est polarisé électriquement. Les potentiels mesurés en surface sont dus aux distributions de charges électriques résultant de cette polarisation, charges négatives à la surface du sol, positives à l'interface entre le milieu non saturé et le milieu saturé (fig. 2a). L'amplitude U de l'anomalie PS (fig. 2b) est égale à :

$$V_{(M)} = -P \nabla_M \int_V 1 / r dv \quad (3)$$

où r est la distance du point de mesure M au point intégral Q , P la polarisation verticale (moment dipolaire), v le volume de la première couche.

Le calcul du potentiel pour chaque point fait intervenir en théorie l'ensemble des données, ce qui d'une part alourdit l'exploitation des données, et surtout d'autre part introduit des distorsions si le terrain n'est pas homogène. On pourra dans la plupart des cas préférer l'équation (2) du modèle empirique à l'équation (3) du modèle de polarisation dont elle constitue une première approximation souvent largement suffisante comme le montre la figure 2c. Les applications suivantes ont été traitées selon le modèle empirique.

La filtration de l'eau après une pluie engendre un signal PS provisoire dont l'amplitude ne dépasse pas quelques dizaines de mV (ERNSTON et SCHERER, 1986; LACHASSAGNE et AUBERT, 1989). Même en climat tropical humide, la réitération d'un profil PS effectué sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (AUBERT *et al.*, 1993) montre après cinq mois une variation PS de 30 mV seulement alors que l'amplitude du signal est égale à environ 400 mV pour un dénivelé de 200m. Ceci montre que le vecteur polarisation P de l'équation (3) ne serait pas affecté par les variations saisonnière du débit d'eau infiltrée, sans doute en raison de la très faible perméabilité du milieu volcanique non saturé.

