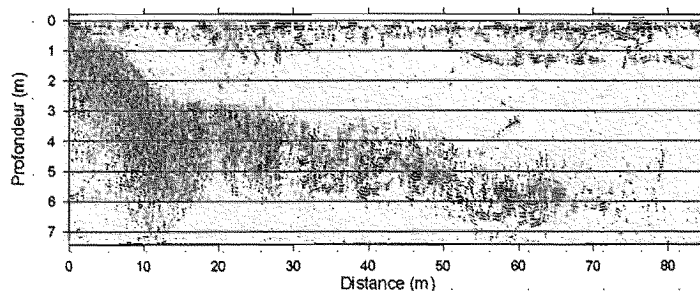


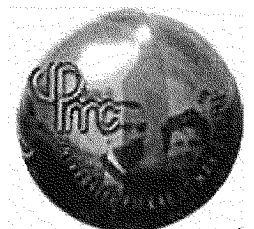
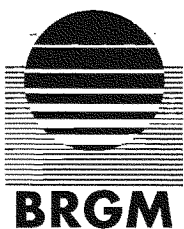
ACTES DU 2^{ème} COLLOQUE DE GÉOPHYSIQUE DES SOLS ET DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

GEOFCAN

21-22 septembre 1999
BRGM - Orléans, France



Section radar du toit d'une induration argileuse au Sénégal (mesures BRGM)



*2^{ème} colloque de Géophysique des sols
et des formations superficielles*

Résumés étendus

*21-22 septembre 1999
BRGM - Orléans, France*

*Organisé par :
BRGM
INRA
IRD
Université Pierre et Marie Curie*

Remerciements

*Nous remercions vivement la Région Centre et la Ville d'Orléans
pour leur soutien financier*

2ème colloque de Géophysique des sols et des formations superficielles

Président

A. TABBAGH UPMC – Université P. et M. Curie

Comité scientifique

J. ACHACHE	CNES – Centre National d'Etudes Spatiales
P. ANDRIEUX	UPMC – Université P. et M. Curie. IRD – Institut de Recherche pour le Développement
P. BAUER	CESBIO – Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère
J.C. BEGON	INRA - Institut National de Recherche Agronomique
J.L. FAVRE	ECP – Ecole Centrale de Paris
J.M. FRITSCH	IRD – Institut de Recherche pour le Développement
A. GUILLEN	BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières
A. HESSE	CNRS – Centre National de la Recherche Scientifique
P.Y. HICHER	ECN – Ecole Centrale de Nantes
R. LAGABRIELLE	LCPC – Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
G. DE MARSILY	UPMC – Université Pierre et Marie Curie
G. PEDRO	Académie d'Agriculture de France
B. SEGUIN	INRA – Institut National de Recherche Agronomique

Coordination scientifique

Y. ALBOUY	IRD
J.C. GOURRY	BRGM
G. GRANDJEAN	BRGM
C. KING	BRGM
D. KING	INRA
A. TABBAGH	UPMC

Comité d'organisation

J.C. GOURRY	BRGM
A. DORIGNY	INRA
A. TABBAGH	UPMC

AVANT PROPOS

Le deuxième colloque de géophysique des sols et des formations superficielles est la suite logique du premier qui s'était tenu à Bondy en septembre 1997, il montre la continuité de l'engagement des quatre établissements publics, BRGM, INRA, IRD (ex ORSTOM) et UPMC sur ce thème, engagement que le renouvellement de la convention qui les lie vient confirmer.

La périodicité de deux ans que ce colloque inaugure est un bon rythme ; il permet un progrès suffisant des travaux pour éviter toute répétition tout en facilitant une mise en commun suffisamment rapide des résultats. La rédaction des résumés étendus est par ailleurs un excellent exercice qui prépare et facilite celle d'articles complets. La rotation entre les établissements montre une volonté d'équilibre et de juste répartition des charges de travail comme des bénéfiques en matière d'image que les établissements peuvent en tirer. Cet équilibre ne peut être que de bon augure pour la suite de l'entreprise. Merci donc au BRGM d'avoir pris le relais cette année.

Comme le précédent, ce colloque est ouvert à tous, agents de l'Etat, de collectivités ou de sociétés privées, et il accueillera des stands de fabricants de matériel et des démonstrations, car on ne peut faire de bonnes mesures sans du bon matériel.

La reconnaissance de la structure du sous-sol et le suivi de son fonctionnement, sujet des travaux du réseau GEOFCAN, constituent un défi scientifique d'une grande importance pour nos sociétés, qu'elles soient "développées" ou "en cours de développement". De ce milieu complexe, les hommes tirent la plus grande partie de leurs ressources en eau ainsi qu'une bonne part des matériaux utilisés en construction. Les plantes y trouvent les éléments minéraux nécessaires à leur croissance et y satisfont leurs besoins en eau. En milieu urbain, le sous-sol est devenu un milieu artificiel, constitué pour l'essentiel de matériaux rapportés et structuré par tout un système de voies de communication et de canalisations. Le proche sous-sol enfin constitue le plus volumineux ensemble d'archives permettant de comprendre et de restituer la vie des sociétés passées.

Si, jusqu'à une période relativement récente, les praticiens de la géophysique se sont surtout souciés de reconnaître les grands traits de la structure de la Terre ou de rechercher des matières énergétiques ou minérales de grande valeur économique, l'actualité nous montre qu'il n'est plus possible pour nos sociétés de vivre sans une connaissance détaillée du proche sous-sol et de son fonctionnement : il nous faut localiser et quantifier les circulations d'eau, limiter les intrants dans les cultures,... On ne peut plus, en fait, creuser en aveugle et la géophysique occupe une place à la fois modeste - à elle seule elle ne peut permettre de conclure - mais incontournable et première car elle seule permet une reconnaissance globale, complète et non destructive du milieu que l'on veut connaître et où l'on veut agir. Pendant longtemps, on s'est satisfait d'échantillons prélevés directement dans le milieu en les localisant au hasard pour éviter tout biais, mais en prenant le risque d'une modification du milieu étudié, modification qui n'était pas *a priori* exempte de dangers. La reconnaissance géophysique permet une investigation inoffensive et son caractère systématique est la meilleure garantie possible contre tout biais.

Un colloque existe d'abord par ses participants, il convient donc de les remercier au même titre que les organisateurs (ceux qui sont à la fois organisateurs et participants ont par conséquent un double mérite). La participation à un colloque est, certes, un acte "normal" et même routinier dans la pratique scientifique, mais on ne peut conclure un avant-propos sans souligner que toute participation à un colloque est un acte de modestie (en se réunissant pour débattre on reconnaît qu'on ne sait pas tout) et un acte de confiance dans l'avenir : en se réunissant et en confrontant nos résultats on espère progresser. Puissent cette modestie et cette confiance continuer à nous inspirer longtemps.

Alain Tabbagh
Président du Colloque

Sommaire

THÈME I

Reconnaissance structurale des milieux peu anthropisés. Terres agricoles, sous-sols naturels	1
Barbiéro L., Laperrousaz C. – Cartographie de la salinité dans la vallée du Sénégal. Succès d'une démarche ascendante.....	3
Billa M., Bourguignon A., King C., Feybesse J.L. – Les images satellitaires RADAR. Utilisation en cartographie géologique et exploration minière (Guyane Côte-d'Ivoire)	9
Blanchard E., King C., Le Bissonnais Y., Bourguignon A., Desprats J.F., Souchère V., Souadi T., Maurizot P., Lenôtre N. – Paramétrisation du potentiel de ruissellement des bassins versants au moyen de la Télédétection et des Systèmes d'Informations Géographiques. Application à des bassins versants du Pays de Caux...	15
Gourry J.C. – Inversion de données d'électromagnétisme Slingram pour la cartographie des alluvions.....	23
Gourry J.C., Vinchon C. – Apports du radar géologique à l'étude de la dynamique sédimentaire à l'Holocène récent dans la plaine interdunaire de Merlimont (Pas-de-Calais).....	29
Grandjean G., Paillou P., Baghdadi N., Dubois P., Davidson M., Achache J. – Analyse des structures superficielles des sols par imagerie radar : cas de la Dune du Pyla	35
Guérin R., Bendjoudi H., Pinet C., Lorenzati S., Garrigue X. – Mesures géophysiques appliquées à l'étude de l'hétérogénéité des matériaux d'une zone humide alluviale (Seine amont-Aube)	41
Guérin R., Descloitres M., Coudrain-Ribstein A., Talbi A., Ramirez E., Gallaire R. – Etude d'un aquifère salé de l'Altiplano bolivien par prospection TDEM	45
Hollier-Larousse A., Cushing M., Benoit P., Grisoni J.M. – Déformations quaternaires de subsurface. Les apports de la géophysique.....	51
Koussoubé Y., Nindaoua Savadogo A. – Typologie des courbes de sondages électriques verticaux pour la reconnaissance des formations superficielles en milieu de socle cristallin du Burkina Faso	57

—	Laperrousaz C., Barbiéro L. – Influence de la variabilité du faciès chimique sur la conductivité électromagnétique	63
—	Michot D., Dorigny A., Benderitter Y., Albouy Y. – Etude du toit de la nappe de Beauce à Villamblain par résistivité électrique	67
	Munsch M., Boulanger D., Corizzi C. – Un avion sans pilote pour la cartographie aéromagnétique	73
	Panissod C., Dabas M., Tabbagh A. – Inversion électrique 3D : applications aux problématiques des formations superficielles	77
—	Robain H., Camerlynck C., Guérin R., Ribolzi O. – Application de la méthode électrique multi-électrode à l'étude des relations entre organisations surfaciques et internes des sols sahéliens (Burkina Faso).....	83
—	Simonin A., Burolet P., Fournet A., Parrot J.F., Simon B. – Apport des données du radar-imageur SIR.C pour la reconnaissance des formations de surface en Tunisie présaharienne	87
	Verrier V., Rochette P. – Expertise paléomagnétique des impacts de foudre.....	93
—	Vouillamoz J.M., Bernard J., Descloitres M., Fourcassier P., Romagny L. – Implantation de forages d'eau au Cambodge : apport de l'utilisation combinée des méthodes électriques (1D et 2D), TDEM et RMP.....	99
	Wyns R., Gourry J.C., Baltassat J.M., Lebert F. – Caractérisation multi-paramètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré.....	105

THÈME II

Reconnaissance des structures anthropiques (sites urbains, industriels ...).... 111

Abraham O., Kergadallan X. – Procédure expérimentale multi-capteurs pour l'enregistrement et le traitement des ondes de surface

113

Battarel J.M., Muesser J. – Apports de l'électromagnétisme dans les études d'assainissement des communes rurales.....

119

Dabas M., Aubry L., Rouiller D., Larcher J.M. – Caractérisation de la variabilité spatiale intraparcellaire des sols agricoles (méthode MuCEP) : une gestion prédictive des rendements dans le cadre de l'agriculture de précision ?.....

125

Fabriol H., Bitri A., Baltassat J.M., Lebrun B. – Application de la méthode SASW dans le cadre du microzonage sismique du district d'Annecy.....

131

Hesse A. – Les dix commandements du bon petit prospecteur en archéologie.....	137
Lecoanet H., Lévêque F., Ambrosi J.P. – Magnétisme et géochimie de sols soumis à des retombées de poussières métalliques.....	139
Leparoux D., Grandjean G., Bitri A., Debéglià N., Lejeune F. – Détection de cavités souterraines par couplage de mesures gravimétriques et sismiques (ondes de Rayleigh)	145
Martinaud M., Madani F. – Spécificité de la résistivité pôle-pôle pour la description 3D des terrains. Bases théoriques et exemples.....	151
Nicollin F., Gibert D., Conil F. – L’endoscopie sismique : une méthode d’imagerie volumique autour d’un puits.....	157
Vergnaud D., Camerlynck C., Lejeune Y. – Reconnaissance spatiale d’un méandre : la Haute-Ile à Neuilly-sur-Marne (77) : prospection géophysique couplée au GPS différentiel	163

THÈME III

Monitoring géophysique (pollution, risque naturel ...)	169
Ardisson M.H., Zlotnicki J. – Effets magnétiques associés à l’activité volcanique et aux circulations de fluides.....	171
Baghdadi N., King C., Bourguignon A. – Potential of ERS and RADARSAT images for assessing surface roughness of bare soils	177
Lebourg T., Frappa M., Sirieix C. – Reconnaissance des surfaces de rupture dans les formations superficielles instables par mesures électriques.....	185
Tabbagh A., Benderitter Y. – Simulation du suivi de l’infiltration en sol non saturé par sondage électrique et réflectométrie radar	191

THÈME IV

Méthodologie	197
Bazinet R. – Moins d’électrodes, pour de meilleurs trainés de résistivité.....	199

Lajarthe M., Florsch N., Schott J.J. – Améliorations apportées par l'introduction d'éléments infinis en modélisation électrique 3D.....	203
Leroux V., Lagabrielle R. – Apports de la modélisation pour l'interprétation des résistivités apparentes mesurées dans un forage	207
Mari J.L., Laffont C. – Traitement de données géotechniques sur CD-rom.....	213
Montoroi J.P. – Estimation quantitative de la salinité d'un bas-fond par conductivimétrie électromagnétique : application aux sols salés de Basse-Casamance (Sénégal)	219
Saintenoy A. – Résultats préliminaires à l'inversion forme d'onde de données de radar de forage.....	225
Index des auteurs	231

THÈME I

RECONNAISSANCE STRUCTURALE DES MILIEUX PEU ANTHROPISÉS

Terres agricoles, sous-sols naturels...

Cartographie de la salinité dans la vallée du Sénégal. Succès d'une démarche ascendante

Laurent Barbiéro¹, Caroline Laperrousaz²

¹IRD ex ORSTOM, BP 1386 Dakar, Sénégal

²ENSA, 65 rue de St Briec, 35000 Rennes, France.

ABSTRACT

In the Senegal middle valley, the salt distribution is not related to the present faint topography. This lack of logic is one of the major constraints for establishment of new irrigated areas. The salt distribution is here studied to better understand its variability, and to describe its structure and spatial arrangement. Saline areas are delineated measuring the electromagnetic soil conductivity (EM). The kriged map is compared to the aerial photograph. The salinity is distributed as stripes in the SW-NE direction, fringing a former creek on the southern bank. The stripe is intersected by an actual creek bed, indicating that the salt distribution is ancient and does not result from a recent remobilisation of the marine salt incorporated in the soil. The relationship between salt distribution and the former geomorphology allows us to survey the whole N'Galenka region using the EM measurements on selected transects.

Key words: Salinity, Electromagnetic induction, Irrigation Schemes, Senegal.

INTRODUCTION

La vallée du fleuve Sénégal est le siège de nombreux aménagements hydroagricoles depuis la construction de deux barrages, le barrage réservoir de Manantali au Mali, et le barrage anti sel de Diama dans le delta. Cependant, dans la région de Podor, les paysans désertent les périmètres après quelques années de culture, là où des efflorescences salines apparaissent localement en abondance. L'aménagement de ces périmètres se caractérise principalement par une absence d'étude d'impact à l'origine, ou de suivi de l'environnement (Boivin *et al.*, 1995). Aussi, les efflorescences de sel proviennent-elles d'une salinisation secondaire, liée à une mauvaise gestion de l'irrigation sur des sols peu perméables ou correspondent-elles à une simple expression d'un sol initialement salé ? La connaissance au préalable de la répartition de la salinité est une condition nécessaire au maintien d'une agriculture irriguée durable dans cet environnement.

Un obstacle s'est dressé lors des premières prospections. La répartition du sel n'est corrélée ni à la répartition des sols, ni aux unités géomorphologiques actuelles, ni à la topographie. Cette particularité du site est le principal obstacle au choix de nouvelles zones à aménager. Le but de cette étude est de comprendre la logique de répartition de la salinité dans cet environnement, pour en faciliter la cartographie à l'échelle régionale.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

Site

La vallée du fleuve Sénégal a subi une invasion marine récente (5 000 ans B.P.) jusqu'à la hauteur de Boghé. Les sels se sont déposés dans les sédiments au cours de cette transgression (Michel, 1973). Une mangrove s'est installée dans le domaine fluvio-marin, et a suivi le retrait des eaux. Aujourd'hui, des traces d'acidité et de salinité sont observées jusqu'à 300 km de l'embouchure. L'étude a été réalisée le long du marigot N°Galenka 16°26 à 16°30 nord et 14°50 à 15°05 ouest, un ancien défluent du Doué et affluent du Sénégal. Les 48 périmètres hydroagricoles en cours d'aménagement dans ce secteur couvrent une surface totale de 1 200 ha.

Matériel

Les mesures de conductivité électromagnétique ont été réalisées avec un conductimètre portable EM38 (Geonics, Ltd). La calibration entre la réponse du conductimètre et la quantité de sel, la texture, la teneur en eau et le faciès chimique fait l'objet d'une étude parallèle (Laperrousaz et Barbiéro, 1999)

Démarche

La démarche adoptée est une démarche ascendante. Une zone saline (70 ha, fig. 1) a été délimitée et géoréférencée avec précision. La morphologie des zones salées a été relevée en détail par des mesures EM suivant une grille régulière de 25 m. Perpendiculairement aux contours de la zone saline, quelques transects en mode vertical et horizontal sont réalisés avec des mesures rapprochées à 2 m. Une carte détaillée de la répartition du sel sur la zone est confectionnée après optimisation du krigeage (GEOSTAT PC, Boivin, 1989). Elle est comparée aux structures géomorphologiques identifiables sur les photographies aériennes (Geotronics, 1980). 11 transects de mesure de conductivité électromagnétique sont ensuite réalisés sur l'ensemble du secteur N°Galenka (20 km). Ces transects sont disposés à l'aide de la photographie aérienne de manière à recouper les structures soupçonnées être salées.

RÉSULTATS

La spatialisation des données confirme une forte hétérogénéité en terme de salinité sur la zone. La partie salée se présente sous la forme d'une bande de direction NE-SW d'une largeur d'environ 100 m et d'une longueur dépassant la zone prospectée. Dans le détail, cette bande est en réalité composée de deux bandes parallèles espacées d'une trentaine de mètres, où la salinité est plus forte. La bande située au sud est d'une salinité plus forte que la bande située au nord. Le contour nord de la zone salée est abrupt, alors

que le contour sud est plus diffus. De surcroît, on peut déceler que la bande nord est topographiquement en légère dépression (-5 à -10 cm) alors que la bande sud est positionnée sur une légère hauteur (environ +10 cm). Une nette asymétrie est donc relevée dans la répartition de la salinité au sein même de la zone salée. Toutes ces caractéristiques, identifiées sur cette zone, ont été observées sur d'autres sites et apparaissent représentatives de la morphologie de nombreuses zones salées dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal (Gascuel-Odoux et Boivin, 1994 ; Laval, 1996, Barbiéro *et al.*, 1998). Elles devront être prises en considération dans tout modèle visant à expliquer l'origine de la répartition de la salinité dans la vallée.

