

Méthodologie et résultats d'application de la tomographie électrique de résistivité par courant continu pour l'exploration hydrogéologique des aquifères discontinus en domaine de socle

Baltassat J.M.⁽¹⁾, Mathieu F.⁽¹⁾, Ambroise B.⁽²⁾, Barbet C.⁽³⁾, Béon O.⁽⁴⁾, Dewandel B.⁽⁵⁾,
Lachassagne P.⁽³⁾, Norie A.⁽⁴⁾, Wyns R.⁽⁶⁾

(1) BRGM, DRP/RAI, BP 36009, 45060 Orléans Cedex2, jm.baltassat@brgm.fr

(2) Faculté de Géographie, Université de Strasbourg, 67000 Strasbourg

(3) DANONE Waters, Evian-Volvic-World, BP 87, 74500 Evian-les-Bains Cedex

(4) DANONE Waters, Water Division, BP 87, 74500 Evian-les-Bains Cedex

(5) BRGM, D3E/NRE, 34000 Montpellier, France

(6) BRGM, DGR/GAT, BP 36009, 45060 Orléans Cedex2

Principes de la tomographie de résistivité appliquée aux aquifères de socle

L'exploration des aquifères en domaine de socle est communément réalisée en utilisant les méthodes électriques (par courant continu) et électromagnétiques (EM dans le domaine fréquentiel ou transitoire) mesurant le paramètre résistivité électrique. L'altération des roches cristallines, qui sont massives et électriquement résistantes quand elles sont saines, s'accompagnent d'une augmentation de la teneur en eau et en argile quand elles sont fracturées et altérées, qui se manifestent par des résistivités anormalement faibles. Sous la croûte latéritique, le profil d'altération se décompose en plusieurs couches subhorizontales dont la saprolite constitue la partie capacitive de l'aquifère et surmonte la zone fissurée qui avec les zones de fracture tectonique constituent la partie transmissive de l'aquifère (Wyns et al. 1999, 2004). La distribution spatiale des résistivités électriques du sous-sol permet donc d'imager les structures tectoniques et le développement des altérations des roches cristallines en domaine de socle et par là d'imager les aquifères.

Bénéficiant d'un rendement de mesure élevé du fait de l'absence de contact du capteur avec sol, les méthodes électromagnétiques sont couramment utilisées pour investiguer de vastes surfaces conduisant à cartographier les variations horizontales de résistivité imageant les principales structures des massifs. Les méthodes électriques par courant continu qui nécessitent le contact d'électrodes avec le terrain demeurent néanmoins parmi les plus utilisées du fait de la relative facilité de mise en œuvre des mesures et de la fiabilité des résultats obtenus en profondeur grâce à des processus d'inversion et de modélisation performant en 2D et 3D (Loke 2004).

Les mesures de résistivité par courant continu sont normalement réalisées en injectant un courant, I dans le sous-sol entre deux électrodes de courant (C1, C2) et en mesurant la différence de potentiel, V entre deux autres électrodes de potentiel (P1 et P2) localisées à distance. La profondeur d'investigation croît avec la distance entre l'injection et la mesure. La résistivité apparente mesurée dans volume investigué est calculée tel que $\rho_a = K V / I$ avec K qui dépend de l'arrangement géométrique des différentes électrodes. Grâce au développement des systèmes multi-électrodes permettant une mesure automatisée et des procédés de modélisation et d'inversion efficace en 2D et 3D, la méthode de la tomographie électrique de résistivité a remplacé les procédures classiques alliant le profilage (trainé) et le sondage électrique car d'une part, la mise en œuvre d'une tomographie électrique est aussi rapide que celle d'un trainé avec plusieurs profondeurs d'investigation et d'autre part parce que l'interprétation des sondages électriques considère des terrains tabulaires et conduit à des résultats erronés en cas d'importantes variations latérales de résistivité (Dahlin et Loke 1998, Acworth 2001). L'exploration du granite de la Margeride à la fin des années 1990 (Baltassat et Mathieu 2000) démontre clairement les limites de la méthode des sondages électriques dans cet environnement de granite altéré où des tomographies électriques réalisées peu après mettent en évidence d'importantes anomalies conductrices enracinées en profondeur et recoupant le profil d'altération stratiforme. L'interprétation de sondages voisins conduit à des résultats cohérents tant que l'écartement des lignes de mesure reste limité et alors que l'investigation recoupe généralement le

profil d'altération stratiforme mais aucune corrélation satisfaisante n'est obtenue pour les mêmes sondages pour les plus grandes longueurs de ligne : les inflexions des sondages électriques traduisent alors les variations latérales de résistivité qui sont interprétées malencontreusement en profondeur. Cette configuration et ces défauts d'interprétation sont bien illustrés par les modélisations de Dahlin et Loke (1998) qui montrent sans ambiguïté les avantages de la tomographie électrique sur plusieurs modèles de discontinuité latérale de résistivité.