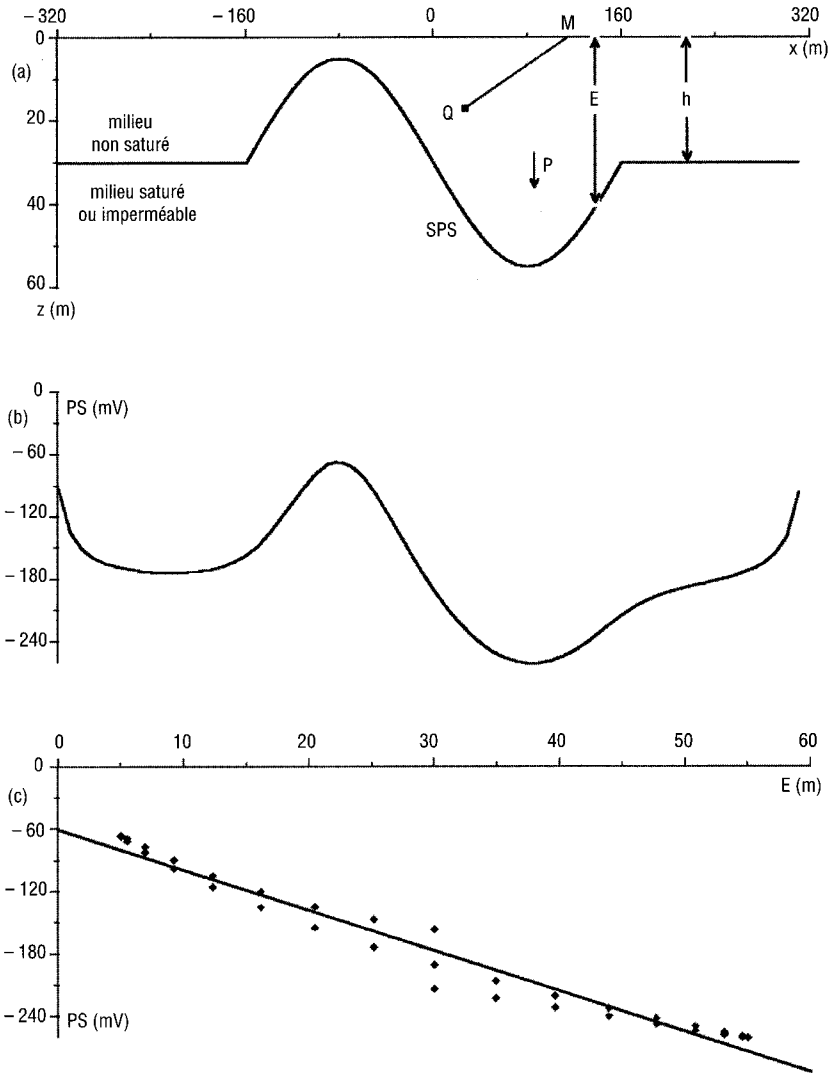


Figure 2

(a) Modèle théorique où l'anomalie PS est créée par la polarisation du premier terrain. (b) anomalie SP calculée par le modèle polarisation ; les anomalies aux deux extrémités du profil sont des effets de bord. (c) : relation entre l'anomalie calculée (fig. b) et l'épaisseur E (fig. a) pour tous les points hors effet de bord. Les points indiquent les valeurs vraies, la droite est la droite de régression au sens des moindres carrés ($R = 0,982$).

(a) Theoretical model where the SP anomaly is created by the first polarized layer ; (b) SP anomaly; (c) relation between SP anomaly and thickness of the first layer. The points indicate the true values and the line represents the least-squares regression ($R=0.982$).

3 – APPLICATIONS

3.1 Axes de drainage et lignes de partage des eaux

Les deux exemples choisis concernent des terrains volcaniques d'âge récent (inférieur à 20.000 ans) situés dans la Chaîne des Puys (France) et recouvrant par endroit le socle. Les eaux de pluie s'infiltrent dans ce milieu perméable formé le plus souvent de scories et de laves, jusqu'à leur rencontre avec un niveau imperméable qui correspond en général au socle cristallin. Les eaux captées à ce niveau ont une conductibilité faible, de l'ordre de $100\mu\text{S.cm}^{-1}$. La surface du niveau imperméable est façonnée par des vallées anté-volcaniques qui collectent les eaux infiltrées, et ce sont ces paléo-reliefs qu'il convient de détecter, soit pour implanter des forages dans les axes de circulation des eaux souterraines, soit pour préciser les limites entre bassins versants.

Le premier exemple (AUBERT et YÉNÉ ATANGANA, 1996) concerne une paléo-vallée dissymétrique comblée par une coulée volcanique issue du puy de Louchadière, dont l'épaisseur est d'environ 70 mètres au niveau de la coupe (fig. 3) et qui a été reconnue par 7 forages et une galerie d'exploitation. L'eau circule en abondance, 100 l.s^{-1} en moyenne, au contact observable du socle et de la base de la coulée.

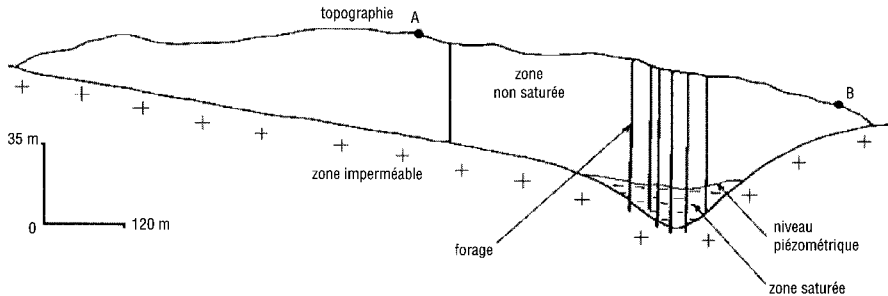


Figure 3 Coupe à travers la coulée volcanique de Louchadière, échelle verticale $\times 3,2$ (d'après Aubert *et al.*, 1996).