Le cours actuel du N'Galenka recoupe la zone salée. La répartition du sel trouve donc son origine dans des processus anciens et ne correspond pas à une mobilisation récente ou actuelle des sels marins déposés dans les sédiments. Parmi les deux bandes parallèles composant la zone salée, la bande nord correspond au lit d'un ancien marigot, alors que la bande sud est située sur sa rive sud.

De manière globale, une forme peut être décelée sur la photographie aérienne en relation avec la salinité de la zone, alors que les indices sont très peu visibles sur le terrain. La répartition de la salinité semble liée à une géomorphologie ancienne et non à la géomorphologie actuelle. Les images aériennes peuvent servir de support pour une cartographie de l'ensemble du secteur qui sera prochainement aménagé.

Les transects qui ont servi de base à la carte de répartition de la salinité sont présentés sur la figure 2. La zone salée identifiée sur la prospection détaillée du secteur 6 est continue au nord de l'actuel N'Galenka sur les secteurs 5 et 4. Elle est recoupée par les dépôts récents du marigot entre les secteurs 3 et 4, tout comme on l'observe sur la grande boucle du secteur 6 ; ces dépôts récents ne sont pas salés. De l'autre côté du méandre, la zone salée se prolonge vers l'aval jusque dans le secteur 2. A ce niveau, l'ensemble est recoupé par d'autres dépôts venant du nord, au sein desquels on décèle également des zones salées très allongées.

CONCLUSION

L'agriculture traditionnelle de la vallée du fleuve Sénégal a été réorientée vers une agriculture irriguée dans les anciennes plaines d'inondation. De nombreux périmètres sont en cours d'aménagement mais la présence très localisée des sels est un obstacle majeur à l'implantation d'une agriculture irriguée durable. La répartition de ce sel semble complexe et n'est pas décelable d'emblée, sur le terrain. Notre étude de répartition de la salinité par une prospection électromagnétique permet de définir les caractéristiques géométriques de la salinité et l'arrangement spatiale de son intensité sur une zone test d'environ 70 ha. Un maillage suffisamment serré et une forte densité de mesures permet de révéler que les zones salées sont composées principalement de deux bandes salées parallèles et d'arrangement nettement asymétrique. Une relation entre la répartition du sel et l'ancienne géomorphologie de la zone a été décelée par comparaison de la carte krigée et de l'image aérienne. Les deux bandes de sel correspondent au lit et à la rive sud d'un ancien marigot. Des transects positionnés de manière à recouper l'ancienne géomorphologie du site permet une cartographie régionale rapide (8 000 ha). Le document ainsi établi permet de prévoir les villages et les agriculteurs les plus pénalisés dans la distribution des périmètres. Il constitue un état initial, ce qui fait généralement défaut dans ce genre d'aménagement, et peut aider pour l'implantation de suivi de la salinité.

BIBLIOGRAPHIE

Barbiéro L., Hammecker C., Boivin P. (1998) - Aeolian origine of some saline soil stripes in the Senegal middle valley. Morphological and geochemical considerations. Proceedings of the 16^e ISSS World Congress, August 20-26, Montpellier.

Boivin P., Dia I., Lericollais A., Poussin J.C., Santoir C., Seck S.M. (1995) - Nianga, laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du Sénégal. Colloques et séminaires, ORSTOM Ed., Paris.

Gascuel-Odoux C., Boivin P. (1994) - Variability of variograms and spatial estimates due to soil sampling: a case study. *Geoderma* 62, 165-182.

GEOTRONICS (1980) - Couverture aérienne, mission Teledyne Geotronics (USA). Photographies Infra-rouge fausses couleurs 1/50 000.

Laperrousaz C., Barbiéro L. (1999) - *Colloque GEOFCAN, 20 et 21 septembre 1999*. Géophysique des sols et des formations superficielles, 20-21 septembre 1999, Orléans, France. BRGM, INRA, IRD, UPMC

Laval F. (1996) - Rapport d'activités. Travaux d'expérimentation ORSTOM-FED dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal. Région de Podor. ORSTOM de Dakar Hann.

Michel P. (1973) - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mém. ORSTOM* 63, 752 p.

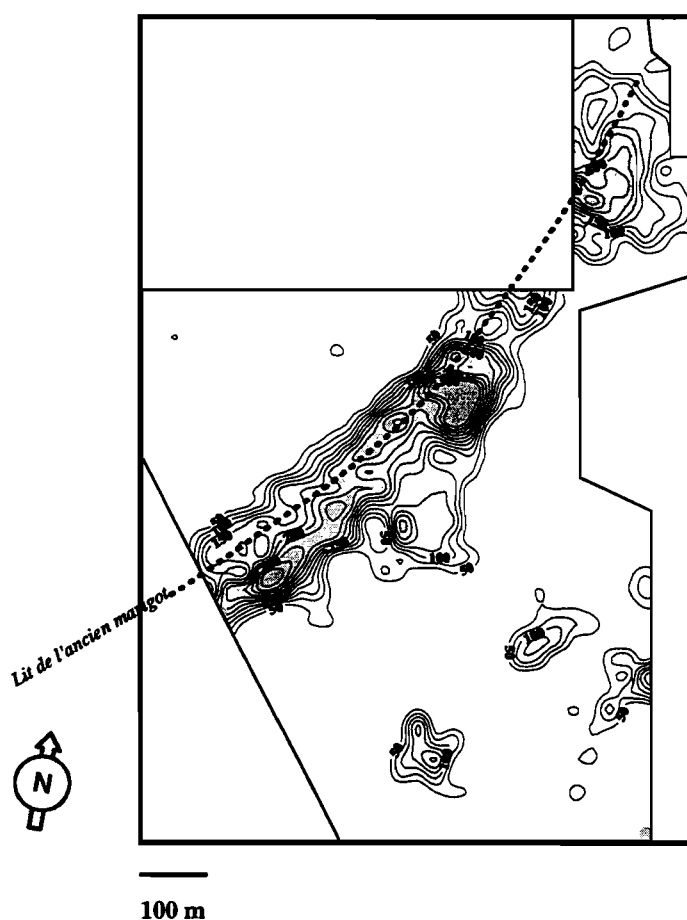


Fig. 1 - Répartition de la salinité sur la zone prospectée.

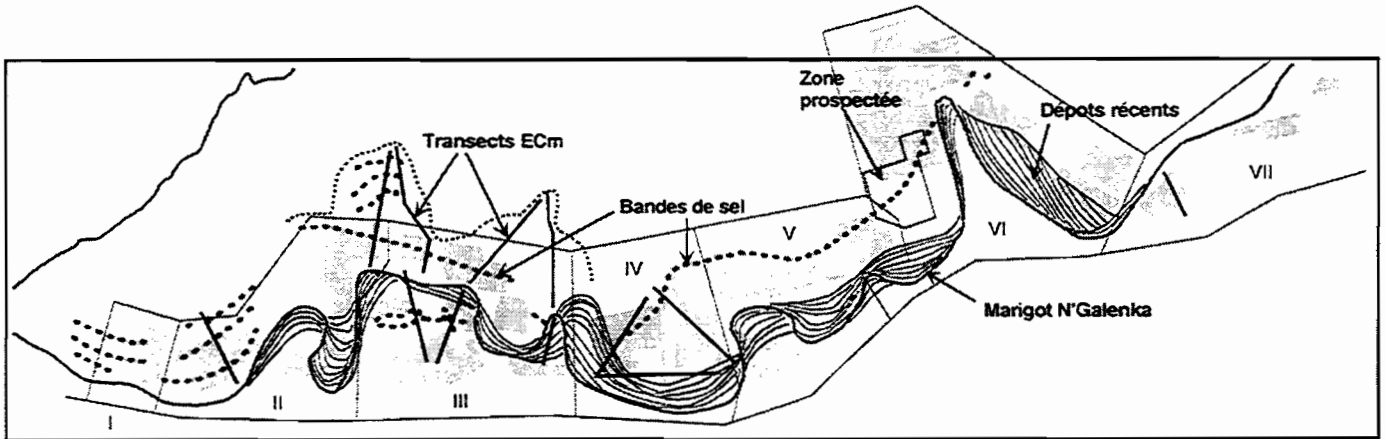


Fig. 2 - Schéma d'aménagement du secteur N'Galenka, localisation de la zone prospectée en détail, des transects ECm et des bandes de sels.

***Les images satellitaires RADAR.
Utilisation en cartographie géologique
et exploration minière (Guyane, Côte-d'Ivoire)***

M. Billa, A. Bourguignon, C. King, J.L. Feybesse
BRGM, Direction de la Recherche, 3 avenue Cl. Guillemin, BP 6009,
45060 Orléans cedex 2, France.

ABSTRACT

The aim of the AURROS project consisted in demonstrating the use of satellite radar data on sites representative of the problems encountered in geological and mineral exploration. The objective is to improve characterization methods for target zones, particularly in the early stages of the process leading to mining permit application.

The database integrates ERS (1 and 2) data, RADARSAT (broad-swath Scansar mode and fine bi-angular viewing mode) data, DEMs acquired by various means, and geophysical data (airborne magnetics, spectral radiometry). Various methods (filtering, geocoding and stereoscopy) have been integrated or developed by BRGM to create different map types. These data are analysed at various scales and validated using two approaches, namely checking in the field and fusion with airborne geophysical data (spectral radiometry and aeromagnetics).

The first results showed the radar to be a powerful mapping and deposit-prediction tool, and notably revealed that 1) the raw data can be used directly by geologists either for standard geological studies or as an exploration aid, and 2) fusion with geophysical data enables the identification of deformation structures where geophysics alone only reveals large masses, and rapidly and efficiently increases the possibilities of lithological discrimination.

Correct use of the data nevertheless involves taking into consideration the scales used and current restrictions concerning the most suitable study environments. The development possibilities associated with radar stereoscopy constitute a major progress factor for the near future.

Key words: geological and mineral exploration, ancient basements, french Guyana, data fusion, ERS, Radarsat, geophysics.

OBJECTIFS

Dans le domaine de l'exploration et de l'exploitation des métaux précieux, l'un des enjeux pour le XXI^e siècle touche aux régions équatoriales et tropicales d'Asie, d'Afrique et d'Amérique latine, si l'on se fie aux fortes progressions des productions dans ces régions (e.g. Brésil, Venezuela, Ghana). Le déplacement des activités minières vers ces pays engendre un climat fortement concurrentiel qui conduit les compagnies minières à sélectionner de plus en plus précocément les permis d'exploration en cherchant à réduire le temps d'exploration préalable et à utiliser un maximum de données d'archive existantes. Or, parmi les données accessibles il faut maintenant compter avec les images de radar satellitaires, indépendantes des couverts nuageux et dont l'intérêt en géologie a été largement démontré (Evans, 1992 ; Singhroy, 1992) grâce à l'imagerie SEASAT (e.g., Blom *et al.*, 1984), SIR-A (e.g., Sabins, 1983), SIR-B (Gaddis *et al.*, 1989). Les milieux désertiques, ont fourni récemment matière à des descriptions structurales qualitatives (Davis *et al.*, 1993 ; Maxwell & Haynes, 1989 ; McCauley & Breed, 1993 ; Schaber & Breed, 1993). Les systèmes ERS et Radarsat sont maintenant très présents. Le projet AURROS, « utilisation d'images de Radar à Ouverture Synthétique ROS pour l'exploration Aurifère » a eu pour objectif de produire des cartes de base pour améliorer la caractérisation générale des grandes régions réputées intéressantes et cibler les régions sur lesquelles obtenir des autorisations de prospection. Par ce biais il s'est agi de montrer comment optimiser le délai d'accès et la qualité des informations utiles lors de la période préalable que représente la reconnaissance stratégique (King *et al.*, 1999).

SITES, DONNÉES UTILISÉES ET MÉTHODE

Les sites

Les deux sites exploratoires, en Guyane (fig. 1) et Côte-d'Ivoire, sont représentatifs des champs hydrothermaux rencontrés dans les districts miniers des socles anciens (Archéen et PaléoProtérozoïque) qui représentent à eux seuls $\frac{3}{4}$ des réserves aurifères mondiales (Castaing *et al.*, 1994, Feybesse et Milesi 1994, Ledru et Milesi 1995, Milesi *et al.*, 1995). Malgré des couverts forestiers différents, ces chaînes anciennes présentent des contrastes morphologiques modestes par rapport à ceux des chaînes récentes, ce qui facilite l'analyse des images radar au stade actuel de la maîtrise des déformations géométriques de ces images.

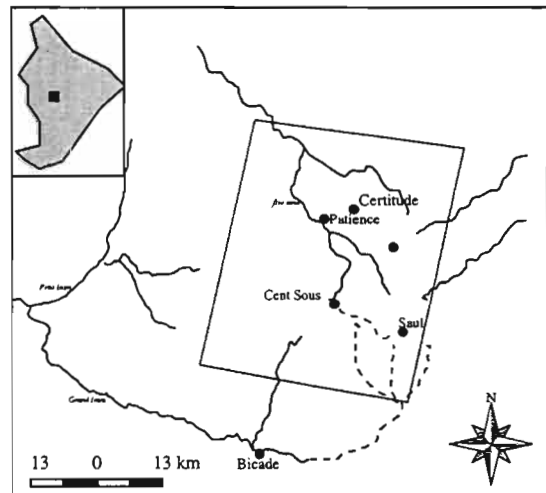


Fig. 1 - Localisation du site Guyane.

Les données utilisées

Des séries d'images ERS (incidence 23°) ont été acquises, ainsi que des données de Radarsat en mode stéréoscopique aux incidences de 40° et 46°. Le MNT, nécessaire au géocodage radar, dérive soit des données d'altimétrie acquise lors de la campagne

d'aéromagnétisme conduite en 1996 (Guyane) soit de cartes topographiques numérisées (Côte-d'Ivoire). Enfin, des données géophysiques aéroportées comportent le champ magnétique total, l'anomalie magnétique réduite au pôle, le gradient vertical, le comptage total de radiométrie spectrale, et les éléments thorium, uranium, potassium.

La méthode

- Les traitements des images sont réalisés en deux étapes : une optimisation du bruit inhérent aux données radar (speckle) grâce divers filtres (Sur des images mono-dates, les filtres Gamma map (Lopes *et al.*, 1993) et Gmap (Nezry *et al.*, 1993). Le filtrage multi-date (logiciel Mapsat) est le plus efficace et renforce les caractéristiques géomorphologiques permanentes. Puis le géocodage des images ERS et Radarsat, appuyé sur les données d'orbitographie, de géodésie et de MNT (Schreier, 1993). Deux types de supports sont fournis pour l'interprétation géologique : une simulation de l'« éclairage » radar sur le relief et les images radar géocodées.
- L'interprétation des images s'est focalisée sur les structures les plus anciennes, mal exprimées dans le paysage, mais souvent aussi les plus intéressantes pour aider à la compréhension des processus géodynamiques et permettre un calage de la mise en place des minéralisations. Conformément aux étapes exploratoires d'un site minier potentiel, cette interprétation est faite à plusieurs échelles : depuis l'échelle régionale de la province minière jusqu'à l'échelle locale, concernant l'approche tactique du gisement. Les divers supports cartographiques ont été interprétés en termes lithologiques et structuraux, puis contrôlés partiellement sur le terrain et la carte d'interprétation a été incrustée dans les données radar (fig. 2).
- La validation des interprétations se fait d'une façon indépendante et plus exhaustive que ne l'autorisaient les missions de terrain, nécessairement courtes et très ciblées : la fusion des données de géophysique aéroportée et radar satellitaire doit permettre d'obtenir simultanément des informations sur l'intensité des paramètres de géophysique et des informations structurales qui prédominent dans les images radar, et de les confronter.

LES RÉSULTATS

Les données ERS sont immédiatement utilisables dans ces milieux de chaînes anciennes où les faibles reliefs sont mieux soulignés aux faibles incidences. Les images Radarsat, acquises à des incidences plus fortes, ont permis de lever les ambiguïtés éventuelles soulevées à partir d'ERS sur les grands systèmes de fracturation et d'affiner les délimitations lithologiques.

Lithologie : dès l'échelle du district minier (1/200 000), certaines formations sont identifiables, notamment toutes celles détectables du fait de leur position en léger relief par rapport à l'encaissant (niveaux de quartzites, de roches basiques, de conglomérats, de Band Iron Formation). De plus à cette échelle, les distorsions de versants ne représentent pas une gêne face aux objets géologiques à identifier. L'interprétation à 1/100 000 aboutit à un très bonne individualisation des grands ensembles morpho-lithologiques, et ce de façon cohérente les lithologies connues de ces secteurs. De plus, certains contours peuvent être précisés, comme ceux d'intrusions acides ou des trajectoires de foliation des niveaux repères S0-1, encore renforcées par les images

Radarsat. Enfin on a pu identifier des différences au sein de formations considérées comme analogues dans la carte géologique existante.

Bâti structural : les contrôles de terrain de structures cassantes sont terriblement difficiles dans ce genre de terrain, car les affleurements disparaissent très vite et peu de structures peuvent être vues physiquement. C'est pourquoi les images radar jouent un rôle essentiel et donnent une image totalement renouvelée des secteurs d'intérêt. Les images Radarsat à 1/50 000 qui permettent le mieux de préciser l'organisation du bâti structural et ses liens avec la distribution des indices miniers. Ci-après un extrait des interprétations et contrôles de terrain réalisés sur le site de Guyane (fig. 2).