Méthodologie d'application

Pour des commodités de mise en œuvre et parce que les électrodes des systèmes multi-électrodes sont généralement reliées par un même câble, les mesures sont réalisées le long de profils. Les différentes configurations du quadripôle (C1, C2, P1, P2) qui sont classiquement utilisés le long de ces profils sont : le dipôle-dipôle, le Wenner, le Wenner-Schlumberger, le gradient, le pôle-dipôle et le pôle-pôle. Parmi les trois premières configurations qui ont toutes les électrodes sur le profil de mesure, le dispositif dipôle-dipôle offre la meilleure résolution des variations tant verticales qu'horizontales ainsi que la plus grande profondeur d'investigation (Edward 1977, Baker 1989, Seaton & Barbey, 2002, Dahlin & Zhou 2004, Loke 2004). Dans les environnements de socle où les résistivités sont souvent au-delà de la cinquantaine d'Ohm.m, la décroissance du signal dipôle-dipôle avec l'écartement émetteur-récepteur est moins sensible et ce dispositif est recommandé du fait de sa capacité à imager les structures discontinues tout comme le dispositif gradient qui offre la meilleure résolution horizontale (Dahlin et Zhou 2004) parmi l'ensemble des dispositifs. Pour des profondeurs d'investigation plus importantes, le dispositif pôle-dipôle présente un bon compromis entre investigation et résolution quand il est possible de mettre en œuvre et maintenir, dans des conditions économiques raisonnables, l'électrode lointaine à la distance convenable (Edward 1977, Oldenbourg et Li 1999, Razafindratsina & Lataste 2014). Pour des profondeurs également importantes mais où la mise en œuvre d'électrode lointaine n'est pas possible, il existe une limite au-delà de laquelle le rapport signal sur bruit ne peut plus être maintenu à un niveau acceptable du fait de la puissance d'injection limitée (quelques centaines de mA généralement) et/ou de la précision limitée de mesure des équipements multi-électrodes. Il existe alors une méthodologie alternative, basée sur un dispositif de mesure où l'injection et la réception sont séparées, qui permet suivant les conditions de résistance aux électrodes d'injecter des courants pouvant atteindre plusieurs ampères compensant l'atténuation du signal en profondeur sans souffrir des problèmes de couplage électromagnétique qui limite la puissance des systèmes multi-électrodes.

Les programmes de mesures multi-électrode sont conçus de manière à assurer un bon niveau de signal en accord avec la précision des résistivimètres (p. ex. au moins 0.3 mV sont recommandés par l'AGAP) en adaptant la géométrie du dispositif et l'intensité du courant injecté. Pratiquement, considérant la résistivité moyenne attendue du milieu et les niveaux d'injection permis par le système de mesure on définit le facteur géométrique limite, K_{max} qu'il convient de ne pas dépasser afin de maintenir le niveau de signal de réception. La géométrie du dispositif est adaptée régulièrement alors que l'écartement injection-réception augmente par des embrayages sur des dipôles de réception de plus en plus grands.

Différents types d'erreurs peuvent affecter les mesures et par suite les résultats. Ce sont principalement, suivant Zhou et Dahlin (2003), les erreurs sur la géométrie du dispositif qui peuvent dépasser 20% sur la résistivité mesurée pour des erreurs de positionnement de 10% d'un dipôle-dipôle et les erreurs de mesure du potentiel causées par les effets transitoires du réseau électrique haute tension, les champs telluriques et les dysfonctionnements instrumentaux. Ces erreurs sont souvent corrélées avec des résistances de contact élevées (Dahlin & Zhou 2003) qui sont des conditions courantes dans les environnements de socle. Il convient de vérifier et si besoin améliorer les résistances de contact aux électrodes afin d'assurer des mesures dans les conditions optimales de fonctionnement des résistivimètres (niveau d'injection, équilibre des résistances et couplage électromagnétique).