*Section through the Louchadière lava flow; vertical scale $\times 3.2$ (from Aubert *et al.*, 1996).*

La nappe piézométrique a une largeur d'environ 240 m mais celle du niveau productif ne dépasse pas 15 m. Une carte PS a été établie au toit de la coulée avec une densité de mesure égale à 850 points par km^2 . La carte SPS (fig. 4) est calculée à partir d'une carte PS établie avec une densité de mesure égale à 850 points par km^2 et des coefficients E° et K choisis de telle sorte que la coupe SPS AB corresponde au mieux aux données des forages. On obtient: $K = -1.7\text{ mV.m}^{-1}$, $E^\circ = 0\text{ m}$, ce qui signifie que la référence est située sur le socle non altéré. La ligne des minima SPS correspond à 7 m près au talweg de la vallée tel qu'il est connu au niveau de la galerie.

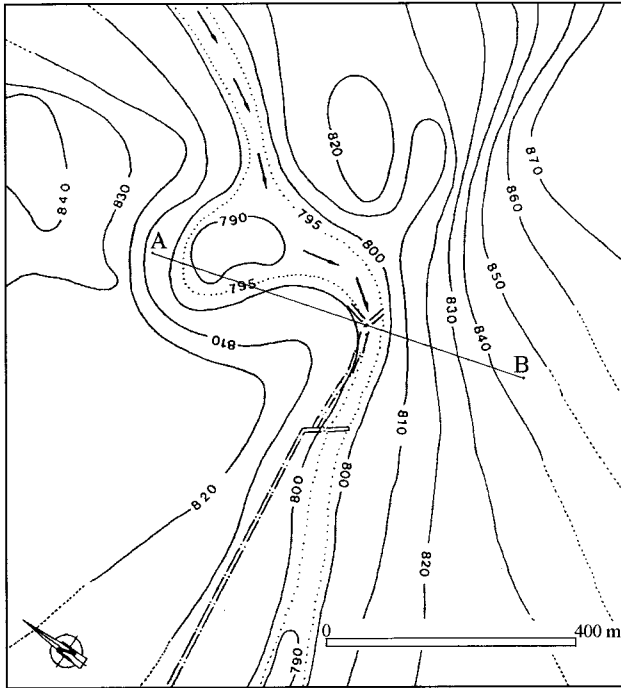


Figure 4 Carte SPS de la coulée de Louchadière. Galerie d'amenée de l'eau en tireté double ligne. Talweg SPS selon les lignes cotées 795 m en pointillé (d'après Aubert et al., 1996).

SPS map of the Louchadière lava flow. The gallery of the water supply pipe is indicated by a double dashed line; the lowest SPS zone (795 m) is defined by the dotted line (from Aubert et al., 1996).

Le deuxième exemple concerne une zone où il s'agissait de préciser, en amont des circulations connues de Volvic et d'Argnat, les limites entre les deux bassins versants et les axes de circulation de l'eau souterraine (fig. 5). La topographie étant presque plate, la carte PS donne immédiatement ces résultats : limites entre bassins sur les lignes de maximums, axes de circulation sur les lignes de minima. La présence de 10 forages ayant atteint le socle permet de vérifier l'équation (1) : un calcul de régression par moindres carrés indique un coefficient de corrélation linéaire égal à 0,9 entre les amplitudes PS et les épaisseurs de la zone non saturée, les coefficients K et E° étant égaux respectivement à -1,9 mV.m⁻¹ et 12 m (Aubert et al., 1990).

Tableau 2 Ordre de grandeur des résistivités électriques (en W.m) des formations volcaniques.

Table 2 Electrical resistivities of volcanic formations.