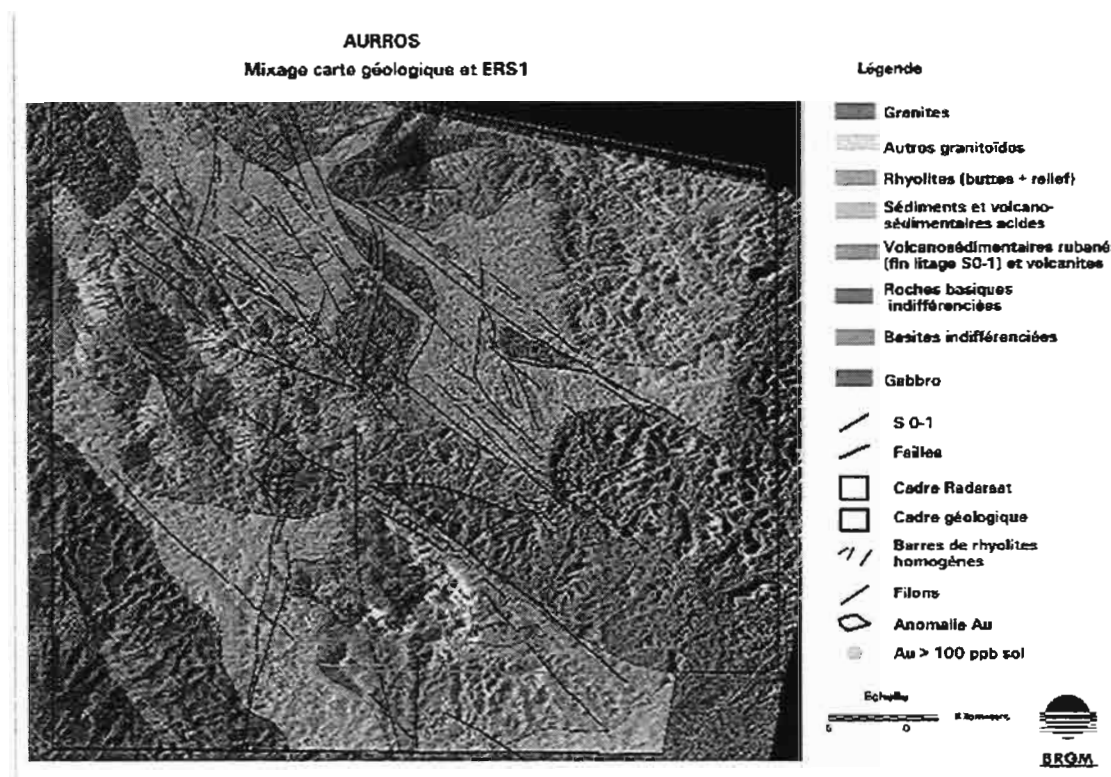


Fig. 2 - Interprétation géologique fusionnée avec les données ERS1 ©ESA 1991.

VALIDATION ET DISCUSSION

La fusion des données radar et géophysique aboutit à des documents immédiatement interprétables par les géologues. La fusion radar avec les données de l'anomalie magnétique réduite au pôle montre que les grands dipôles magnétiques les plus marqués sont situés à l'aplomb des entités reconnues par leur morphologie radar. Mais l'ensemble reste difficile à généraliser. Par contre les confrontations avec la radiométrie spectrale démontre beaucoup mieux la convergence entre signature radar et signature géophysique : des corrélations fortes s'observent entre les enveloppes lithologiques dégagées par l'interprétation morphostructurale des images radar et les signatures lithologiques de la radiométrie spectrale. Sur l'exemple guyanais, les données de radiométrie spectrale sont représentées en intensité trichromique (thorium, uranium, potassium) et les données radar en saturation des couleurs (fig. 3). Ces bonnes corrélations entre radar et radiométrie aéroportée donnent des clés d'extrapolation probable pour interpréter seulement sur radar les secteurs environnants non couverts en géophysique aéroportée. Ceci confirme l'intérêt d'une utilisation du radar en phase très

précoce de prospection stratégique : on peut y revenir ensuite dans les phases de connaissance plus détaillée pour recouper les informations issues d'autres types de relevés et permettre de confirmer ou d'élargir des schémas de mise en place des minéralisations.

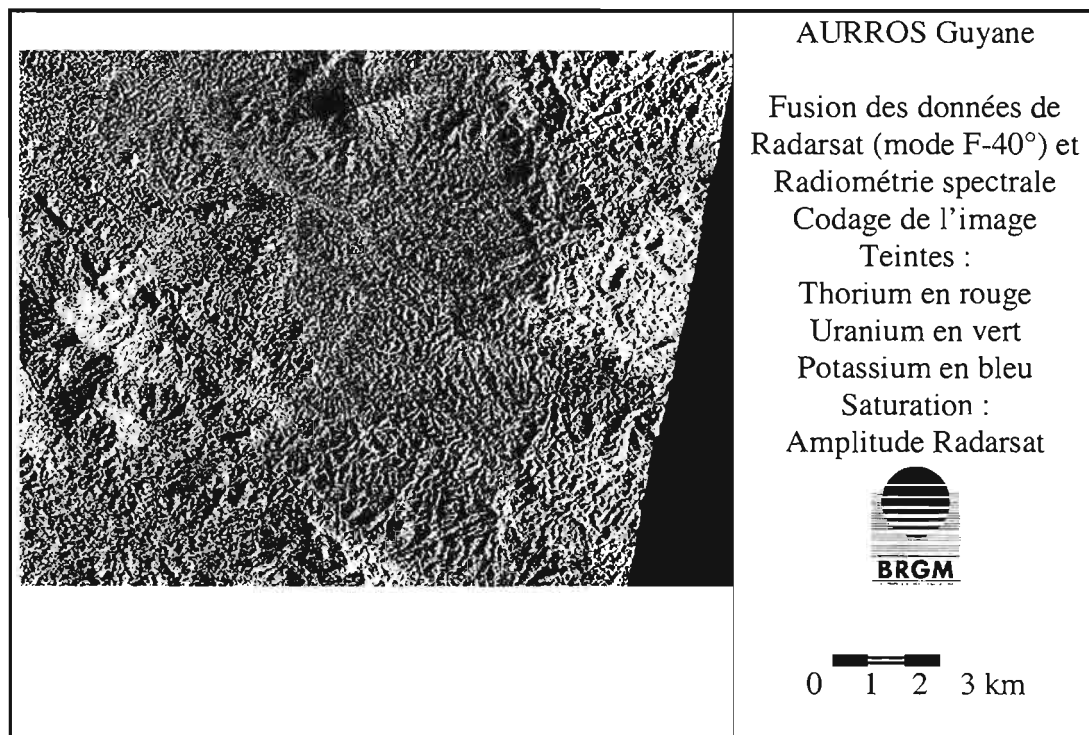


Fig. 3 - Fusion de données géophysiques et Radarsat en Guyane.

CONCLUSION

Le projet AURROS a été focalisé sur des sites représentatifs des zones à fort potentiel métallifère, et cumulant les difficultés habituelles rencontrées par les explorateurs miniers (zones fortement nébuleuses, peu documentées, fortement concurrentielles). Il a montré qu'on peut optimiser la qualité des informations utiles lors de la période préalable que représente la reconnaissance stratégique.

Dans ces milieux de socles anciens, où les affleurements et les structures décisives sont très difficiles à percevoir sur le terrain, le radar apparaît comme un outil puissant d'aide à la cartographie et à la géologie prévisionnelle. Les images ERS ou Radarsat peuvent être utilisées pour mieux identifier les différentes lithologies, comprendre la mise en place des formations et décrire des relations entre encaissants et intrusifs. Ainsi les images ERS aboutissent à une très bonne individualisation des grands ensembles morpho-lithologiques, et les images Radarsat permettent de préciser l'organisation du bâti structural et ses liens avec la distribution des indices miniers.

Dès qu'un géocodage peut être réalisé, l'interprétation géologique insérée sous SIG peut bénéficier de la visualisation structurante du radar sur les grands types de lithologie et de structures. Enfin la fusion des données radar avec la géophysique, notamment la radiométrie spectrale permet la lisibilité des structures tectoniques là où la géophysique donne seulement les grandes masses et renforce les possibilités de discrimination lithologique de manière rapide et efficace.

Soutien et cofinancement : Le projet AURROS a été soutenu par le programme Aval SAR du CNES (contrat 96 CNES 0345) et le programme de développement de la Direction de la Recherche du BRGM (PRD 402). Nous remercions le SMPSS et la DRIRE Antilles-Guyane, qui ont mis à la disposition de ce projet des données de la campagne géophysique aéroportée Guyane-1996 acquise sous l'égide du Ministère de l'Industrie, de la Poste et des Télécommunications.

BIBLIOGRAPHIE

- Blom R.G., Crippen R.E., Elachi C. (1984) - Detection of subsurface features in SEASAT radar images of Means Valley, Mojave Desert, California, *Geology*, vol. 12, 346-349.
- Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L., Chèvremont P. (1993) - Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, 218, 323-342.
- Castaing C., Feybesse J.L., Thiéblemont D., Triboulet C., Chèvremont P. (1994) - Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks ? *Precambrian Research*, 69, 327-344.
- Davis P.A., Breed C.S., McCauley J.F., Schaber G.G. (1993) - « Surficial geology of the Safsaf region, South-Central Egypt, derived from remote-sensing and field data », *Remote Sensing Environt.*, vol. 46, 183-203.
- Evans D. (1992) - Current status and future developments in radar remote sensing », *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 47, 79-99.
- Evans D.L., Farr J.J., Van Zyl (1992) - Estimates of surface roughness derived from synthetic aperture radar (SAR) data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, no. 2, 382-389.
- Feybesse J.L., Milési J.P. (1994) - The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? *Precambrian Research*, 69, 199-227.
- Gaddis L., Mougini-Mark R., Singer, Kaupp V. (1989) - Geologic analyses of Shuttle Imaging Radar (SIR-B) data of Kilauea Volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 101, 17-332.
- King C., Feybesse J.L., Billa M., Rémond A., Bourguignon A., Rouzeau O., Perrin J. Legendre J. (1999) - « AURROS » Radar à Ouverture Synthétique pour l'exploration AURifère- in *Le Programme Aval SAR* ed. CNES DP/OT.
- Ledru P., Milési J.P. (1995) - Tectonism and mineralization in Palaeoproterozoic Provinces. EUG Strasbourg, *Terra Nova*, vol.7, abstract supplement n°1, 103.
- Lopes A., Nezry E., Touzi R., Laur H. (1993) - Structure detection and statistical adaptative filtering in SAR images, *Int. J. Remote Sensing*, vol.15,n°9, 1735-1758.
- Maxwell T.A, Haynes (1989) - Large-scale, low-amplitude bedforms in the Selima Sand Sheet, Egypt, *Science*, vol. 243, 1179-1182.
- McCauley J.F, Breed (1993) - Comparisons between the Nile river, Egypt and the Colorado river, USA, in: *Geoscientific research in Northeast Africa*, U. Thorweihe & H. Schandelmeier (eds.), A.A. Balkema, Rotterdam, 723-727.
- Milési J.P., Egal E., Ledru P., Vernhet Y., Thiéblemont D., Cocherie A., Tegye M., Martel-Jantin B., Lagny Ph. (1995) - Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géologique. *Chron. rech. min.*, n°518, 5-58.
- Nezry E., Beaudoin A., Lopes A., Rudant J.P., Deroin J.P. (1993) - Preprocessing of multifrequency SAR images : application to geological study of karstic formations (Le Larzac- France) Proc . of IGARSS'93. Tokyo, 4, 2135-2137.
- Sabins F.F. (1983) - Geologic interpretation of Space Shuttle Radar Images of Indonesia, *AAPG Bulletin*, vol. 67, no. 11, 2076-2099.
- Schaber G.G., Breed C.S. - Subsurface mapping with imaging radar in deserts of Africa and Arizona, in: *Geoscientific research in Northeast Africa*, U. Thorweihe and H. Schandelmeier (eds), A.A. Balkema, Rotterdam, 761-765.
- Schreier G. (1993) - SAR Geocoding: data and systems. ed. Wichmann.
- Singhroy V.H. (1992) - Radar geology: Techniques and results, *Episodes*, vol. 15, no. 1, 15-20.

***Paramétrisation du potentiel de ruissellement
des bassins versants au moyen de la Télédétection
et des Systèmes d'Informations Géographiques.
Application à des bassins versants du Pays de Caux***

**E. Blanchard¹, C. King¹, Y. Le Bissonnais², A. Bourguignon^{1*},
J.F. Desprats¹, V. Souchère², T. Souadi³, P. Maurizot^{3*}, N. Lenôtre¹**

¹BRGM, Direction de la Recherche, Laboratoire de Géomorphologie et Télédétection
ou * Laboratoire de Métallogénie, 3 avenue C. Guillemin, BP 6009,
45060 Orléans cedex 2, France

²INRA, Unité de Science du Sol, Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de
France, Centre de Recherche d'Orléans, 45160 Ardon, France.

³BRGM, Service Géologique Régional de Haute Normandie, * Service Géologique
National

ABSTRACT

The increasing number of runoff damages occurring in Pays de Caux is a serious concern for regional authorities. The suggested method aims the assessment of runoff parameters using Remote Sensing and GIS. This method allows an objective comparison of the intrinsic and anthropic pressures of cultivated catchment from 1 000 to 5 000 ha. The potential runoff characteristics are analysed using land use components increasing or limiting runoff, and their spatial distribution on three different functional units. The selected parameters are the grassland proportion and compacity around concentrated surficial water channels (80 m wide), the proportion and compacity of the soil surfaces contributive to runoff on the top of catchments and, finally, the simple proportion of grassland and forest upon high sloped areas. The temporal evolution of these indices and the comparison between catchments show the significant recorded changes which favour the increase of surfaces contributing to runoff between 1990 and 1997. The interest of these indices is to identify areas sensitive to runoff and to act as a decision support tool for a territorial management policy aimed at runoff reduction on catchments. The outlook of this study is to generalize these parameters for regional applications.

INTRODUCTION

Dans le Pays de Caux où les sols sont uniformément limoneux, on note depuis une vingtaine d'années une augmentation de l'érosion des terres cultivées associée à des ruissellements excessifs (Papy et Douyer, 1991). Les états de surface des sols cultivés et la distribution de l'occupation du sol selon la saison sont déterminants sur la genèse du ruissellement (Souchère, 1995 ; Martin, 1997). La compréhension des effets des pratiques agricoles au sein de chaque bassin versant (Boiffin *et al.*, 1988, Ludwig, 1992 ; Souchère *et al.*, 1998) tout autant que le nombre important et croissant de coulées boueuses recensées en catastrophes naturelles (Ministère de l'Environnement, 1996) ont justifié la mise en place récente d'une politique de réduction des risques de ruissellement en Haute-Normandie. Un pôle de compétences coordonné par la DRAF de Haute Normandie a été constitué pour promouvoir des méthodes de gestion collective du ruissellement à l'échelle des bassins versants. Dans ce contexte, disposer d'outils de localisation et de suivi des zones de ruissellement potentiel est nécessaire pour orienter les mesures de protection.

Il est possible de proposer des paramètres d'estimation du potentiel de ruissellement de bassins versants fondé sur l'imagerie satellitaire du Pays de Caux (Normandie, France). L'approche proposée est d'évaluer par télédétection SPOT les surfaces contributives du ruissellement aux saisons critiques (King *et al.*, 1994 ; Mathieu *et al.*, 1996) et d'intégrer cette information dans un SIG.

SITE ET MATÉRIEL

Le Pays de Caux est un des sites pilotes du projet européen de télédétection (FLOODGEN) et, à ce titre il est considérablement documenté (<http://dgrwww.epfl.ch/SIRS/projets/floodgen>).

Huit bassins versants ne présentant pas encore d'aménagements visant à réduire les risques de ruissellement excessif ont été choisis pour conduire une étude comparative (fig. 1). De taille homologues (750 ha minimum) et situés en diverses situations hydroclimatiques, ces bassins présentent des disparités dans le nombre de déclarations de catastrophes naturelles recensées entre 1984 et 1998. Le bassin de Villers-Ecalles, qui a subi d'importants ruissellements en 1997 et qui a dû être totalement inventorié en terme d'occupation du sol, a servi de référence pour la classification.

Dans cette étude, quatre groupes de données sont utilisés :

- 1) les données permettant d'identifier les saisons critiques vis-à-vis des processus agressifs : pluviométrie journalière et mensuelle (MétéoFrance) et déclarations communales de catastrophes naturelles (coulées boueuses, Journal Officiel) ;
- 2) les données permettant de segmenter l'espace de la région pilote en bassins versants : ces limites ont été calculées à partir du Modèle Numérique de Terrain de l'IGN, à la maille de 50 mètres. En sont rejetés les espaces urbains, fournis par CORINE land cover, et les formations alluviales fournies par la carte géologique ;
- 3) les données satellitaires permettant d'observer les états de surface et de reconstituer l'occupation du sol à diverses saisons avec deux séries temporelles SPOT 1990 (février et mai) et 1997 (mars et septembre) ;
- 4) les données permettant de vérifier et contrôler la qualité ou la cohérence des résultats (Recensement Général Agricole de 1988, CORINE land Cover, et l'inventaire de l'occupation du sol sur Villers-Ecalles pour été 1997).

MÉTHODE

Ces données ont été utilisées pour réaliser une étude qui vise à caractériser le potentiel ruisselant de chaque bassin versant au sein de chaque espace fonctionnel. La méthode comporte trois étapes :

- la première est une procédure semi-automatique de segmentation des bassins versants en trois espaces fonctionnels (fig. 2) : (i) les fortes pentes ($\geq 8\%$) qui favorisent le ruissellement et l'érosion en rigoles, (ii) les zones de concentration du ruissellement localisées dans les talwegs, favorables au creusement de ravines, (iii) enfin, l'amont des versants, domaine du ruissellement diffus ;
- la seconde phase est une identification par classification multispectrale de l'occupation du sol. Les composantes de l'occupation du sol les plus déterminantes sont, d'une part, les prairies et les forêts, agissant comme frein au ruissellement et comme zone de réinfiltration, et d'autre part, les surfaces agricoles laissées à nu à la saison critique. Ces dernières constituent les Surfaces potentiellement Contributives au Ruissellement diffus : les SCR ;
- la dernière est une analyse de la distribution spatiale de l'occupation du sol et, quand les données le permettent, de son évolution temporelle. On calcule les différentes proportions de SCR, prairies et forêt pour chacun des espaces fonctionnels. Ensuite, un Indice de Compacité IC est calculé. Cet indice rend compte de l'organisation spatiale des polygones de l'occupation du sol dans chaque espace fonctionnel : plus cet indice est fort, plus les polygones sont compacts. En conformité avec Auzet *et al.*, 1990 et Souchère 1995, nous avons supposé que l'IC des SCR d'un espace fonctionnel est un bon indicateur de sa contribution potentielle au ruissellement de l'ensemble du bassin versant.