La précision nécessaire sur la géométrie du dispositif peut être obtenue facilement par un levé GPS différentiel dont les localisations dans un référentiel reconnu permettront la réoccupation des sites avec une précision équivalente (pour l'implantation des forages p.ex.). Des méthodes plus classiques (chaîne

d'arpenteur et théodolite) calées sur des repères topographiques terrain non ambigus sont toutefois également fiables et parfois nécessaires quand la couverture GPS est déficiente.

L'analyse qualité et le traitement des données est le passage obligé pour filtrer les outliers et les effets superficiels indésirables qui interférait avec les structures recherchées (a-coups de prise, réponse de canalisations métalliques, ...) et qualifier la tomographie pour l'inversion. Bien que l'altération soit un processus graduel, les contrastes de résistivité entre les altérites et la roche saine ou peu altérée sont marqués et les transitions d'un domaine de résistivité à un autre peuvent être brutales. L'expérience montre que l'option de régularisation des moindres carrés qui minimise les valeurs absolues de l'écart entre résistivités mesurées et calculées ($L1_{norm}$ ou inversion par blocs) est la plus efficace pour imaginer les limites entre les milieux de socle altéré (Oyalinkha et Yaramanci 2000, Seaton & Burbey 2002, Loke et al. 2003).

Résultats d'application

Les résultats de la tomographie électrique de résistivité sont globalement la définition d'une succession (Figure 1 et 2) résistant-conducteur-résistant (avec de bas en haut $R1 > C1 < R2$). Les limites conducteur-résistant (R1-C1 et C1-R2) entre ces différents faciès de résistivité sont variables d'un site à l'autre mais généralement comprises entre 500 et 1000 Ohm.m (Figure 1). Par exemple, Beauvais et al. (1999) observent, sur un profil d'altération complet couronné par une cuirasse, une limite à environ 800 Ohm.m pour R1-C1 et C1-R2. Mais les granites de St-Galmier en limite de graben dans une zone très fracturée, soumise à l'altération et aux fluides hydrothermaux, la limite R1-C1 s'établit autour de 150 Ohm.m et les granites peu ou pas altérés ne dépassent pas les 1000 Ohm.m à 150 m de profondeur.

La limite R1-C1 est généralement clairement marquée et définit la base du profil d'altération. Sa profondeur présente une corrélation satisfaisante avec les principales venues d'eau observées sur le site de Salus en Uruguay (Figure 3) et de Longmen en Chine, avec le toit de la zone fissurée sur le Mont Mahury en Guyane. C'est l'indicateur principal obtenu en résultat des