Paramètre	Méthode résistivité	Méthode PS
Précision horizontale	Moyenne	Bonne
Précision verticale	Bonne	Médiocre
Facilité	Moyenne	Bonne
Interprétation en terrain non tabulaire	Moyenne	Bonne

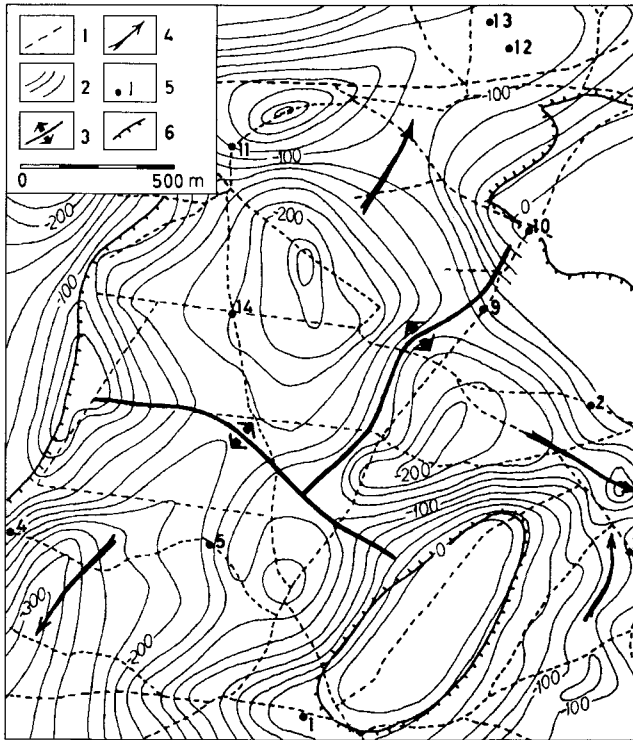


Figure 5 Carte PS du secteur Coubert. (1) profils PS ; (2) courbe isopotentielle, équidistance 20 mV ; (3) limite entre deux bassins d'après les données PS ; (4) axe de drainage ; (5) forages de validation ; (6) limite de zone non saturée (d'après Aubert *et al.*, 1990).

*SP map of the Coubert zone. (1) SP profile; (2) equipotential line, contour interval 20 mV ; (3) limit between two watersheds ; (4) water-course ; (5) borehole ; (6) limit of the unsaturated zone (from AUBERT *et al.*, 1990).*

3.2 Comparaison avec les méthodes de mesure de la résistivité

L'exemple choisi concerne le flanc sud du Piton de la Fournaise (Réunion, Océan indien), volcan bouclier formé d'un empilement de coulées volcaniques au sein desquelles les eaux météoriques alimentent un système multi-couche jusqu'à un aquifère de base. L'étude géophysique avait pour but de localiser d'éventuels écoulements privilégiés appartenant à l'une ou l'autre des nappes perchées. La figure 6 (BOUBEKRAOUI *et al.*, 1998) montre la comparaison entre les résultats acquis par PS d'une part en prenant une valeur de K égale à $2,0 \text{ mV.m}^{-1}$ (AUBERT *et al.*, 1993) et par méthodes électromagnétiques d'autre part (VLF, fig. 6a et AMT, fig. 6c). Il est clair que la caractérisation de la première interface peut se faire par chacune des trois méthodes, mais la méthode PS est largement plus légère en équipement et en temps de mesure (une minute par station PS plus le temps de déplacement, 30 minutes par station AMT). Un forage (S31, fig. 6) a validé en un point cette interface. Par contre, la caractérisation de l'interface plus profonde AMT2 (fig. 6b) n'a été possible qu'avec la méthode AMT.