RÉSULTATS

En préalable, soulignons que la classification multi-spectrale est performante en terme de reconnaissance de l'occupation du sol : 91 % des parcelles sont reconnues sur le site de Villers Ecalles. Les 9 % d'erreur sont dus soit à des distinctions difficiles entre cultures précoces ou tardives, soit à des prairies surestimées.

- 1) résultats cartographiques : Exemple du bassin versant de Bourville (fig. 3). Quatre supports cartographiques permettent de visualiser l'occupation du sol étudiée dans les différents espaces fonctionnels. A chacun sont rattachés les résultats statistiques des indicateurs proposés ;
- 2) évolution temporelle des composantes de l'occupation du sol : sur les 6 bassins versants pour lesquels on dispose de données en 1990 et 1997, on constate une augmentation des conditions favorisant le ruissellement excessif : simultanément (i) les surfaces de prairies se réduisent dans les zones à forte pente et les zones de concentration des écoulements où elles devraient jouer le rôle de tampon et (ii) les SCR augmentent dans les zones amont des bassins versants où elles sont justement susceptibles de générer du ruissellement ;
- 3) évolution des indices de compacité : on constate que pour les bassins où des données sont disponibles, l'indice de compacité des prairies a peu baissé en l'espace de 7 ans. Par contre, l'indice de compacité des SCR a augmenté pendant cette même période. Ceci montre une coalescence de plus en plus grande des parcelles subissant les mêmes pratiques agricoles et les mêmes choix de cultures défavorables ;

- 4) les indicateurs proposés permettent de comparer tous les bassins versants de façon synoptique. Le nuage A, avec de forts indices, (fig. 4), rassemble les situations qui semblent les moins favorables à la limitation du ruissellement, et le nuage B, avec des indices faibles, rassemble les situations les plus favorables.

DISCUSSION

Cette méthode repose essentiellement sur la délimitation d'espaces fonctionnels au sein des bassins versants et sur la caractérisation de leur contenu en terme d'occupation du sol.

La délimitation des espaces fonctionnels dépend du choix des paramètres morphologiques retenus et de la résolution du MNT utilisé. La résolution de 50 m que nous avons utilisée, peut paraître insuffisante lorsque le relief est peu marqué, en particulier sur le plateau de Caux. Sur cette zone, l'utilisation d'un MNT plus fin serait à envisager si l'on veut aborder une approche compatible avec le modèle déterministe du ruissellement développé par l'INRA. (Souchère *et al.*, 1999).

De plus, la qualité de l'analyse spatiale du contenu de ces espaces dépend largement de la qualité des classifications multispectrales de l'occupation du sol. Un taux de reconnaissance supérieur à 90 % est souhaitable pour les principales classes, ce qui est respecté dans cette étude.

En fournissant des indicateurs d'organisation des facteurs du ruissellement à l'intérieur même des bassins versants, cette méthode apporte des indicateurs plus fins que ceux utilisés lors des approches régionales (King *et al.*, 1994, 1998). De plus, utilisés en multi-temporel, ces indicateurs satellitaires objectifs traduisent des évolutions de la physionomie des bassins versants cohérentes avec les données de statistiques agricoles du RGA ou de la DRAF ou avec ceux des études régionales de télédétection dans le Pays de Caux (King *et al.*, 1997). Par contre les données satellitaires annoncent une croissance des surfaces contributives plus importante que celle perçue avec les données conventionnelles.

CONCLUSION

L'objectif de cette étude était de proposer une méthode reproductible permettant une meilleure analyse spatiale des causes de la genèse du ruissellement de surface à l'échelle des petits bassins versants. L'originalité de la méthode repose surtout sur le découpage des bassins versants en trois espaces fonctionnels. Cela permet de caractériser des unités géographiques d'échelle intermédiaire entre l'ensemble du bassin versant et le parcellaire agricole. La caractérisation fine de ces dernières reste en effet difficile à atteindre avec les résolutions actuelles des images satellitaires.

Cette approche permettrait d'accéder par la télédétection et les SIG à un nombre limité de paramètres pertinents pour un modèle de ruissellement simplifié mais réaliste. Au-delà de cette comparaison relative à quelques bassins, la généralisation de la méthode proposée à la région Haute Normandie permettrait de réaliser une cartographie des risques relatifs au ruissellement par bassin versant, et donc d'identifier les secteurs potentiellement sensibles. Il serait alors possible d'analyser les paramètres qui gouvernent cette sensibilité.

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet FLOODGEN, soutenu par le programme européen CEO de la DGXII et le programme de recherche du BRGM (PRD316). Elle a bénéficié du soutien considérable de l'équipe du pôle de compétence SOL-EAU dirigé par M. Bourget, Directeur de la DRAF Haute Normandie et des données établies par M. Douyer (DRAF). Remerciements à M. Robin, relecteur de ce texte, pour ses propositions constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- Auzet A.V, Boiffin J., Papy F., Maucorps J., Ouvry J.F. (1990) - An approach to the assessment of Erosion, in Boardman J, Foster D.L and Dearing J.A. *Soil Erosion on Agricultural Land*. J. Wiley & sons Ltd, 383-400.
- Boiffin J., Papy F., Eimberck M. (1988) - Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, vol 8, 663-673.
- Collectif Ministère de l'Environnement (1996) - Non publié : les coulées de boue liées à l'érosion des terres agricoles. Dossiers et cartes nationaux et régionaux.
- King C., Mathieu R., Le Bissonnais Y., Souadi T. (1994) - Evaluation spatiale des risques d'érosion des sols : Le potentiel des données SPOT et radar ... *6e symp int signatures spectrales ISPRS*, CNES-CNRS-ESA-INRA, 1093-1102.
- King C. *et al.* (1998) - FLOODGEN 1st, 2nd & 3rd progress reports ENV4 CT96 0368 - BRGM reports R 39729, R 40088, R 40499.
- Ludwig B. (1992) - L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du Nord du Bassin Parisien. Analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire. *Thèse Université Louis Pasteur Strasbourg*. CEREG-URA 95 CNRS, INRA Laon Péronne
- Martin P. (1997) - Pratiques culturales, ruissellement et érosion diffuse sur les plateaux limoneux du Nord-Ouest de l'Europe. Application aux intercultures du Pays de Caux. *Thèse, INA P-G*.
- Mathieu R., King C., Le Bissonnais Y. (1996) - Contribution of multitemporal SPOT Data to the mapping of a soil erosion index . *Soil Technology*, 10, 1997, 99-110.
- Papy F., Douyer C. (1991) - Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. *Agronomie*, vol. 11, 201-215.
- Souchere V. (1995) - Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de talweg. Application à des petits bassins versants en Pays de Caux (Haute Normandie), *Thèse INA P-G*, 199 p.
- Souchere V., King D., Daroussin J., Papy F., Capillon A. (1998) - Effects of tillage on runoff directions : consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *Journal of hydrology*, 206, 256-267.
- Souchère V., O. Cerdan, Y. Le Bissonnais, A. Couturier, D. King, F. Papy (1999) - Incorporating field surface crusting phenomena and their spatial organisation in modelling runoff and erosion at watershed scale for anti-erosion schemes. *ISCO Conférence*. LaFayette.

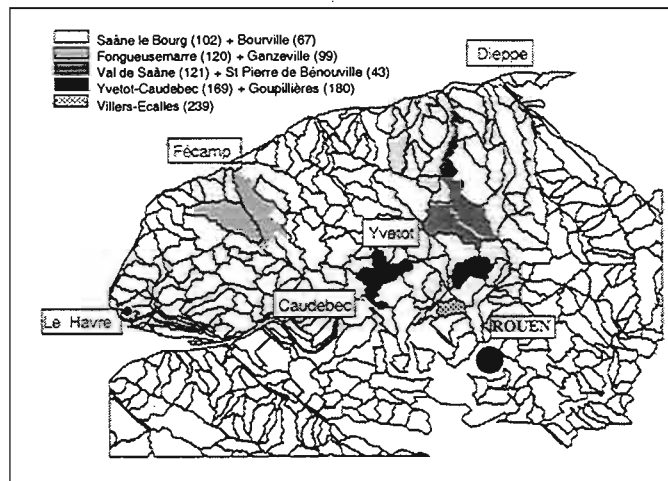


Fig. 1 – Localisation des bassins versants-tests dans le Pays de Caux.

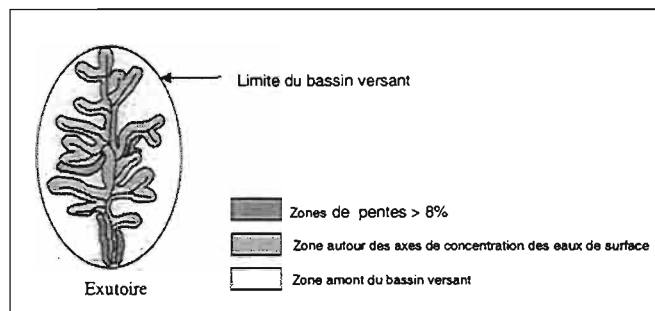


Fig. 2 – Localisation des 3 espaces fonctionnels de ruissellement au sein du bassin versant.

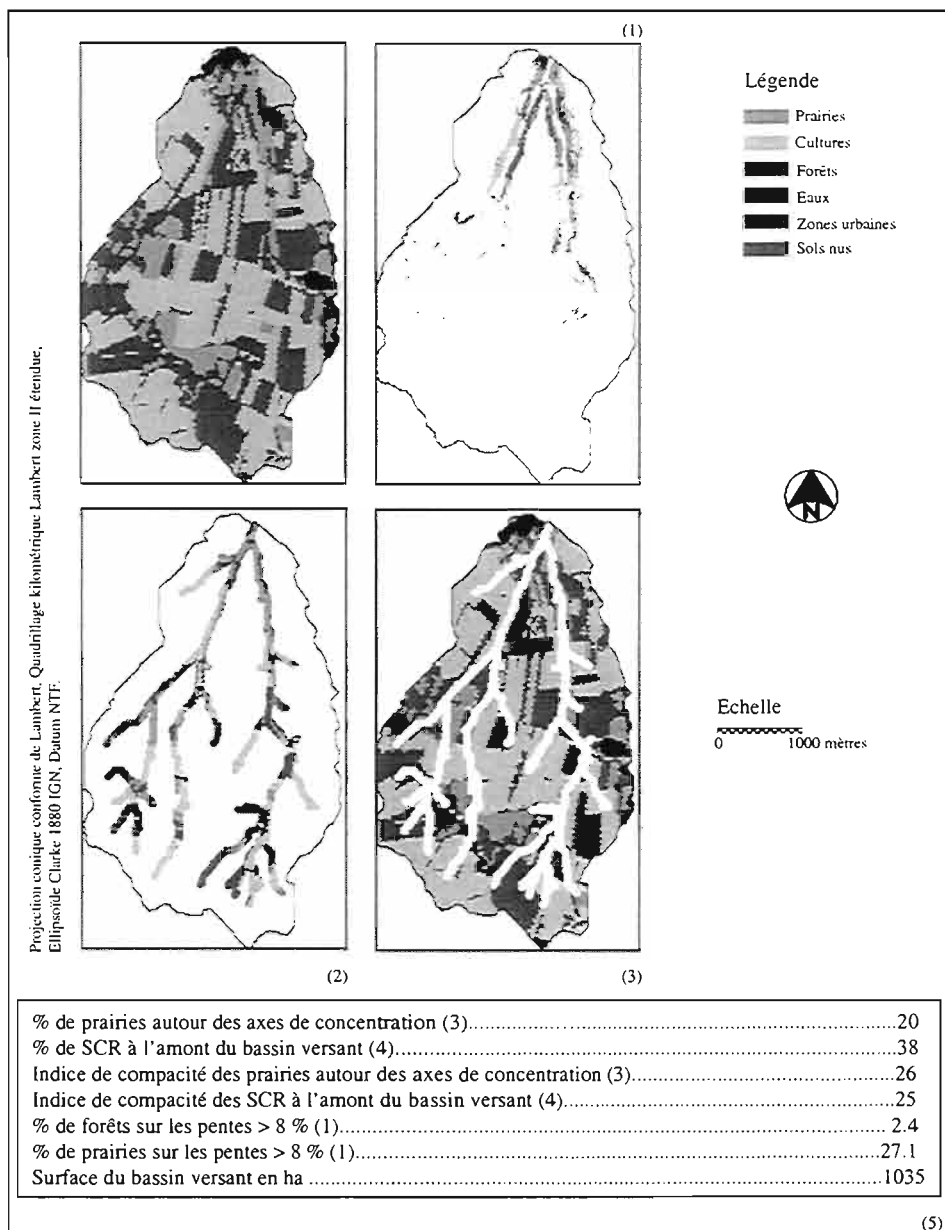
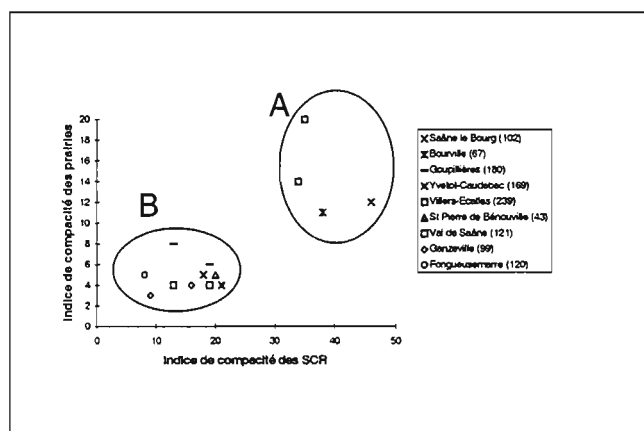


Fig. 3 – Résultats détaillés pour le bassin versant de Bourbille du 12 mars 1997.



A/ Bassins versants présentant un fort potentiel de ruissellement
 B/ Bassins versants ayant une organisation de l'occupation du sol qui a pour effet de limiter le ruissellement potentiel

Fig. 4 – Comparaison des indices de compacité des prairies et des SCR.

Inversion de données d'électromagnétisme Slingram pour la cartographie des alluvions

Jean Christophe Gourry

BRGM, Direction de la Recherche, 3 avenue C. Guillemin,
45060 Orléans cedex 2, France

ABSTRACT

In order to map alluvial sediments, sets of 40 km Slingram electromagnetic profiles were carried out in 2 perpendicular directions with the Geonics EM31 in Vertical Magnetic Dipole mode and EM34 in Horizontal Magnetic Dipole mode with the 20 m spacing tools. Area surface is 8 km² on the right bank of the Middle Loire, north of Blois. Maps of conductivities reveal 2 phases of sedimentation, and the existence of conductive lineaments. The inversion of these data was carried out with a 3-layers modeling, using a Sequential Quadratic Programming technique. Some a priori constraints were also necessary. The depth of the loam and peat layer was compared to the set of data collected from the existing boreholes. It gave good agreements. Moreover, new boreholes were drilled to verify these results. Some channels filled with peat have been found thanks to the geophysical data.

INTRODUCTION

L'objectif du projet BRGM « Morphogenèse fluviale » est de reconstituer la dynamique de la Loire Moyenne au cours de l'Holocène en tenant compte des changements climatiques et des actions anthropiques (Garcin *et al.*, 1999). La première étape consiste à cartographier les dépôts alluvionnaires sur une zone test de 8 km², à 20 km au nord de Blois, sur la rive droite de la Loire (fig. 1). La géophysique a donc servi à joindre entre eux les résultats obtenus sur les nombreux forages de cette zone.

MÉTHODOLOGIE GÉOPHYSIQUE

Des sondages électriques (AB/2 = 120 m) réalisés 10 ans plus tôt ont révélé l'existence de couches électriquement contrastées : des sédiments argilo-tourbeux à 10-20 ohm.m jusqu'à des dépôts sableux à 1 000 ohm.m. Le substratum marno-calcaire a été estimé à 60 ohm.m.

Ces conditions géoélectriques nous ont convaincus d'utiliser des méthodes électromagnétiques Slingram pour une cartographie rapide de la conductivité des terrains superficiels. Environ 40 km de profils ont été enregistrés suivant deux directions perpendiculaires avec deux outils Slingram différents : EM31 en mode « dipôle vertical » (HCP) et EM34 en mode « dipôle horizontal » (VCP) écartement 20 m. L'écartement entre mesures sur un profil est de 5 m, l'écartement moyen entre profil est de 150 m. Une interpolation par krigeage a donné 2 cartes de conductivité apparente (fig. 2 et 3).

Deux corps électriquement contrastés montrent l'existence de deux séquences de sédimentation : une première séquence de dépôts argilo-sableux conducteurs suivie d'une séquence de dépôts sableux résistants. Les alignements conducteurs correspondent à des paléochenaux constitués essentiellement de tourbes ou à d'anciens lits de la Loire. Ces chenaux sont les cibles principales de notre programme de recherche car ils permettent une reconstitution dynamique de la sédimentation grâce aux datations par carbone 14. Ainsi plusieurs chenaux ont été détectés par cette technique géophysique, dont le plus grand, large de plusieurs dizaines de mètres et profond de près de 5 m a été recoupé par forage carotté.

Quatorze nouveaux sondages électriques ($AB/2=200$ m) ont été réalisés sur des points caractéristiques (zones résistantes, zones conductrices, anomalies résistantes ou conductrices). Ils confirment l'existence d'un système à trois couches de haut en bas : une première couche conductrice constituée de limons (15-30 ohm.m), une seconde couche soit fortement conductrice (inférieur à 10 ohm.m) dans le premier corps, soit résistante (supérieur à 200 ohm.m) dans le second corps, enfin une troisième couche à 60 ohm.m constituant le substratum marno-calcaire.

PROBLÈME INVERSE

Après cette description globale des dépôts alluvionnaires, l'étape suivante est la reconstruction de la géométrie des dépôts que nous avons obtenue par inversion du système à deux variables (équations non linéaires).