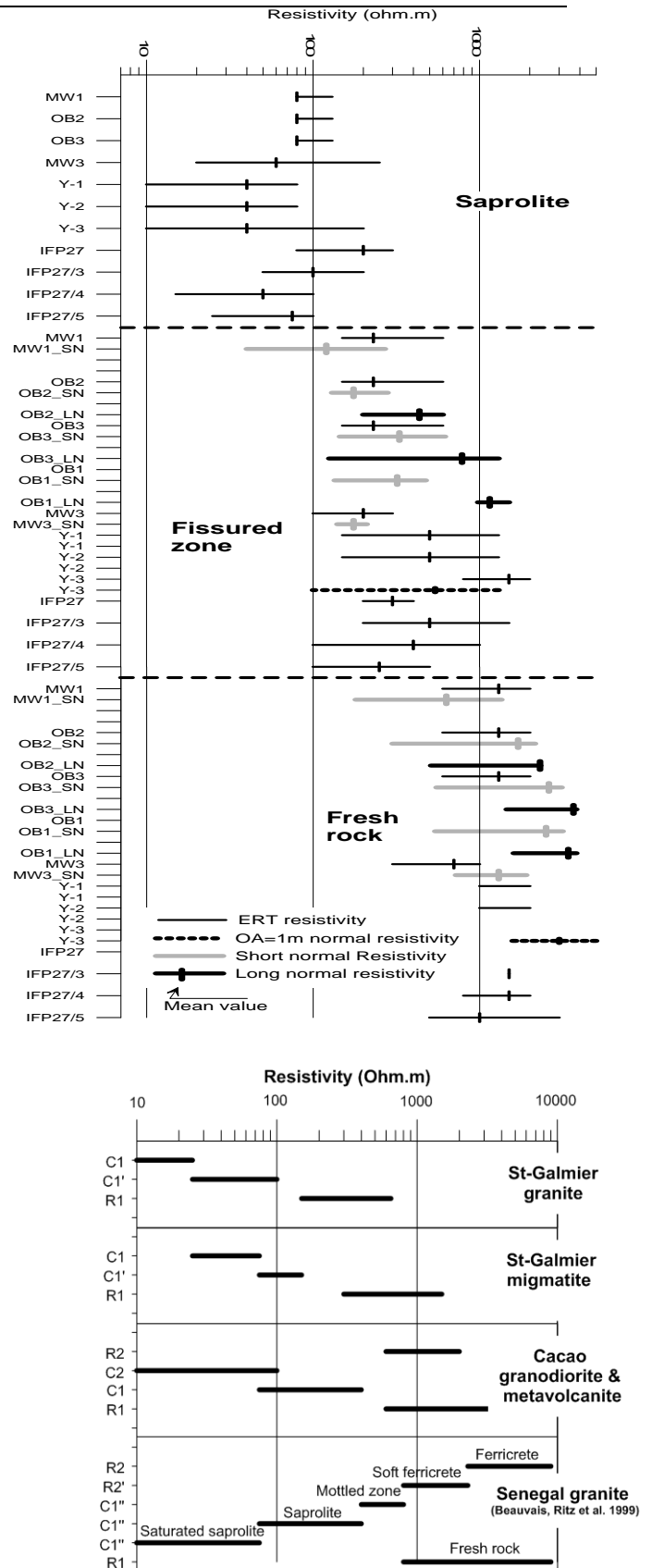


Figure 1 – Borehole and tomography resistivity measured in various crystalline basement setting. Maheshwaram Watershed (above) and other sites (below); C1, R1 and R2 correspond to the resistivity facies of the weathering profile commented in the text.

tomographies de résistivité pour cibler les régions présentant la plus grande épaisseur d'altération et donc les meilleures réserves aquifères. Sa profondeur est utilisée pour définir la longueur des forages d'exploration en prenant en considération que la zone fissurée se développe parfois au-dessus (forage de Cote-Rouge à St-Galmier) et/ou au-dessous de cette limite (Site de Salus en Uruguay, forage du Mont Mahury en Guyane).

La gamme de résistivité de la zone fissurée recoupe en effet largement la gamme correspond à la roche peu ou pas fissurée (figure 1) et prévoit que la distinction des deux niveaux sur la base de la résistivité n'est pas toujours possible. Néanmoins Dewandel et al (2006) réussissent à cartographier la zone fissurée du bassin de Maheshwaram en Inde en résultat de l'interprétation de 80 sondages électriques contrainte par la gamme des profondeurs statistiquement acceptables selon une analyse de variogrammes basée sur les lithologies de 45 forages.

L'interprétation et l'utilisation de la limite C1-R2 est plus délicate. Beauvais et al. (1999) calibrent les résistivités de la partie supérieure du profil d'altération grâce à une tomographie surface-forage mise en œuvre dans deux fosses recoupant la cuirasse. Ils établissent ainsi une limite à 477 Ohm.m entre la saprolite et les argiles tâchetées (mottled zone) puis une limite à 810 Ohm.m (figure 1) entre les argiles tâchetées et les matériaux ferrallitiques meubles en base de cuirasse ; cette dernière étant au-delà de 2300 Ohm.m. En Guyane (sites du Mont Mahury et de Cacao) le résistant R1 correspond à la cuirasse ($\rho > 1500$ Ohm.m) en place ou remaniée et probablement à des éluvions de matériaux ferrallitiques meubles et de cuirasse ($600 < \rho < 1500$ Ohm.m sous la nappe) pouvant dépasser 10 m d'épaisseur par place (Figure 2). Dans le bassin de Maheshwaram en Inde (Dewandel et al 2006) et en Margeride, le résistant superficiel R2 à plus de 1000-1500 Ohm.m correspond à des arènes sableuses sèches. A St-Galmier, R2 correspond à des niveaux ou blocs résiduels de roche saine intercalé dans le profil d'altération. L'interprétation de cet interface C1-R2 comme le toit de la nappe aquifère, bien qu'elle soit vérifiée dans différents contextes (Seaton et Barbey, 2002) n'est donc pas a priori évidente.