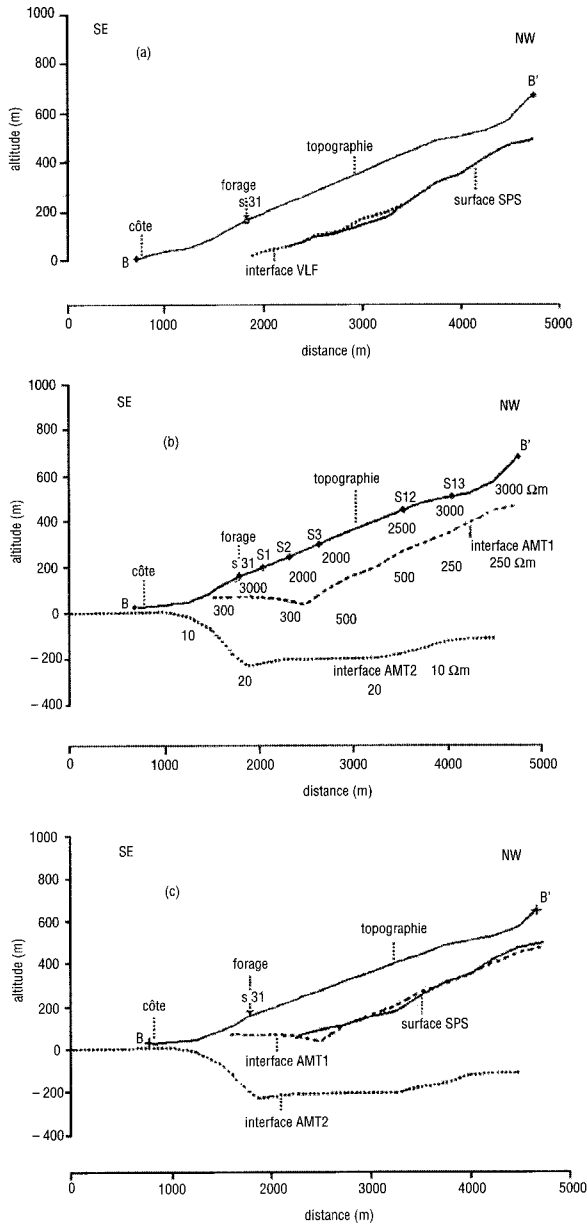


Figure 6

Comparaison des résultats acquis par les données PS, VLF et AMT. (a) PS et VLF ; (b) interfaces AMT1 et AMT2 ; résistivités en $\Omega \cdot m$; (c) PS et AMT1 (d'après Aubert *et al.*, 1993 pour les données PS ; Boubekraoui *et al.*, 1998 pour les données VLF et AMT).

*Comparison between results deduced from SP, VLF and AMT data. (from AUBERT *et al.*, 1993 for SP data, from BOUBEKRAOUI *et al.*, 1998 for VLF and AMT data).*

3.3 Hétérogénéités naturelles et anthropiques

La distribution des potentiels PS peut être affectée par de nombreuses hétérogénéités naturelles ou artificielles. Citons les effets électrochimiques ou de pile de concentration : changement de végétation, de composition ou de porosité du sol, présence de métaux corrodés enfouis, de conduites souterraines, de captages ou de lignes électriques enterrées. Le signe de ces anomalies, leur extension et parfois leur variabilité temporelle permet dans la plupart des cas de les reconnaître. La figure 7 présente un exemple de profil PS réalisé au travers d'une paléovallée creusée dans un socle cristallin et partiellement comblée par des produits volcaniques. Deux anomalies perturbatrices positives sont liées, l'une à une structure de chaussée agissant comme corps de résistivité électrique inférieure à celle de l'encaissant, l'autre à une conduite métallique enterrée créant un potentiel électro-chimique positif dans ce cas. Une conduite non métallique, un câble enterré, se signalent en général par une anomalie négative due à la tranchée dans laquelle ils sont disposés et qui agit comme structure drainante. La méthode PS est une méthode possible de détection de ces objets enterrés en complément d'autres méthodes.