La comparaison des deux cartes de conductivité apparente montre une corrélation relativement importante bien que les profondeurs d'investigation ne soient pas les mêmes. Néanmoins, compte tenu des résultats des sondages électriques, un modèle à trois couches a été testé. Un modèle à trois couches constitue un problème à cinq inconnues. Comme nous ne disposons que de deux données en entrée (les deux conductivités électriques), il est nécessaire de contraindre a priori l'inversion. Les sondages électriques ont montré une bonne constance pour la résistivité du substratum marno-calcaire (60 ohm.m). Par ailleurs nous disposons de la profondeur de ce substratum calculé à partir des données de forage interpolées. Il ne reste alors qu'à résoudre un système de deux équations non linéaires à trois inconnues. L'inversion de ce système sous-déterminé a été contrainte par certains *a priori* évidents ou fournis par les résultats des forages et sondages électriques : profondeur de la première couche inférieure à celle de la deuxième couche, résistivité de la première couche comprise entre 15 et 30 ohm.m, résistivité de la deuxième couche inférieure à 10 ohm.m si la conductivité de l'EM31 est supérieure à celle de l'EM34, résistivité de la deuxième couche supérieure à 200 ohm.m dans le cas contraire. Cette dernière condition est subornée à la profondeur d'investigation des deux instruments de mesure. Enfin nous avons fixé l'erreur autorisée pour la résolution du système d'équations compte tenu des erreurs de mesure et de l'approximation sur la profondeur du substratum.

Le système de deux équations non linéaires a été minimisé en utilisant la technique dite « Sequential Quadratic Programming » (Powell,1978). Les équations sont celles proposées par Mc Neil (1985) dans le cadre de l'approximation de basse induction. Ces équations très simplifiées ne tiennent pas compte du couplage EM entre couches. Néanmoins, bien que les conductivités soient relativement grandes, l'approximation de basse induction reste valable et les équations de Mc Neil (1985) sont plus simples et plus stables que les équations donnant la solution sans approximation. Finalement nous avons calculé la géométrie et les variations de résistivité des deux couches supérieures. Les meilleurs résultats ont été obtenus sur l'épaisseur de la première couche (couche limono-argilo-tourbeuse conductrice, fig. 5). En effet l'erreur entre l'épaisseur calculée et l'épaisseur mesurée en forage est inférieure à 50 cm. Ceci représente une erreur d'environ 10 % car les profondeurs maximales sont de l'ordre de 5 m. Par ailleurs la plupart des données de forage sont issues de campagne pour la recherche de granulats où les formations non sableuses y sont souvent mal décrites.

CONCLUSION

L'inversion d'un système sous-déterminé a été réussie grâce à notre connaissance a priori des conditions géologiques des dépôts de la Loire. Néanmoins il nous a fallu intégrer des données de forages en faible nombre et de répartition non homogène pour inverser notre système d'équations. Pour nous dispenser de ces données de forage incomplètes, nous aurions besoin d'une troisième mesure au minimum pour optimiser l'inversion, par exemple avec une mesure en EM34 avec un écartement de 40 m.

La technique d'inversion par « Sequential Quadratic Programming » est robuste car la convergence du système d'équations est obtenue après moins de 20 itérations.

Les méthodes électromagnétiques Slingram d'utilisation simple et rapide se sont révélées être un outil puissant pour la cartographie et la paramétrisation des dépôts alluvionnaires sur de larges étendues.

BIBLIOGRAPHIE

Garcin M., Giot D., Farjanel G., Klopmmann W., Negrel Ph., Gourry J.C., Irribaria R. (1999) - Integrated approach of fluvial dynamic of the middle Loire during the Holocene (France). Abstract of the 10th EUG.

Mc Neil J.D., (1985) - Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers. Geonics Technical Note TN 6. Mississauga, Ontario. 16.

Powell M.J.D. (1978) - The convergence of variable metric methods for nonlinear constrained optimization calculations. Non linear programming 3. O.L. Mangasarian, R.R. Meyer and S.M. Robinson Eds., Academic Press.

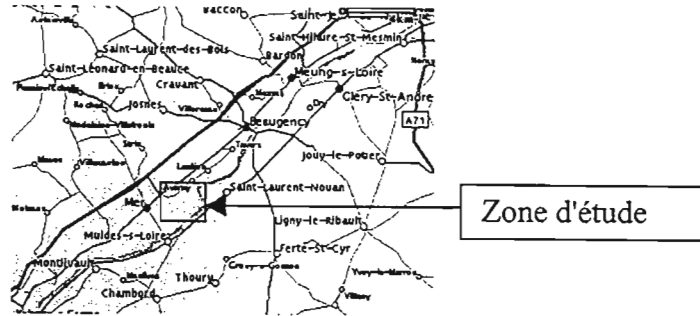


Fig. 1 - Position de la zone d'étude dans la vallée de la Loire.

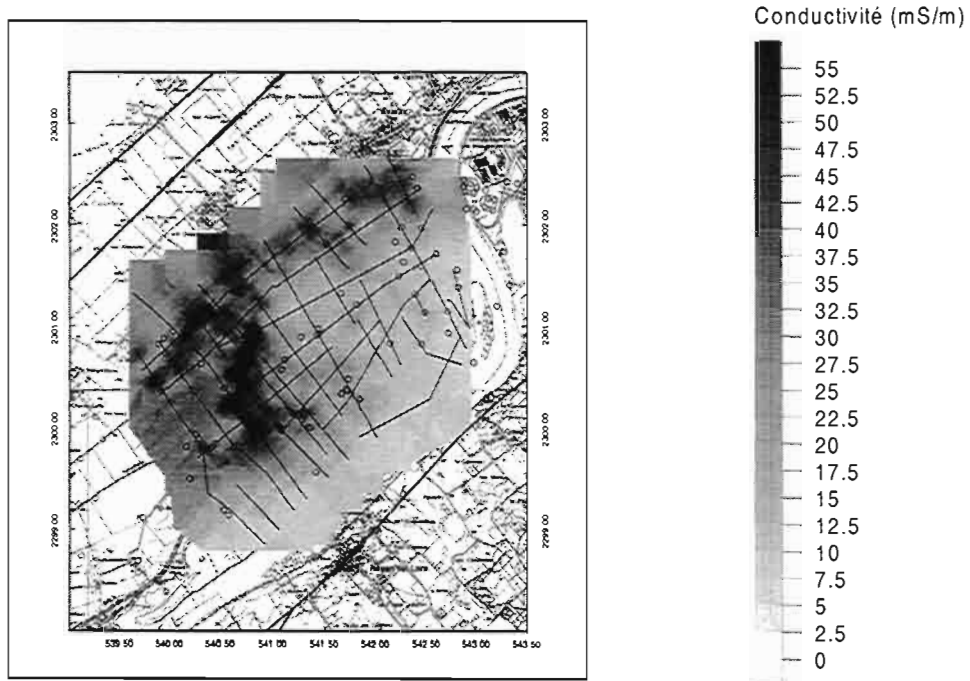


Fig. 2 - Conductivité EM31 HCP. Longueur total des profils (lignes noires) : 45.4 km. Forages (cercles noirs).

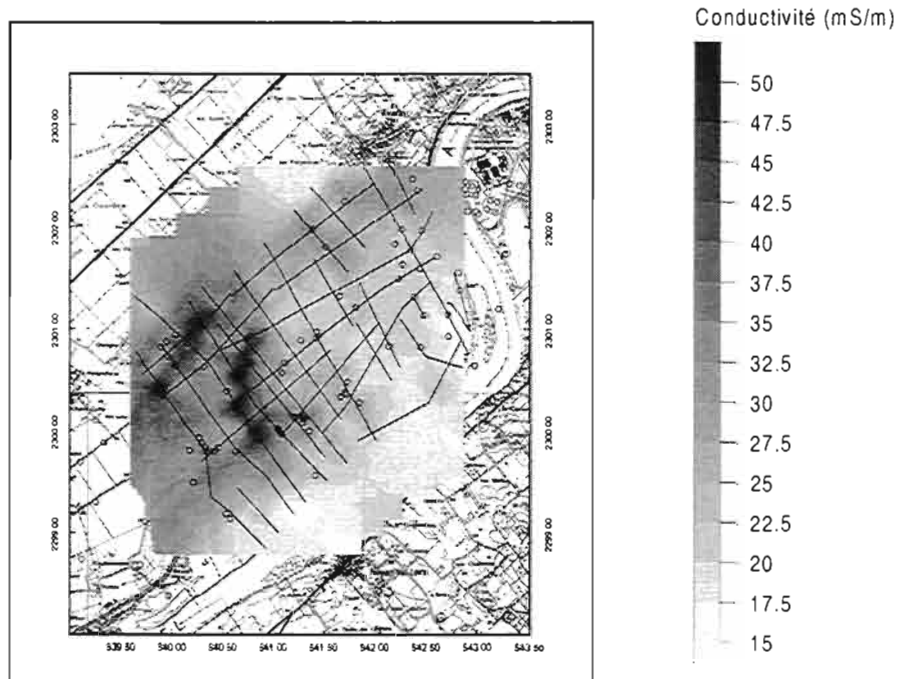


Fig. 3 - Conductivité EM34 VCP 20 m. Longueur totale des profils (lignes noires) : 44 km. Forages (cercles noirs).

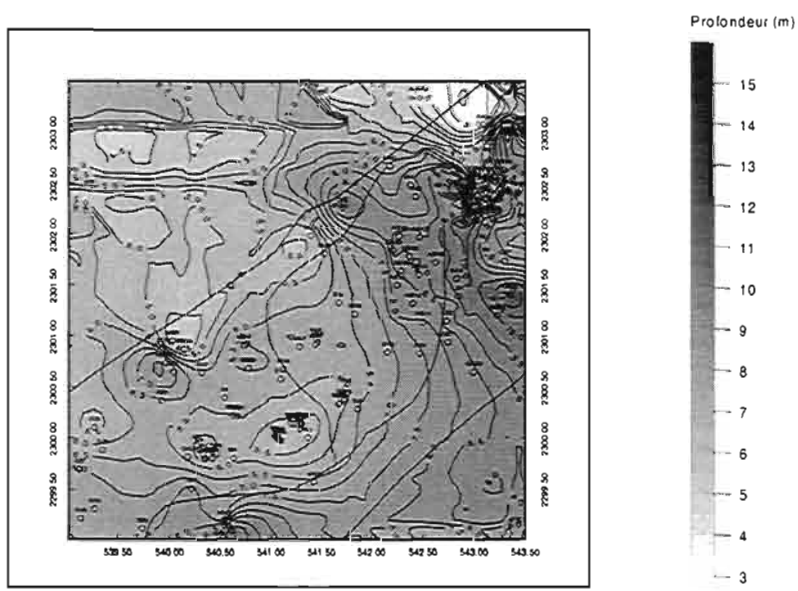


Fig. 4 - Profondeur du substratum marno-calcaire calculé à partir des données de forages (cercles noirs). Les lignes noires soulignent le lit majeur.

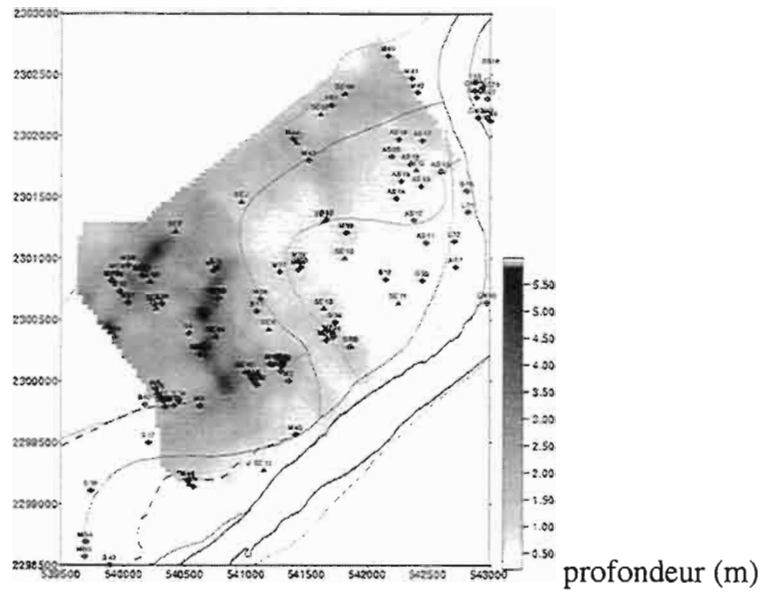


Fig. 5 - Epaisseur de la couche superficielle limono-argilo-tourbeuse conductrice estimée après inversion des données d'électromagnétisme Slingram.

***Apports du radar géologique à l'étude
de la dynamique sédimentaire à l'Holocène récent
dans la plaine interdunaire de Merlimont
(Pas-de-Calais)***

Jean Christophe Gourry¹, Charlotte Vinchon²

¹DR/LGT, BRGM, 3 avenue C. Guillemin, 45060 Orléans cedex 2, France.

²SGR/NPC, BRGM, Fort de Lezennes, 59260 Lezennes, France.

ABSTRACT

A Ground Penetrating Radar (GPR) survey was carried out on the Pas-de-Calais coast in order to quantify the evolution of sand dunes during the holocene period. 15 km of GPR profiles were recorded with 100 and 500 MHz antennae. Some boreholes were drilled to control the GPR results. Correlation between GPR and boreholes is better than 35 cm. At last, 7 peat layers have been found with a north-east dip. It reveals the existence of changes in hydrogeological conditions (variations of water table) during the last 900 years (most ancient peat in dunes peat layers). Moreover, some ancient dunes features have been outlined between flat peat layers. GPR is a robust tool for sedimentological interpretation in sandy context.

BUT DE L'ÉTUDE

Le trait de la côte sableuse du Pas-de-Calais situé au nord-ouest de la France est très changeant. Par l'action conjointe des courants marins et des courants fluviaux de la Canche et de l'Authie d'une part, et par l'action du vent d'autre part, le tracé de la côte entre Berck au sud et Le Touquet au nord a évolué historiquement de plusieurs kilomètres depuis le XVII^e siècle.

L'objet de notre étude est de reconstruire l'histoire des dépôts sableux depuis la dernière émergence marine dans une réserve gérée par l'Office National des Forêts (ONF). L'ONF est un organisme public chargé de la gestion des espaces forestiers nationaux et de la sauvegarde d'espèces végétales. La Réserve Biologique de Merlimont s'étend sur une dizaine de kilomètres carrés, depuis le bord de côte jusqu'à 2,5 km à l'intérieur des terres. Elle est située entre la dune bordière et la dune intérieure, dans une plaine sableuse affectée par les mouvements des dunes parsemée de petites dépressions, dites « pannes humides », dont le niveau d'eau varie au cours de l'année.

MESURES GÉOPHYSIQUES ET TARIÈRES

Deux missions de géophysique ont été organisées : une première en septembre 1997 après une période de forte sécheresse, une deuxième en avril 1998 après un hiver très pluvieux, où la plaine interdunaire avait été envahie en partie par l'eau de pluie. La première mission menée avec des antennes 500 MHz et 900 MHz avait mis en évidence le niveau d'eau qui se situait entre 2 et 3 m ainsi que des horizons très réfléchissants que l'on a attribué à de la tourbe. Néanmoins la profondeur d'investigation n'excède pas 3 m et ne permet pas de détecter la couche d'argile au-dessus des sables pissards.

Au cours de la seconde mission, environ 15 km ont été couverts simultanément avec les antennes 120 MHz et 500 MHz du radar géologique GSSI SIR 10A. Les profils, qui sont globalement de direction est-ouest ou nord-sud, suivent les seuls chemins praticables de la réserve. Certaines portions de profil étaient couvertes d'eau de pluie.

Afin de restituer les profondeurs des échos radar, les vitesses de propagation radar ont été calculées par « Normal Move Out » sur les profils « Points Milieux Communs ». Elles varient entre 0.05 et 0.08 m/ns avec une moyenne de 0.06 m/ns pour les couches situées sous le niveau d'eau. Pour les couches au-dessus du niveau d'eau, les vitesses sont de 0.09 m/ns pour les formations des pannes humides et de 0.13 m/ns pour les formations dunaires plus sèches.

Sur les 12 tarières de contrôle réalisées, sept (F1 à F7) ont été réalisées sur le profil A, deux (F8 et F9) sur le profil H, deux (F10 et F11) au nord du profil B et une (F12) sur le profil D. La profondeur des tarières est en moyenne de 10 m et atteint les sables marins. Les coupes Ouest-Est le long du profil A et Sud-Nord le long du profil B ont été réalisées après corrélation des tarières avec les données du radar géologique.

Huit horizons de tourbe (B0 à B7) superposés ont été recensés sur la zone d'étude. La corrélation entre les pointés radar sur les horizons de tourbe et les tarières est bonne (fig. 1). Il y a 36 niveaux communs entre les horizons B1 à B6 repérés par radar et les 12 tarières. Les couches de tourbe sont fines : 8 cm en moyenne. Néanmoins le radar a permis de détecter des couches d'1 cm d'épaisseur. L'erreur entre la profondeur radar et la profondeur réelle est en moyenne de 35 cm, l'écart type de 23 cm.

INTERPRÉTATION

La zone est particulièrement caractéristique par l'empilement de plusieurs niveaux de tourbe intercalés par des couches de sables éoliens. Le couplage profils radar/forages nous a permis de dessiner la morphologie des dépôts tourbeux. Ils s'organisent en bassins de dimension kilométrique dont le principal est situé au nord-est de la zone étudiée. Les niveaux B2 à B5 s'organisent de cette manière. Un bassin secondaire (horizon B6 et en partie horizon B5) est situé au croisement des profils B et E. Il a été comblé et nivelé après la formation de B5. Vus en coupe (fig. 2), ces horizons sont parfaitement emboîtés les uns dans les autres. Ces horizons ne sont pas des pannes (petites dépressions localisées) mais des structures de plus grande échelle révélant la paléo-topographie. A l'intérieur de ces grandes structures synformes, on remarque de plus petits bassins dont le fond est très réfléchissant (fig. 2). La tourbe est un fort réflecteur dont l'intensité croît avec l'épaisseur de la couche. Ces petits bassins sont des « pannes » dont le fond est couvert de tourbe et dont les dimensions sont de l'ordre d'une centaine de mètres.

Les dépôts de sable intercalés entre les niveaux de tourbe ont une morphologie variable : sur les enregistrements radar (fig. 3) ils apparaissent tantôt comme des dépôts

laminaires horizontaux, tantôt comme des dépôts plus inclinés et entrecroisés de type dunaire. Ces derniers nous suggèrent que des paléodunes ont été érodées puis recouvertes d'un niveau de tourbe. Enfin un dépôt de sable à litage plan a recouvert tout cela. Cette zone se situe à 200 m à l'ouest de l'actuelle dune intérieure. Cette paléodune érodée est donc antérieure à l'ancienne dune intérieure. Il y a donc eu un épisode d'érosion totale suivi d'une période de production de tourbe entre la dune fossile enfouie et la dune intérieure dite ancienne. Les dépôts de sable à litage plan sont également d'origine éolienne et n'ont pu se développer que dans une plaine en arrière de dunes (Carter *et al.*, 1990).