Conclusion

Les tomographies électriques de résistivité utilisant les équipements multi-électrodes s'appliquent avec succès à imager les formations aquifères des socles altérés et les discontinuités qui les affectent en utilisant des configurations de mesure, des procédés de traitement et d'inversion des données spécifiques. Le choix des dispositifs quadripôles offrant la meilleure résolution notamment latérale (dipôle-dipôle, gradient, pôle-dipôle) ainsi que l'utilisation du procédé d'inversion par blocs qui permet de mieux résoudre la géométrie et la résistivité des milieux fortement contrastés sont déterminant.

Les résultats de la tomographie électrique de résistivité sont globalement la définition d'une succession résistant-conducteur-résistant (avec de bas en haut $R1 > C1 < R2$). La limite R1-C1 est généralement clairement marquée et définit la base du profil d'altération. C'est l'indicateur principal pour cibler les régions présentant le profil d'altération le plus épais et offrant les meilleures réserves aquifères ainsi que pour définir les profondeurs des forages d'exploration. La zone fissurée dont la gamme de résistivité recoupe largement celle de la roche saine, peu ou pas fissurée n'est généralement pas distinguée sauf contraintes géométriques nombreuses apportées par des calibration sur des forages. La limite C1-R2 est plus délicate à interpréter car elle peut traduire la partie la plus évoluée du profil d'altération (cuirasse et niveaux meubles ferrallitiques en place ou éluvionnaires), des niveaux d'arène sableuse sèche, des blocs de roche saine résiduels ou le passage à la zone non saturée. Les variations latérales de résistivité localisent précisément les failles et les zones de fracture tectonique qui affectent le massif.

Une procédure générale d'exploration en vue de forages hydrogéologiques se dessine, ciblant d'une part les profils d'altération les plus épais pour une épaisseur maximale de l'aquifère et de la zone fissurée productive à sa base, et d'autre part les discontinuités sub-verticales pour bénéficier de la productivité des failles, filons et contacts ; ces dernières constituent des cibles de forage de choix, notamment lorsque l'horizon fissuré du profil d'altération stratiforme est réduit. Parallèlement, l'identification des zones les plus conductrices, permet d'éviter leur forage quand elles correspondent à des formations argilisées peu perméables.

Références

- Acworth I., (2001), The electrical image method compared with resistivity sounding and electromagnetic profiling for investigation in areas of complex geology: A case study from groundwater investigation in a weathered crystalline rock environment (Exploration Geophysics (2001) 32, 119-128.
- Association pour la qualité en géophysique appliquée AGAP Qualité 1992 – Code de bonne pratique en géophysique appliquée, BRGM/CGG/CPGF/LCPC Editeurs.
- Baltassat J.M., Mathieu F. (2000), Ressources en eau de Margeride ouest – Reconnaissance géophysique complémentaire, Rapport BRGM/RP-50533-FR, 72 p., 5 fig., 4 tabl., 4 ann., 6 pl
- Barker R.D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics 54, 1031-1037.
- Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.-C., Dukhan, M., Bantsimba, C., 1999. Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in Dahlin, T. and Loke, M.H., 1998, Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling, Journal of Applied Geophysics, 38, 237-249.
- Dahlin, T and Zhou, B., 2004, A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays, Geophysical Prospecting, 52, 379-398.
- B. Dewandel B., P. Lachassagne, R. Wyns, J.C. Marechal, N.S. Krishnamurthy (2006), A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering Journal of Hydrology (2006) 330, 260– 284.
- Edwards L.S. 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. Geophysics 42, 1020-1036.
- Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys (Revision date: 26th July 2004). 128p. (www.geoelectrical.com).
- Loke, M.H., Acworth, I., Dahlin, T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Explor. eophys. 34, 182–187.
- Oldenburg, D.W., and Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys, Geophysics, 64(2), 403-416.
- Razafindratsima S., Lataste J-F, (2014), Estimation of the error made in Pole–Dipole Electrical Resistivity Tomography depending on the location of the remote electrode : Modeling and field study, Journal of Applied Geophysics 100 (2014) 44–57
- Seaton William J., Thomas J. Burbey (2002), Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane Journal of Applied Geophysics 51 (2002) 21– 41
- Wyns, R., Gourry, J.-C., Baltassat, J.-M., Lebert, F., 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0–100 m) en contexte de socle altéré. In: I. BRGM, IRD, UPMC (Eds.), 2^e me Colloque GEOFCAN, Orléans, France, pp. 105– 110.
- Wyns R., Baltassat J.M., Lachassagne P., Legtchenko A., Vaïron J. (2004).- Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bull. Soc. Géol. Fr., 175(1), 21-34.
- Zhou B. and T. Dahlin (2003), Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying Near Surface Geophysics, 2003, 105-117.