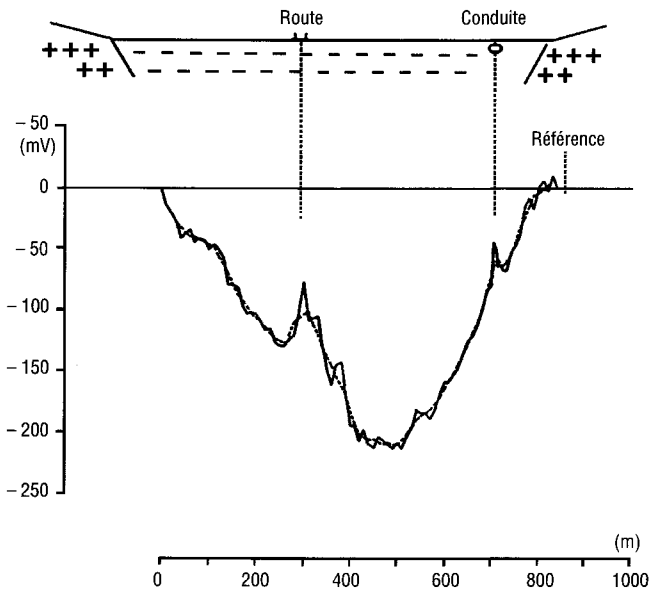


Figure 7 Signaux PS d'origine anthropique (route et conduite d'eau) superposés au signal naturel créé par le remplissage d'une paléo-vallée par des formations volcaniques.

Anthropogenic SP signals (road and water pipe) superimposed on a natural signal relating to the filling-in of a paleo-valley by volcanic formations.

3.4 Limites de la méthode PS

Si la précision en plan est satisfaisante, la précision selon la verticale dépend du choix des coefficients K et E° qui doit être validé si possible sur au moins deux stations. On observe toutefois que la localisation des lignes de minima et maxima SPS est peu affectée par le choix de ces paramètres.

La profondeur d'investigation de la méthode n'est limitée en théorie que par la condition d'homogénéité du premier terrain et nous pouvons citer un exemple de prospection PS où la profondeur du toit de la couche drainante reconnue par forage atteint 150 m (AUBERT *et al.*, 1991). Comme l'indiquent les éléments théoriques exposés plus haut, la méthode PS ne signale que les variations d'épaisseur de la base du terrain non saturé. Elle est donc inopérante dans les cas suivants :

- nappe plane sur socle plan ou nappe perchée plane masquant une nappe plus profonde ;
- terrain superficiel plus conducteur que le terrain sous-jacent.

4 – CONCLUSION

Cette méthode légère et rapide permet d'obtenir une grande densité de données, même en terrain accidenté. Son utilisation est toutefois conditionnée par deux limites. La première limite est le manque de précision dans le sens vertical quand le coefficient K n'est pas connu et qu'aucune donnée de forage ne permet de valider l'interprétation des résultats. La deuxième limite, plus contraignante, est liée au fait que seul le toit de la première nappe est identifiable par cette méthode, alors que la ressource majeure peut se situer à un niveau plus profond.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie les trois rapporteurs qui l'ont aidé à améliorer substantiellement l'article. Il remercie aussi tous ceux, étudiants, géophysiciens, hydrogéologues, donneurs d'ordre, qui ont enrichi la réflexion de l'auteur sur l'utilisation de la méthode PS.

ANNEXE : MISE EN ŒUVRE DE LA MÉTHODE PS

6.1 Matériel

La mesure de différence de potentiels électriques à la surface du sol utilise un voltmètre, deux électrodes impolarisables et des fils de liaison. Le matériel suivant est décrit à titre d'exemple.

6.1.1 Voltmètre

- étendue de mesure ± 2000 mV ; résolution un millivolt ;
- résistance interne élevée ($> 10^{10} \Omega$), nécessaire lors de prospections effectuées sur des sols secs où la résistance de contact entre l'électrode et le sol est élevée ;
- couplé à un ohmmètre alternatif permettant de mesurer la résistance du circuit de mesure (jusqu'à 2 M Ω) sans risque de polariser les électrodes.

6.1.2 Électrodes

De type impolarisable, dispositif qui permet d'éviter les potentiels parasites créés par l'hétérogénéité du sol (le potentiel de contact d'une électrode métallique avec le sol dépend de la nature du sol). Elles sont constituées d'une tige de cuivre plongeant dans une solution de sulfate de cuivre saturée, le tout étant contenu dans un tube PVC possédant une bougie poreuse à la base (fig. 8). La résistance de contact mesurée en courant alternatif entre le capteur et le sol est au minimum de l'ordre du K Ω mais peut atteindre 100 K Ω en terrain très sec. Le couple Cu/CuSO₄ est l'un des moins sensibles aux variations en teneur en eau des sols et permet de fabriquer des électrodes avec un matériel très répandu et peu coûteux. Le capteur mobile est fixé à une canne pour être tenu commodément.