Les dunes (anciennes ou actuelles) sont toujours façonnées par le vent. Elles enregistrent les régimes de vent présents (directions et force). La reconnaissance par radar de l'orientation des structures entrecroisées qui se forment à l'abri du vent permet de renseigner les régimes de vent passés.

CONCLUSION

Sans l'aide du radar, l'interprétation de la répartition des niveaux de tourbe aurait été faussée. Sachant que le niveau argileux (dernier niveau marin) est sub-horizontale et que le niveau de tourbe au-dessus est continu, sans datation, il paraît logique de supposer que les trois à quatre dépôts de tourbe que l'on trouve dans les tarières sont les mêmes pour toutes les tarières. Le radar permet d'établir la géométrie des dépôts de sable et de tourbe et, par-là même, l'histoire géologique de leur formation. En cartographiant les niveaux de tourbe, nous avons pu montrer qu'en plus de la formation locale de matière organique dans les pannes (petites dépressions), il a existé des épisodes de création de grands bassins de tourbe dont le centre du plus grand qui est aussi le plus ancien était situé au nord-est de la zone prospectée.

Les différents niveaux de tourbe encadrés par des couches de sable éoliens ne peuvent avoir été formés qu'à une période où le niveau d'eau douce était suffisamment proche de la surface pour qu'une végétation se développe comme actuellement. Comme les couches de sable sont totalement vides de traces végétales ou animales, les épisodes de remontée de nappe ont été suivis par des épisodes très secs. Par ailleurs, le niveau le plus ancien a été daté à 900 BP par ^{14}C . Ces variations du niveau d'eau douce peuvent s'expliquer soit par des variations du niveau de la mer entraînant celle de la lentille d'eau douce, soit par des variations climatiques d'assez longue durée pour pouvoir créer cette tourbe.

Remerciements

Ce travail a été cofinancé par la Direction de la Recherche du BRGM (projet PRD305), le Ministère de l'Industrie et l'ONF. Les auteurs tiennent à remercier Donatienne Leparoux (DR/LGE) et Donald Hervieux (stagiaire Maîtrise Géosciences Université de Nice) pour la réalisation des mesures géophysiques, ainsi que Mme Fehlmann, MM. Dermaux et Bayen (ONF) pour leur aide pendant les missions de terrain.

BIBLIOGRAPHIE

Carter R.W.G., Hesp P.A., Nordstrom K.F. (1990) - Erosional landforms in coastal dunes. In Coastal Dunes : forms and processes (Eds. Nordstrom K.F., Psuty N., Carter B.). Wiley. 218-252.

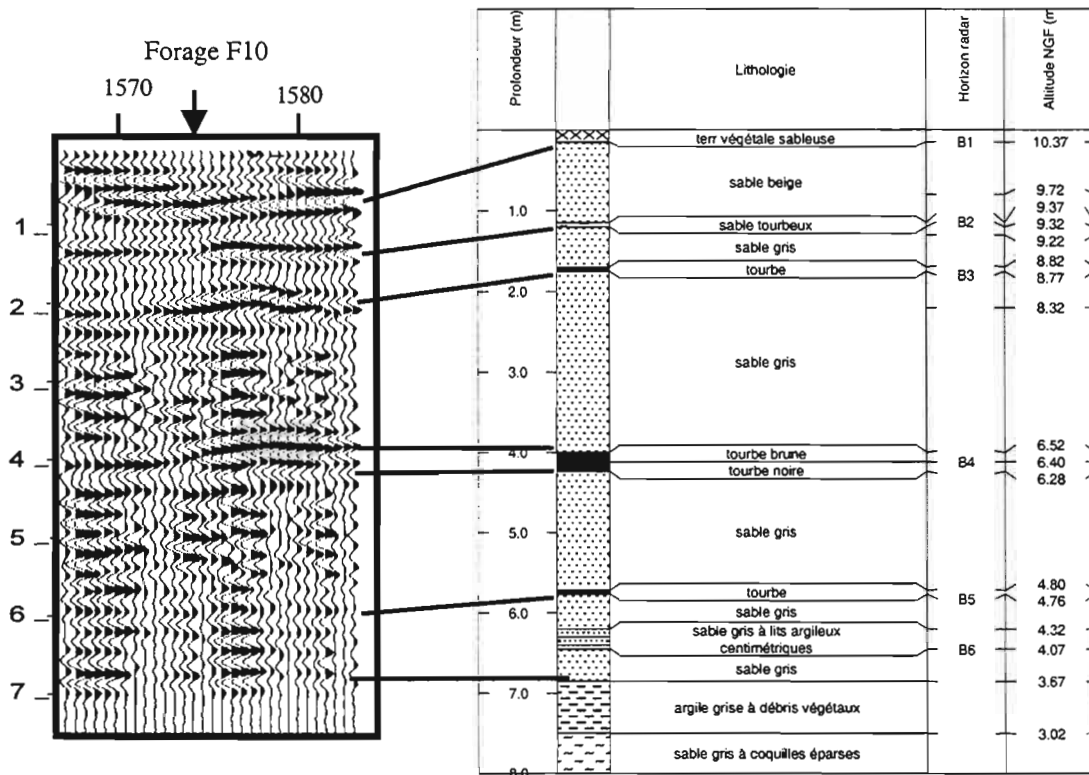


Fig. 1 – Exemple de corrélation entre les données radar et les données du forage F10.

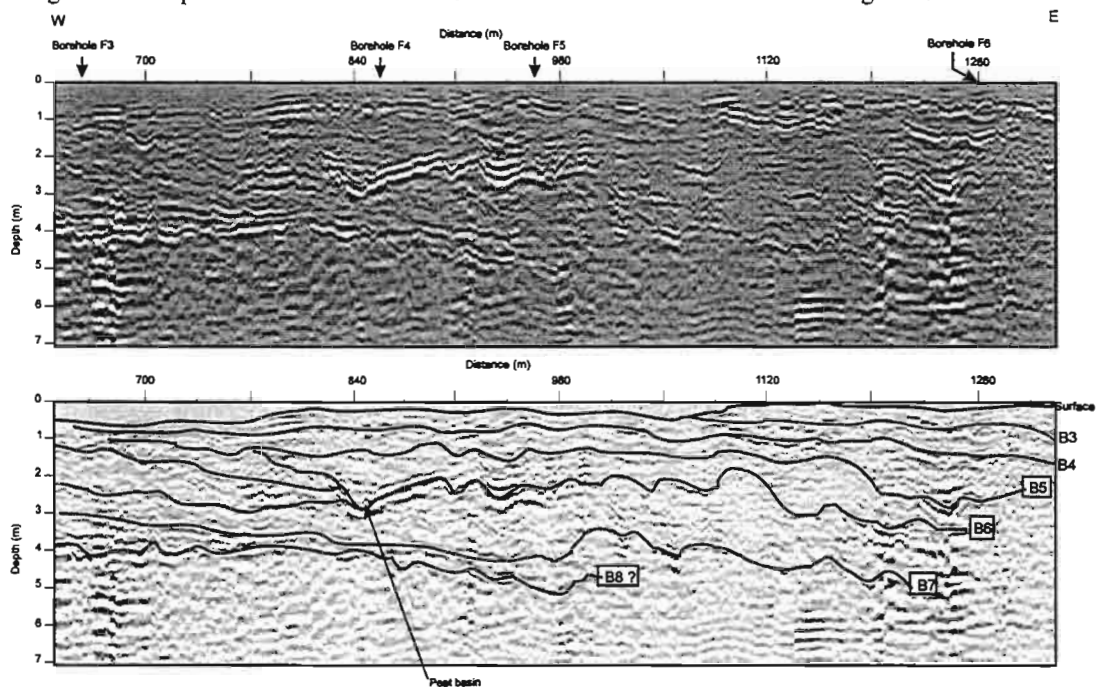


Fig. 2 - Radargramme brut (en haut) et interprété (en bas) sur une partie du profil A. Les horizons de tourbe sont orientés vers l'est. Il existe de petites dépressions dites « pannes » à l'intérieur de ces grandes structures synformes.

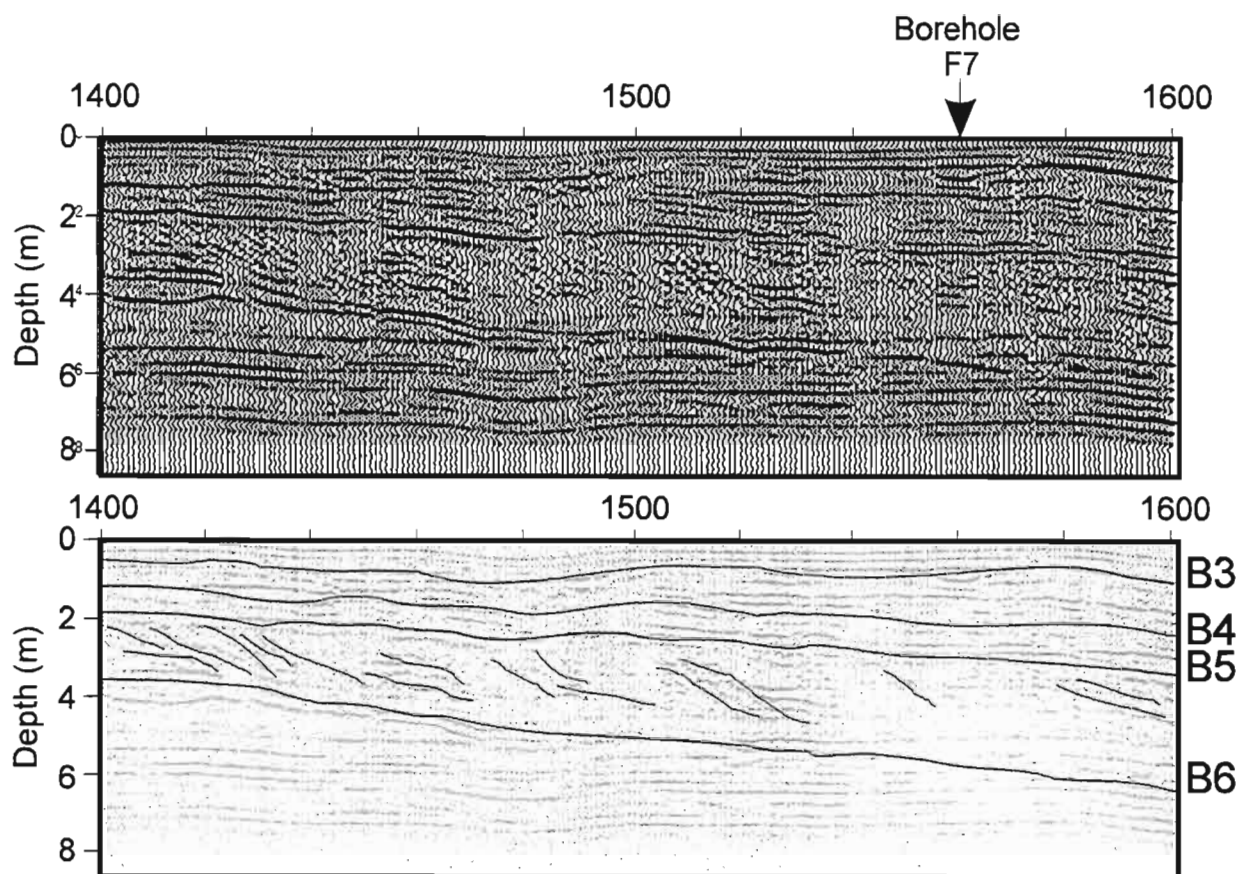


Fig. 3 - Exemple de radargramme sur le profil A montrant l'alternance de structures laminaires et de structures "pentées" (paléodunes érodées) encadrés par des niveaux de tourbe.

Analyse des structures superficielles des sols par imagerie radar : cas de la Dune du Pyla

G. Grandjean¹, P. Paillou², N. Baghdadi¹, P. Dubois³, M. Davidson⁴, J. Achache⁵

¹BRGM, BP 6009, 45060 Orléans, g.grandjean@brgm.fr, n.baghdadi@brgm.fr

²Obs. Borbeaux, BP 89, 33270 Floirac, paillou@observ.u-bordeaux.fr

³DGA/CEGN, 16bis av. Prieur de la Côte d'Or, 94114 Arcueil, pascale@ctme.etca.fr

⁴CESBIO, BP 2801, 31401 Toulouse, Davidson@cesbio.cnes.fr

⁵CNES, 2 Pl. M.Quentin, 75039 Paris, José.Achache@cnes.fr

ABSTRACT

The objective of our work is to quantify the radar system capabilities to penetrate the soils for retrieving their structure and physical properties, especially in arid areas where no vegetation is observed. Data acquisition systems considered are ground-penetrating radar (GPR) and airborne radar, for frequencies ranging from 100 MHz to 900 MHz. First fieldwork results presented here concern the area of the Dune du Pyla. To quantify the performance of GPR on this site, measurements are compared to 2D synthetic radar section. High penetration reached with GPR can be explained by the very low imaginary part of the sand dielectric constant. Backscattering models taking into account both surface and volumic terms show the capability of airborne radar to detect subsurface structures up to several metres depth.

INTRODUCTION

Les techniques radar ont été largement utilisées ces dernières années pour ausculter la surface terrestre. Surtout appliqués à l'étude des effets de pente ou à la rugosité de surface, les radars imageurs orbitaux tels que SIR-C/X-SAR, JERS, ERS 1/2 ou RADARSAT fonctionnent généralement à hautes fréquences (>GHz) où la pénétration du signal dans le sol est négligeable (Ulaby *et al.*, 1986). On peut cependant démontrer qu'à plus basse fréquence (<GHz), et dans des zones arides, certains d'entre eux permettent d'accéder aux structures géologiques jusqu'à des profondeurs métriques (Elachi *et al.*, 1984 ; Abdelsalam et Stern, 1996). Plus performant en terme de pénétration, le radar géologique, dont les antennes sont posées au sol, est techniquement conçu pour ausculter les sols, mais n'offre que peu de rendement en terme de surface auscultée. C'est pourquoi les radars aéroportés offrent des perspectives intéressantes. Gudmensen (1979) a démontré l'utilité d'un radar sondeur aéroporté pour ausculter les structures internes du Groenland et de nombreux travaux réalisés sur la biomasse

montrent aussi l'efficacité de tels instruments (Le Toan, 1992). Cependant, peu de recherches ont été menées sur la thématique sol et notre objectif est d'avancer dans ce domaine. Notre approche, développée en accompagnement du projet MIMOSA (Bauer and Rémy, 1998), consiste à utiliser le radar géologique pour déterminer la structure et les propriétés diélectriques de sites tests, afin de modéliser ensuite les performances de capteurs radars aéroportés - voire orbitaux - dédiés à l'auscultation des sols. Les travaux suivants constituent les premiers résultats obtenus sur le site de la Dune du Pyla.

MODÈLES PHYSIQUES

Deux modèles physiques sont utilisés pour simuler les réponses radar. Le premier, basé sur les travaux de Bitri et Grandjean (1998), est dédié au calcul des sections radar synthétiques qui seront comparées aux mesures de radar géologique afin de caractériser le comportement diélectrique du sous-sol. Le second, basé sur les travaux de Paillou *et al.* (1998) reprenant les formulations de Fung (1994), sert à générer, à partir des modèles diélectriques du sous-sol, des images radar qui seront comparées aux images SAR aéroportées.

SITE DE LA DUNE DU PYLA

Cette dune de sable couvre une aire de 2.5 par 0.5 km et atteint une hauteur de près de 100 mètres. Ce site présente des caractéristiques favorables pour l'auscultation radar à cause de son sable très pur, donc peu atténuant, permettant une pénétration des micro-ondes de plusieurs dizaines de mètres. Le site a été imagé par des radars orbitaux (SIR-C), aéroportés (AIRSAR, RAMSES), et a été ausculté par radar géologique durant la campagne géophysique de décembre 98. Suivant les conditions météorologiques, la géométrie de la Dune a changé au cours du temps en même temps qu'elle se déplaçait depuis la mer vers la terre. Durant certaines périodes, la végétation se fixait sur le sable en pied de dune, constituant des sols sur lesquels le système dunaire venait prograder lors de périodes d'activité éolienne plus dynamique. Ces paléosols, ainsi que les structures sédimentaires liées à la migration dunaire constituent des objets détectables par le radar géologique et sur lesquels nous nous appuyerons pour proposer une image structurale de la Dune. Les mesures de radars géologiques ont mis en oeuvre des antennes de fréquence 100, 300, 500 et 900 MHz, sur un profil de 150 m de long, s'étendant depuis la plage vers le toit de la Dune, perpendiculairement à la côte (fig. 1). La figure 2a représente une section radar à 100 MHz, traitée avec Radar Unix (Grandjean et Durand, 1999), sur laquelle les structures liées aux paléosols et à la dynamique dunaire sont visibles. En complément, des mesures en mode Common Mid Point (CMP) ont aussi été réalisées afin d'estimer les variations de la vitesse de propagation des ondes radar au travers des différentes couches situées entre les paléosols. Les analyses en Normal Move Out (NMO) indiquent des vitesses moyennes comprises entre 0.12 et 0.15 m/ns dans la Dune, et une vitesse plus faible - 0.09 m/ns - dans sa partie superficielle. L'analyse des sections de radar géologique, ainsi que des mesures CMP ont conduit à estimer le meilleur modèle diélectrique de la dune compatible avec les observations. Ainsi, les structures simulées et visibles sur le radargramme synthétique de la figure 2b sont en accord avec les données mesurées (fig. 2a) ; il en est de même pour les courbes d'atténuation calculées et observées où le niveau de bruit - 60 dB - est atteint pour un temps de propagation de 700 ns environ.