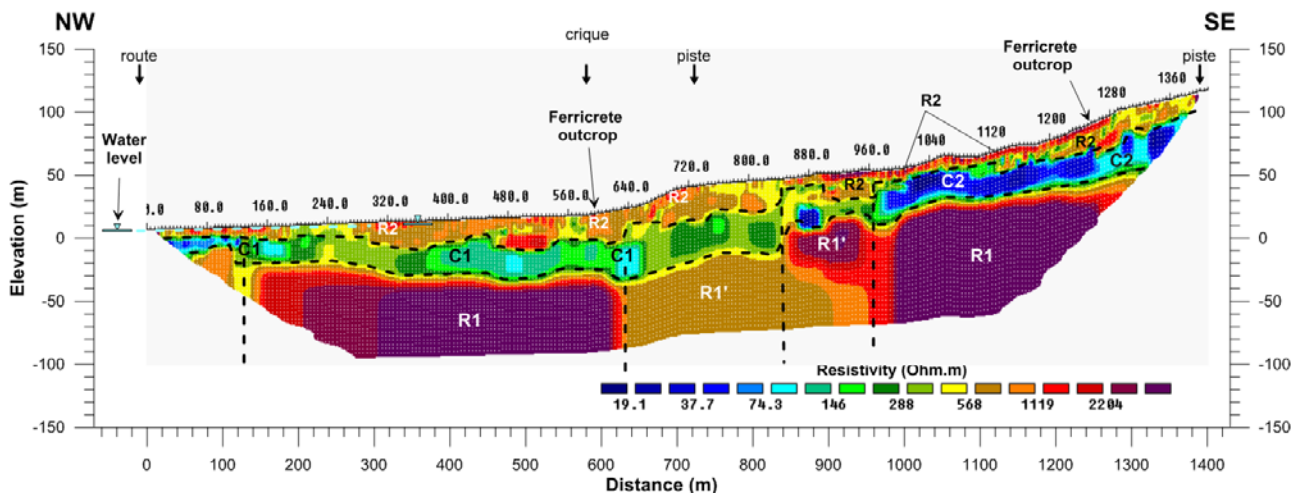


Figure 2 – Resistivity tomography cross-section illustrating the different resistivity facies (R1-C1-R2) encountered at Cacao site. (French Guyana). C2 qualify a more conductive saprolite which may be related to metavolcanite.

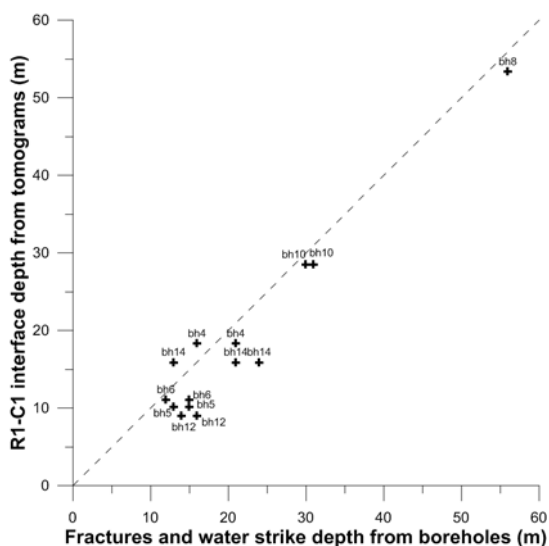


Figure 3- Correlation between the depth of the R1-C1 interface and the main fractures and water strike on Salus site (Uruguay).