Au début de chaque profil, on mesure la tension entre les deux électrodes placées bougie contre bougie afin de s'assurer de l'équilibre de la chaîne électrochimique. La différence de potentiel doit être stable et inférieure à 10 mV. Une valeur plus élevée indique soit un mauvais état de propreté des tiges de cuivre, soit une désaturation de l'une ou des deux solutions CuSO₄.

6.1.3 Fils de liaison

La connexion entre les électrodes et le voltmètre se fait soit avec un câble de petite section, soit à l'aide d'un fil de cuivre de 0,2 mm possédant une gaine de vernis isolant et enroulé en bobine d'environ 3 km de longueur et dont le poids est de l'ordre du kilo. Le fil est en contact électrique avec une prise située sur la face inférieure d'un boîtier connectée, via un fil de liaison, à la borne (-) du voltmètre. Au sortir de la bobine, le fil de cuivre est enroulé sur la poulie d'un compteur kilométrique puis connecté à l'électrode fixe. Le fil, dégradé en quelques mois, est abandonné sur place après utilisation. Le procédé du fil perdu offre les avantages de ne pas avoir à rembobiner le câble, d'effectuer de longs profils sans changement d'électrode, enfin d'utiliser un compteur de distance fixé au voltmètre et entraîné par le passage du fil. Un harnais permet à l'opérateur de porter le voltmètre devant lui et la bobine de fil

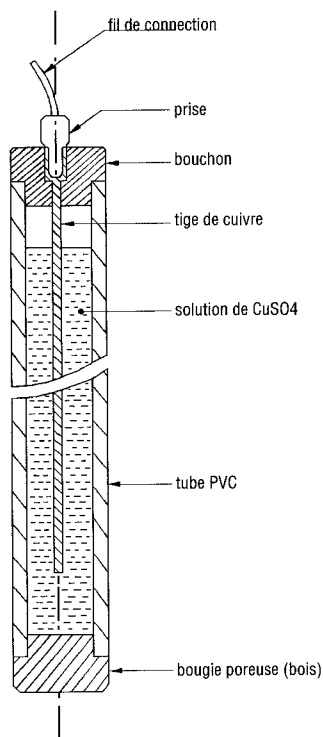


Figure 8 Capteur PS impolarisable.
SP impolarisale sensor.

de cuivre au dos du harnais (poids total voltmètre et bobine pleine: 3 kg). Ce procédé perd évidemment son intérêt si les profils sont courts ou si le sol doit être laissé en l'état après les mesures.

6.2 Procédure de terrain et exploitation des données

Les procédures permettant une bonne qualité des mesures PS sont peu décrites malgré leur importance. Les généralités sont exposées par exemple dans Corwin (1989). Il est souhaitable d'effectuer les mesures en boucle pour estimer l'erreur instrumentale en réoccupant en fin de profil la station initiale. Deux techniques sont employées. La première dite du saute-mouton réalisable avec deux opérateurs consiste à mesurer la différence de potentiel entre un capteur avant et un capteur arrière reliés par un câble de longueur fixe, puis à déplacer l'ensemble pour mettre le capteur arrière à la station précédemment occupée par le capteur avant et ainsi de suite. L'avantage est d'éviter le transport et le rembobinage du dérouleur de câble, l'inconvénient est de cumuler la différence de potentiel entre les deux capteurs, différence qui peut changer de valeur au cours du profil.