Ces modèles présentent essentiellement une couche superficielle métrique de sable humide ($K = 20$; $Q = 100$; $\mu = 1$) sous laquelle s'empilent des couches de sable sec à grande stratifications obliques ($K = 6$; $Q = 100$; $\mu = 1$) intercalées entre les paléosols ($K = 8$; $Q = 10$; $\mu = 3$). Ces valeurs indiquent pour le sable sec des permittivités et des conductivités de l'ordre de 6-0.06i et 3000 Ohm.m respectivement. Les valeurs de conductivité ont été validées par sondage électrique. Ce système constitue la base du modèle de rétrodiffusion qui va permettre de tester les performances de capteurs aéroportés dans le contexte de la Dune du Pyla. Les figures 3a et 3b montrent l'image de la Dune observée par le capteur AIRSAR en bande L et l'image simulée à partir du modèle de rétrodiffusion défini ci-avant. La simulation a été contrainte par les informations provenant des modèles de radar géologique. On observe à la fois sur les deux images des linéaments orientés parallèlement à la cote. Lorsque l'on simule la même image à partir du même modèle sans prendre en compte la composante volumique, ces linéaments n'apparaissent pas. Ceci confirme qu'il y a bien dans le signal rétrodiffusé une contribution volumique, et donc une pénétration au moins métrique, qui explique la présence des linéaments comme provenant des structures sub-affleurantes des paléosols.

CONCLUSION

Nous avons présenté les premiers résultats expérimentaux et théoriques d'une méthodologie visant d'une part à estimer les structures et les paramètres diélectriques des sols, et d'autre part à modéliser les performances en terme de pénétration des capteurs radars aéroportés. Le premier site choisi, la Dune du Pyla, possède les caractéristiques idéales pour débiter cette étude car le sable est assez résistant, donc peu atténuant pour les ondes radar. Les données de radar géologique montrent en effet que des profondeurs de pénétration de l'ordre de 40 mètres sont atteintes à 100 MHz. Un modèle physique a permis par simulation numérique de quantifier les caractéristiques diélectriques de la Dune. Celles-ci ont servi à contraindre les modèles de rétrodiffusion afin d'étudier la capacité du radar à pénétrer les sols depuis des capteurs embarqués. Les résultats issus de ces modèles prédisent une profondeur d'investigation de l'ordre de quelques mètres dans le contexte de la Dune du Pyla. Ce travail mérite maintenant d'être enrichi par d'autres études portant sur d'autres sites, représentatifs des problématiques hydrogéologiques ou cartographiques.



Fig. 1 - Localisation du profil radar et des mesures CMP sur la vue 3D de la Dune du Pyla.

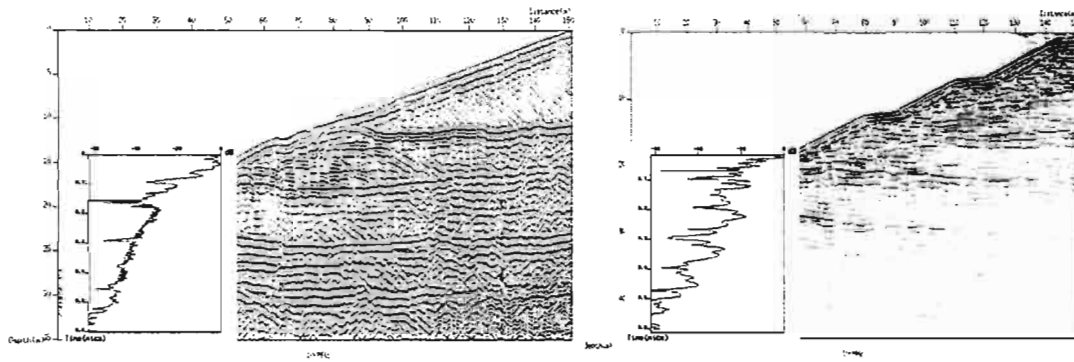


Fig. 2 - (a) profil de radar géologique à 100 MHz (mode monostatique ; radargramme synthétique à 100 MHz. Sections non migrées et converties en profondeur.

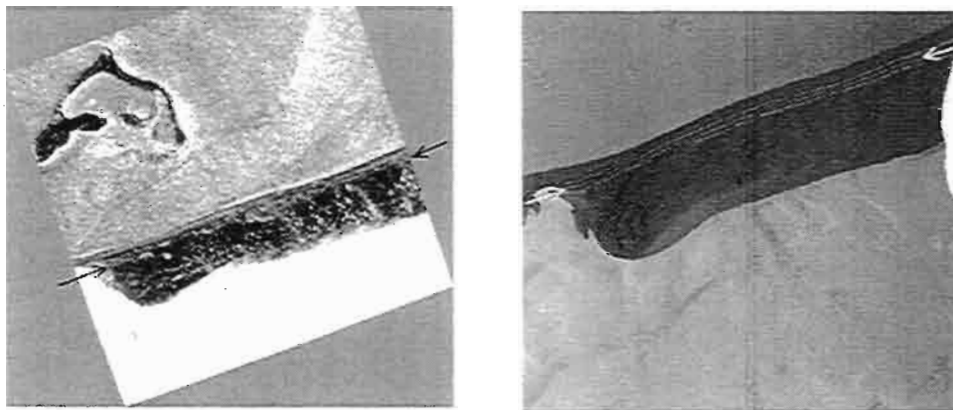


Fig. 3 - Image radar de la Dune du Pyla provenant des données AIRSAR en bande L (a) et simulées à partir du modèle de rétrodiffusion (b).

Remerciements

Les auteurs remercient sincèrement les organismes suivants qui ont financé pour partie ce travail : le BRGM, l'INSU, la DGA/CEGN et l'Agence Spatiale Européenne. Tous nos remerciements vont aussi à l'équipe scientifique regroupée autour du thème Radar Basse Fréquence et à l'équipe de montage du projet MIMOSA pour leur soutien et le JPL/NASA pour la fourniture des images AIRSAR.

RÉFÉRENCES

- Abdelsalam M.G., Stern R.J. (1996) - Mapping Precambrian structures in the Sahara Desert with SIR-C/X-SAR radar: the Neoproterozoic Keraf structure, NE Sudan. *J. Geophys. Res.*, 101, E10, 23063-23076.
- Bauer P., Rémy F. (1998) - Mapping of antarctic Ice and Monitoring of Sub Arctic, arid and semi arid regions, Projet soumis à l'Agence Spatiale Européenne, 60 .
- Bitri A., Grandjean G. (1998) - Frequency-wavenumber modeling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media. *Geophys. Prosp.*, 46, 287-301.
- Elachi C., Roth L.E., Schaber G.G. (1984) - Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE22, 4, 383-388.
- Fung A.K. (1994) - Microwave scattering and emission models and their applications. Artech House Inc. Norwood, MA.

- Grandjean G., Durand H. (1999) - Radar Unix: a complete package for GPR data processing. *Computers and Geosciences*, 25, 2, 141-149.
- Gudmensen P.E., Jakobsen G.H. (1979) - Radio echo sounding of the greenland inland ice. *Bull. European Phys. Soc.*, 5, 2-4.
- Le Toan T., Beaudoin A., Riom J., Guyon D. (1992) - Relating forest biomass to SAR data, IEEE Trans. on *Geosci. and Remote Sensing*, 30, 2, 403-411.
- Paillou P., Ansan V., Masson Ph., Souriot Th., Elizavetin I. (1998) - Radar backscattering of arid surfaces from multi-incidence and multi-frequency data: surface and sub-surface imaging. ADRO-RADARSAT Final Symposium, Montréal, Canada.
- Ulaby F.T., Moor R.K., Fung A.K. (1981-1986) - Microwave remote sensing: active and passive, 1-3, Norwood Artech House, MA.

Mesures géophysiques appliquées à l'étude de l'hétérogénéité des matériaux d'une zone humide alluviale (Seine amont-Aube)

**Roger Guérin¹, Hocine Bendjoudi², Céline Pinet², Sandra Lorenzati²,
Xavier Garrigue¹**

¹Département de Géophysique Appliquée, UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

²Laboratoire de Géologie Appliquée, UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), case 123, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

ABSTRACT

Different sets of geophysical data (airborne and land) were carried out on humid zones (Aube river) to describe the spatial distribution of superficial materials. Results of single and integrated interpretation, including approximate 1D inversion of Slingram apparent conductivity and geostatistics on infrared thermographic, were achieved.

INTRODUCTION

Dans le cadre du programme national de recherche sur les zones humides (PNRZH), une étude a été mise en œuvre depuis 1997 pour décrire le fonctionnement (analyse du remplissage sédimentaire, étude du fonctionnement hydrique du système, et étude des flux et bilans de matière) de la Seine amont. La géophysique intervient sur ce projet pour renseigner sur la nature et la répartition spatiale des terrains superficiels.

Des campagnes aéroportées de thermographie infrarouge effectuées en février 1997, ont fait l'objet de traitements d'image (Guérin *et al.*, 1997) qui ont permis de discriminer les zones d'eau libre et les zones d'eau stagnante, et de déterminer la position des anciens réseaux hydrographiques (fig. 1).

MESURES ET INTERPRÉTATION

En 1998, plusieurs campagnes de géophysique au sol ont été réalisées avec pour objectif la cartographie à grande échelle des variations latérales des propriétés des terrains. Les mesures ont porté sur la conductivité apparente avec un appareil électromagnétique Slingram (McNeill, 1990). L'appareil utilisé, EM31 (Geonics Ltd.), permet d'obtenir,

dans la configuration où le plan des bobines est horizontal (mode HCP, correspondant aux axes des dipôles verticaux), une information intégrant les valeurs de conductivité des couches sur les six premiers mètres de profondeur.

Une zone de la vallée alluviale de l'Aube, près de Boulages, a notamment été choisie pour analyser la corrélation entre la résistivité électrique des premiers mètres et la température de surface obtenue avec la thermographie infrarouge, et effectuer de premières estimations des caractéristiques hydrogéologiques des sédiments (Pinet *et al.*, 1999). Cette zone, de 100 par 100 m, a été prospectée avec un maillage de mesures de 5 par 5 m, à deux époques différentes (période de crue et période de sécheresse) afin d'évaluer également l'effet de l'amplitude des variations temporelles et de reconnaître les bornes de variation du suivi temporel (fig. 2). Des sondages électriques ont permis, sur la même zone, d'acquérir une information quantitative sur les variations verticales de résistivité apparente. A partir des deux types de données, une inversion 1D approchée (Guérin *et al.*, 1996) montre les variations d'épaisseur de la couche limono-argileuse sur la zone. Ces mesures ont été calées sur deux forages pédologiques effectués sur les extrema de la carte de conductivité apparente (fig. 3).

Par ailleurs, une approche géostatistique, en cours, permet (fig. 4) d'indiquer que le phénomène mesuré en thermographie infrarouge est d'une échelle plus grande que l'échelle de travail ou lié à des erreurs de mesure (variogramme avec effet de pépité), et de montrer la trop faible étendue de la zone étudiée en conductivité apparente (variogramme sans palier).

CONCLUSION

Les premiers résultats obtenus confirment la validité des données géophysiques pour étudier les variations spatiales du proche sous-sol. De futures campagnes de mesure (thermographie infrarouge de meilleure qualité, et extension de la zone prospectée avec le conductivimètre Slingram) devraient aboutir à l'étude de la cohérence spatiale de chacune des données, et à l'étude de la corrélation des données des différentes méthodes entre elles.

BIBLIOGRAPHIE

Guérin R., Méhéni Y., Rakotondraso G., Tabbagh A. (1996) - Interpretation of Slingram conductivity mapping in near surface geophysics: using a single parameter fitting with 1D model. *Geophysical Prospecting*, 44, 2, 233-249.

Guérin R., Pinet C., Bendjoudi H., Dabas M. (1997) - Première application de la thermographie infrarouge à l'analyse des hétérogénéités et du fonctionnement d'une zone humide. Colloque Géophysique des sols et des formations superficielles, GEOFCAN, Bondy, 11-12 septembre

McNeill J.D. (1990) - Use of electromagnetic methods for groundwater studies. *In: Geotechnical and Environmental Geophysics*, ed S.H. Ward, vol. I, 191-218, Society of Exploration Geophysicists.

Pinet C., Bendjoudi H., Guérin R. (1999) - Application de la thermographie infrarouge aéroportée à l'étude de l'hétérogénéité d'une zone humide riveraine d'un cours d'eau. Use of airborne thermal infrared on study of heterogeneous riparian wetland. XXII General Assembly of the IUGG, Birmingham (UK).

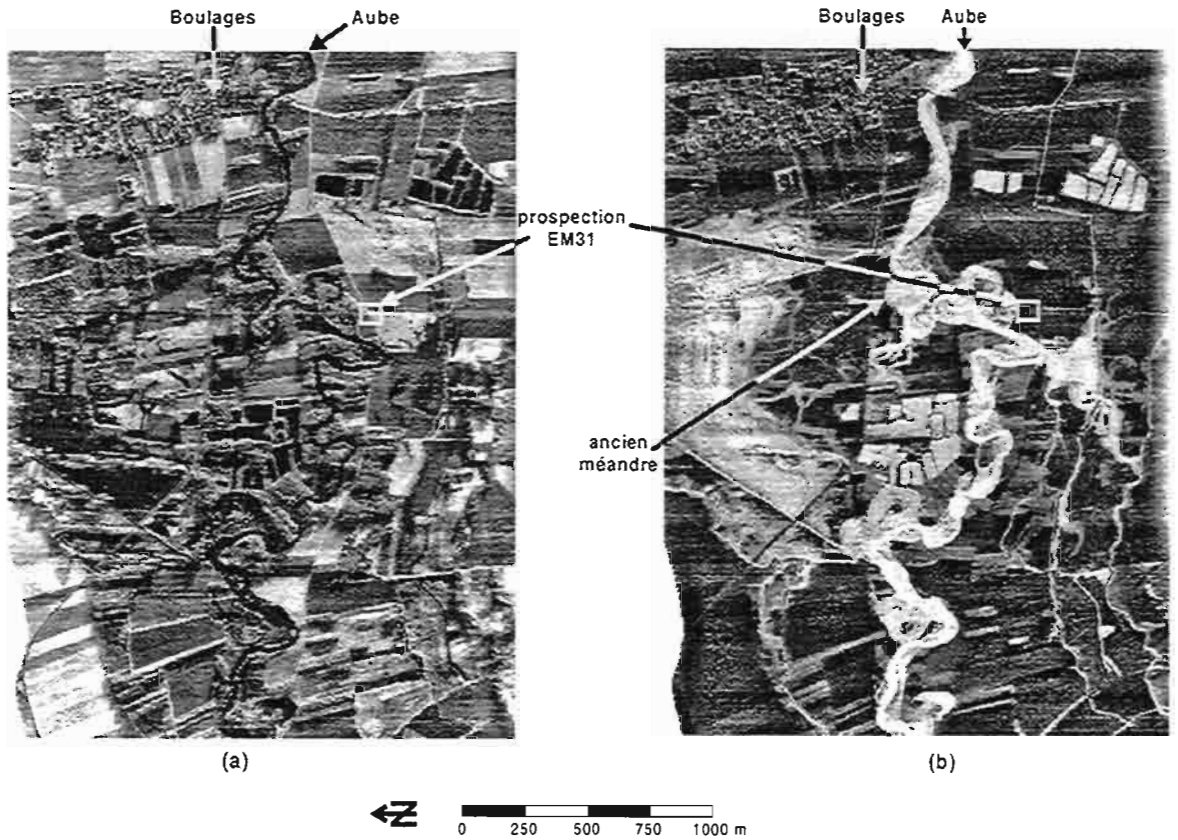


Fig. 1 - Thermographie aéroportée : (a) image visible et (b) image infrarouge thermique (en blanc : eau libre, en gris clair : eau stagnante)

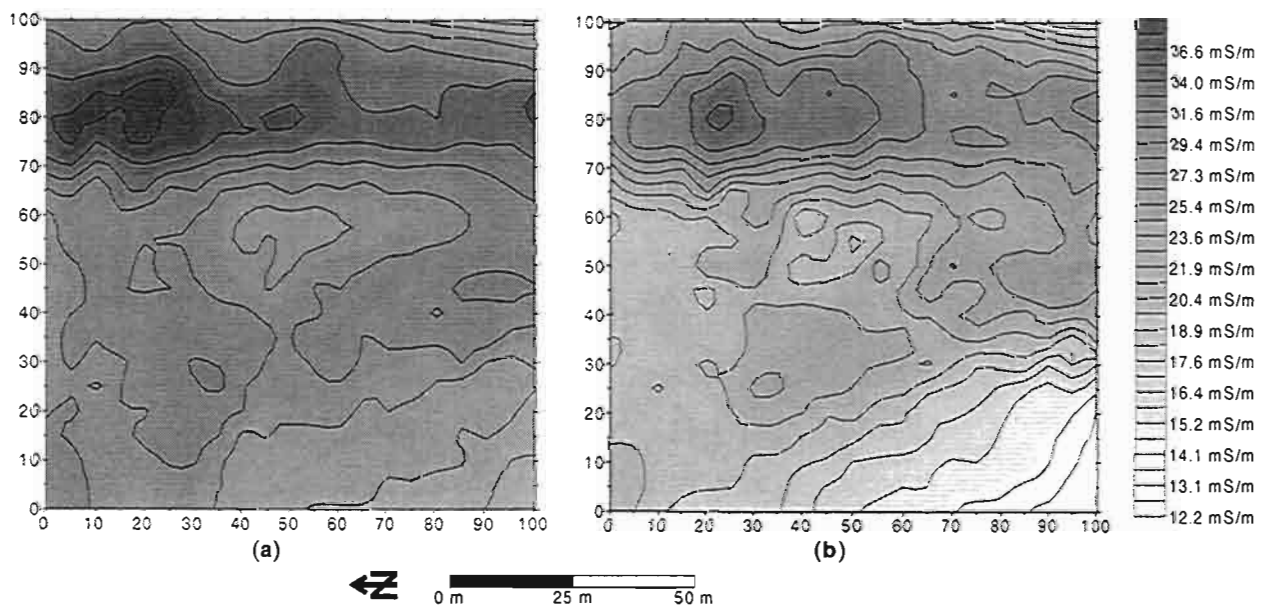
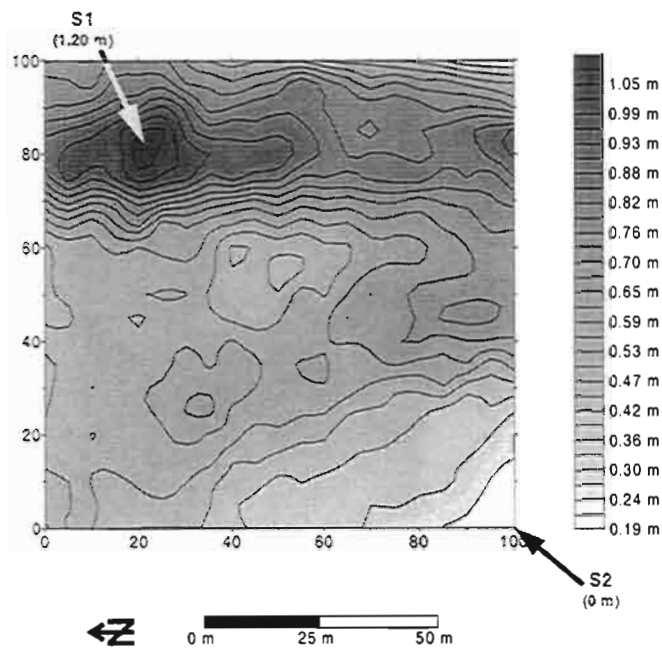
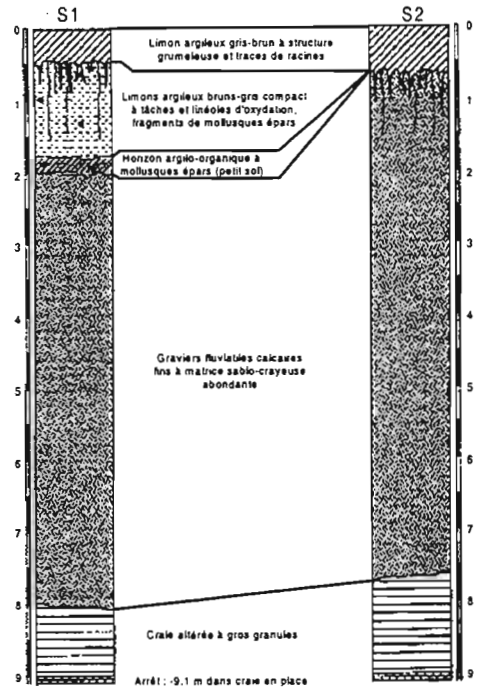