La technique la plus avantageuse dans la plupart des cas est celle dite « à base fixe », où les mesures de différence de potentiel vont être effectuées entre une station mobile et une station de base fixe. Cette technique permet de minimiser au mieux les problèmes de cumul d'erreur de mesure. L'électrode fixe est implantée de préférence dans une zone a priori exempte du phénomène à détecter et enterrée à une profondeur suffisante pour que le sol soit humide. On effectue une première mesure en plaçant l'électrode mobile sur le sol à quelques centimètres de la référence afin de s'assurer de la stabilité des valeurs et de leur faible amplitude. Comme l'électrode fixe, l'électrode mobile doit être enfoncée de quelques centimètres dans le sol après avoir dégagé le couvert végétal pour obtenir un contact avec un sol dénudé. L'ohmmètre associé au voltmètre permet de s'assurer que la résistance de l'ensemble des contacts ne dépasse pas 1 M Ω . Au delà de cette valeur, des potentiels parasites et fluctuants peuvent perturber la mesure qui doit être stable au mV près. L'opérateur déplace ensuite l'électrode mobile à la station de mesure suivante, la bobine de fil de cuivre se déroule par simple traction et le compteur kilométrique indique la distance parcourue (contrôlable éventuellement par GPS). La mesure peut s'effectuer par un opérateur seul si besoin.

Le pas de mesure est fonction de la largeur des anomalies à détecter et du bruit de fond local dû à l'hétérogénéité du terrain superficiel. L'allongement du pas de mesure n'augmente pas sensiblement la vitesse d'avancement qui est de l'ordre du km.h⁻¹ pour un pas de dix mètres avec une équipe de deux opérateurs.

Les mesures sont présentées sous la forme de profils ou d'une carte de lignes isopotentielles où toutes les valeurs sont référencées au même point. Cette carte suffit si le relief est plat. Si la topographie est accidentée, il sera nécessaire de présenter les données sous la forme de profils ou d'une carte SPS calculée avec une valeur de K éliminant au mieux l'influence de la topographie. La valeur de E° est choisie pour que la surface SPS soit la plus proche possible de la base du terrain non saturé si celle-ci est reconnue au moins en un point (donnée de forage,affleurement du socle).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AUBERT M., DANAI N., LIVET M., 1990. Vérification de limites de nappes aquifères en terrain volcanique par la méthode de polarisation spontanée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II, 999-1004.
- AUBERT M., DANA I.N., DUPUY J.C., 1991. Application de la méthode de polarisation spontanée à la découverte des circulations d'eau souterraine en terrain volcanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, 325-330.
- AUBERT M., ANTRAYGUES Ph., SOLER E., 1993. Interprétation des mesures de polarisation spontanée (PS) en hydrogéologie des terrains volcaniques. Hypothèse sur l'existence d'écoulements préférentiels sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). *Bull. Soc. géol. France*, 164, n°1, 17-25.
- AUBERT M., YÉNE ATANGANA Q., 1996. Self-Potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground-Water*, 34, n° 6, 1010-1016.
- AUBERT M., DUPUY J.C., 2000. Geophysics and hydrogeology in volcanoclastic rocks, in "Volcanoclastic rocks, from magma to sediments", ed. *Gordon and Breach Sci. Pub.*, 13, 253-266.
- BIRCH F.S., 1993. Testing Fournier's method for finding water table from self-potential, *Ground Water*, 31, 50-56.
- BOUBEKRAOUI S., COURTEAUD M., AUBERT M., ALBOUY Y., COUDRAY J., 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano, from SP and electromagnetic data. The case history of the Piton de la Fournaise, Indian Ocean. *J. of Applied Geophysics*, 40/4, 165-177.
- FOURNIER C., 1989. Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area: case history of the Chaîne des Puys (Puy de Dôme, France). *Geophysical Prospecting*, 37, 647-668.
- JACKSON D.B., KAUAHIKUA J., 1987. Regional SP anomalies at Kilauea Volcano, *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 1350, 947-959.
- REVLIL A., PEZARD P.A., GLOVER P.W.J., 1999a. Streaming potential in porous media. 1. Theory of the zeta potential. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, n° B9, 20021-20031.
- REVLIL A., SCHWAEGER H., CATHLES L.M., MANHARD P.D., 1999b. Streaming potential in porous media. 2. Theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, vol. 104, n° B9, 20033-20048.