Fig. 2 - Carte de conductivité apparente Slingram : (a) en période humide et (b) en période sèche



(a)

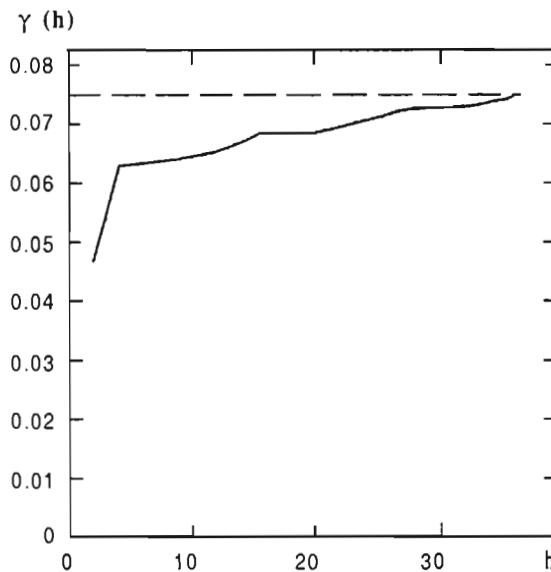


(b)

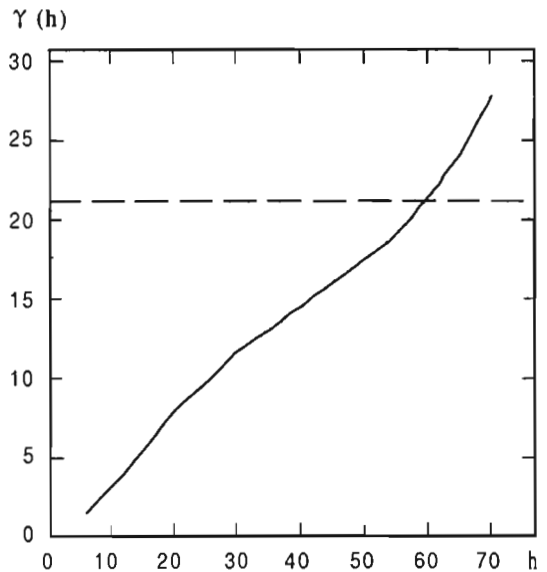
Figure 3 - Epaisseur de la couche d'argile :

(a) carte résultant de l'inversion de la carte de conductivité apparente et

(b) forages pédologiques effectués aux extrema de la carte de conductivité apparente



(a)



(b)

Fig. 4 - Variogramme des données de :

(a) infrarouge thermique normalisée (pour éviter l'effet dû aux parcelles) et

(b) conductivité apparente Slingram

Étude d'un aquifère salé de l'Altiplano bolivien par prospection TDEM

Roger Guérin¹, Marc Descloitres², Anne Coudrain-Ribstein³, Amal Talbi³,
Edson Ramirez⁴, Robert Gallaire⁵

¹Département de Géophysique Appliquée, UMR 7619 Sisyphe, UPMC, Paris, France.

²Laboratoire de Géophysique, IRD (ex-Orstom), Bondy, France.

³Laboratoire de Géologie Appliquée, UMR 7619 Sisyphe, UPMC, Paris, France.

⁴Instituto de Hidráulica e Hidrología, UMSA, La Paz, Bolivie.

⁵IRD, La Paz, Bolivie.

ABSTRACT

The french research program « PNRH Altiplano » is dedicated to the study of the main aquifer in the central part of the Altiplano in Bolivia. A TDEM survey has been carried out in order to investigate the global resistivity arrangement related to the aquifer. Three ranges of resistivities can be identified : 0.1-1 $\Omega.m$ (clays and brines), 1-10 $\Omega.m$ (clays and salt water), 10-50 $\Omega.m$ (clayey to sandy formations). The conductive substratum, outcropping in the south-east part, deepens north-westward to depths of more than 250 m and is related to impermeable layer.

INTRODUCTION

Le Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH) « Altiplano » a pour objectif de décrire l'évolution spatiale et temporelle de la géochimie de l'eau souterraine dans la partie centrale du bassin versant endoréique de l'Altiplano (fig. 1). La zone d'étude a été dans le passé (11 000 ans BP) recouverte par le lac salé Tauca. Depuis cette période, le retrait vers le sud puis la disparition de ce lac ont favorisé la recharge progressive par le nord de l'aquifère salé par des eaux plus douces, d'origines diverses (ruissellements temporaires près des piedmonts et rio Desaguadero, fleuve actuellement pérenne qui est un effluent du lac Titicaca). Cette recharge s'effectue actuellement dans un contexte climatique semi-aride. Une première modélisation de la dynamique sur 10 000 ans des flux hydriques et des chlorures a été esquissée grâce à des données issues d'une centaine de piézomètres (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1995). Cependant le modèle obtenu peut être mieux contraint par la connaissance de l'épaisseur de l'aquifère. En conséquence, l'objectif de l'étude géophysique entreprise en août 1998 est d'évaluer les épaisseurs des formations en présence et repérer les zones les plus

salées de l'aquifère. Une première étude par sondages électriques à courant continu a montré que cette méthode ne permettait pas une pénétration suffisante en raison des faibles résistivités (1 à 5 Ω .m) des terrains superficiels et ce, pour des longueurs de ligne de 500 m. Notre choix s'est porté vers la méthode de sondages électromagnétiques en domaine temporel (Time-Domain Electromagnetism, TDEM ; McNeill, 1994 ; Descloitres, 1998).

PROSPECTION

La zone prospectée s'étend sur 2000 km². En 15 jours de terrain, 100 sondages TDEM ont été réalisés. Ils sont répartis sur l'ensemble de la zone selon huit profils (fig. 1). L'équipement utilisé est un PROTEM 47 (Geonics Ltd.), spécialement conçu pour la sub-surface (première fenêtre de mesure à 6.8 μ s). La configuration géométrique adoptée comporte une boucle d'émission de 100 x 100 m et une bobine de réception de 15 x 15 m placée au centre. Avec un courant injecté de 2 A, cela permet une investigation sur plus de 250 m de profondeur dans ce contexte particulier (terrain conducteur, bruit EM extérieur extrêmement faible).

INTERPRÉTATION

Le contexte géologique est celui d'un bassin sédimentaire. Les terrains en présence sont des graviers, des sables et des argiles. La mesure des trois composantes du champ EM secondaire a confirmé l'absence de signal notable sur les composantes horizontales, ce qui est caractéristique d'une structure 1D. Les données sont en conséquence interprétées en modèle tabulaire, avec le logiciel d'inversion 1D TEMIX (Interpex). Pour chaque sondage, nous avons conduit en première approche deux interprétations distinctes : i) une inversion avec un modèle comportant le minimum de terrains nécessaire à l'ajustement correct de la courbe expérimentale (RMS < 5 % en général), avec les domaines d'équivalence, et ii) une inversion lissée avec 15 terrains d'épaisseurs fixées. A titre d'exemple, la figure 2 présente les interprétations des sondages TDEM 5 et 41. Le sondage 5 auprès du seul forage dépassant 100 m de profondeur permet de relier les résistivités calculées avec la géologie de cette zone : les terrains à forte proportion de graviers et de sables, contenant une eau de 5 Ω .m, ont des résistivités de 20 à 30 Ω .m environ tandis que le substratum argileux présente des résistivités de l'ordre de 10 Ω .m. Le sondage TDEM 41 révèle un substratum encore plus conducteur, de l'ordre de 0.1 Ω .m. Cette valeur très basse est néanmoins réaliste et est attribuée à des argiles et des saumures. En effet, un sondage TDEM réalisé sur le Salar d'Uyuni au sud révèle que ces terrains ont des résistivités de 0.3 Ω .m sur plus de 60 m d'épaisseur. L'interprétation de l'ensemble des sondages TDEM permet de dégager les gammes de résistivité suivantes : 0.05-1 Ω .m : argiles et saumures, 1-10 Ω .m : argile et eaux salées, 10-50 Ω .m : argiles et/ou sables (eaux moins salées ou douces). L'interprétation lissée permet de dresser des cartes de résistivité selon la profondeur représentées figure 3. En surface, les terrains plus résistants prédominent dans la partie ouest, et sont attribués à un aquifère peu ou pas salé au sein de sable argileux, passant rapidement vers l'est à des terrains de surface très argileux, dont la résistivité diminue vers le sud-est, alors que la conductivité des eaux augmente. Cet aquifère semble se prolonger vers le sud. En profondeur, la tendance majeure est l'approfondissement du substratum conducteur (et

probablement imperméable) depuis une situation affleurante au sud-est vers le nord-ouest, où il atteint des profondeurs supérieures à 250 m.

CONCLUSION

Les premiers résultats de la prospection TDEM confirment l'intérêt de la méthode pour reconnaître les terrains conducteurs de ce bassin versant sur des épaisseurs de plus de 250 m pour des dispositifs peu étendus en surface, ce qui réduit le temps de prospection. L'aquifère de surface le moins salé est repéré à l'ouest de la zone. Le substratum reconnu par les sondages est très conducteur et devrait former une limite probablement importante à la circulation des eaux souterraines, limite dont la géométrie pourra être intégrée dans le programmes de modélisation des écoulements des eaux souterraines.

Remerciements

Ce projet a été financé dans le cadre du Programme National de Recherche en Hydrologie de l'INSU. Les auteurs remercient vivement Julio Cesar Salinas, Manuel Guzman, Andres Osco, Felix Fernandez et l'équipe de l'IRD à La Paz pour leur contribution lors de la prospection.

RÉFÉRENCES

- Coudrain-Ribstein A., Loosemore T., Rochat P., Quintanilla J., Younger P. (1995) - Use of a groundwater model in assessing possible sources of salinity on the central Bolivian Altiplano. Models for Assessing and Monitoring Groundwater Quality. Proceedings of a Boulder Symposium. IAHS Publ., n° 227.
- Descloitres M. (1998) - Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM). Applications à la recherche d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap-Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse de l'Université de Paris 6, 238 p.
- McNeill J.D. (1994) - Principles and applications of time domain electromagnetic techniques for resistivity soundings. Geonics, technical note TN 27, Missisauga, Ontario.

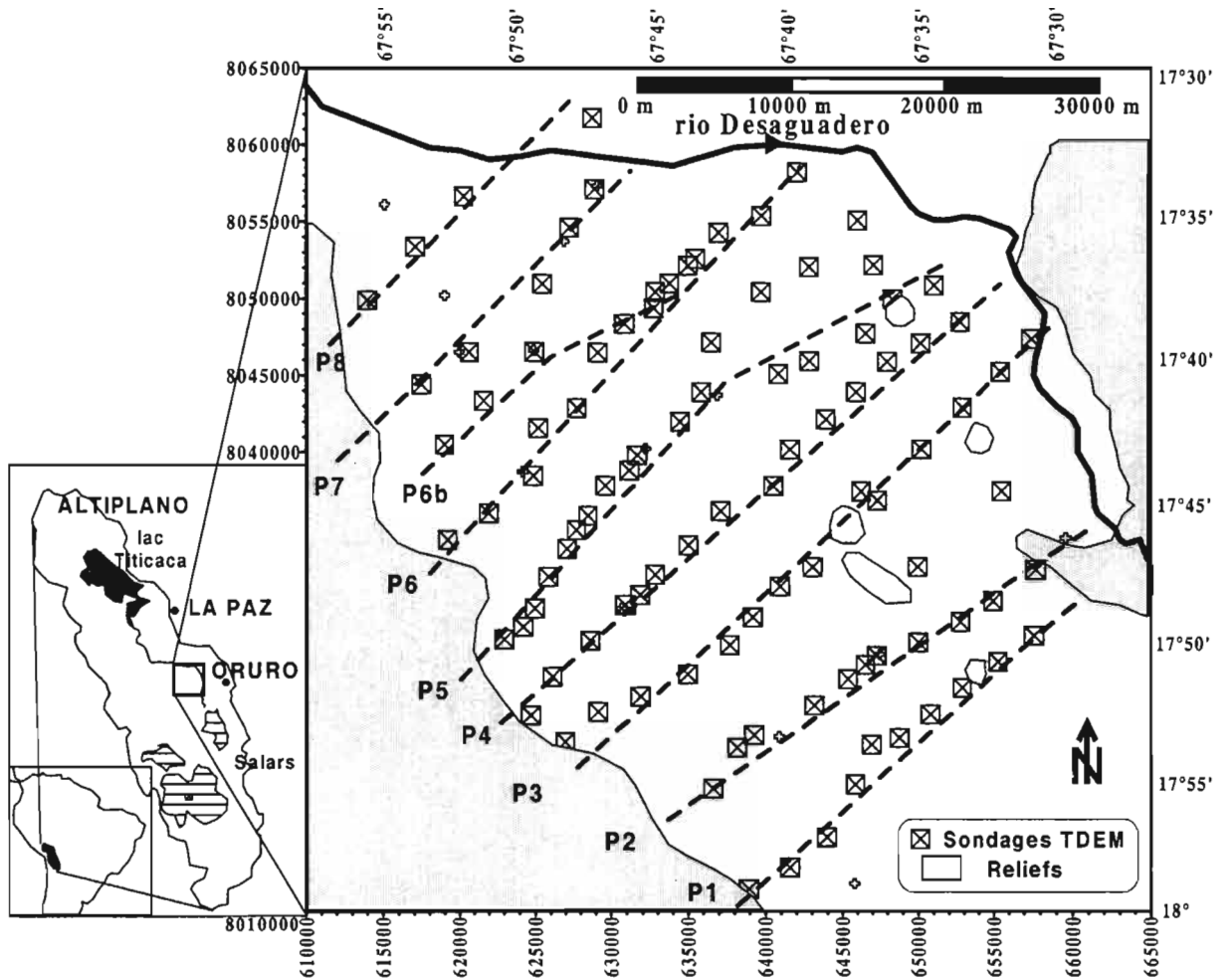


Fig. 1 - Localisation de la zone d'étude et des sondages TDEM.

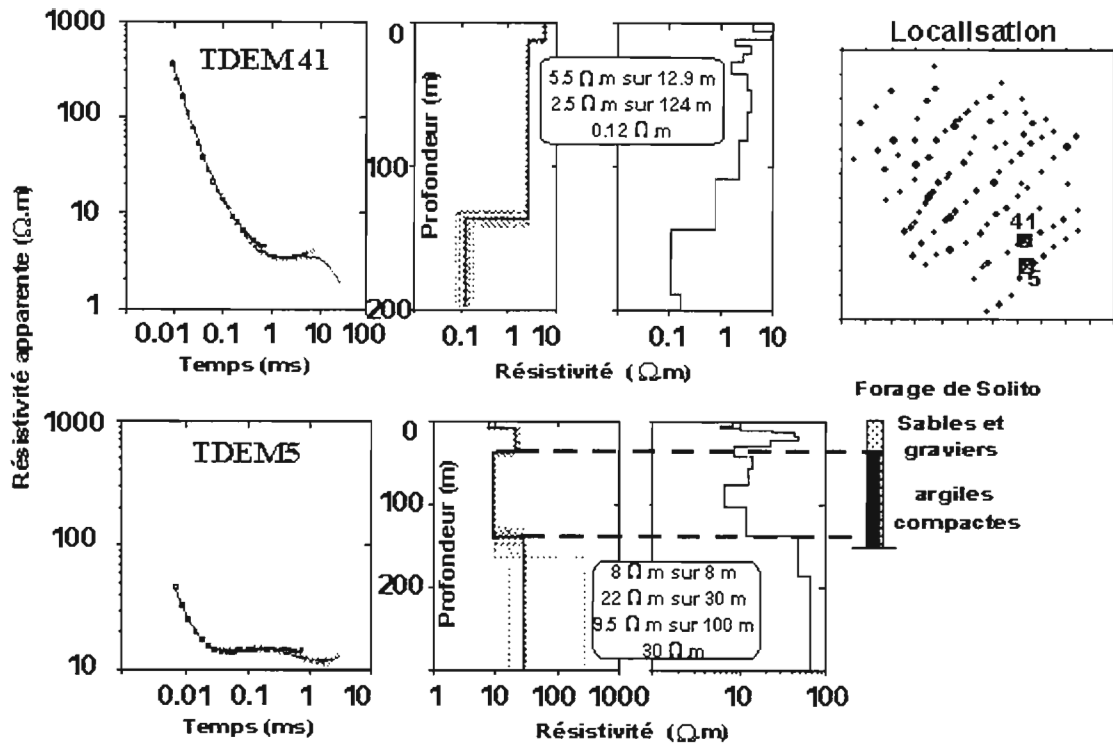


Fig. 2 - Sondages TDEM 5 et 41 (courbes de sondage, interprétation avec minimum de terrains et équivalences, interprétation lissée avec épaisseur fixe).

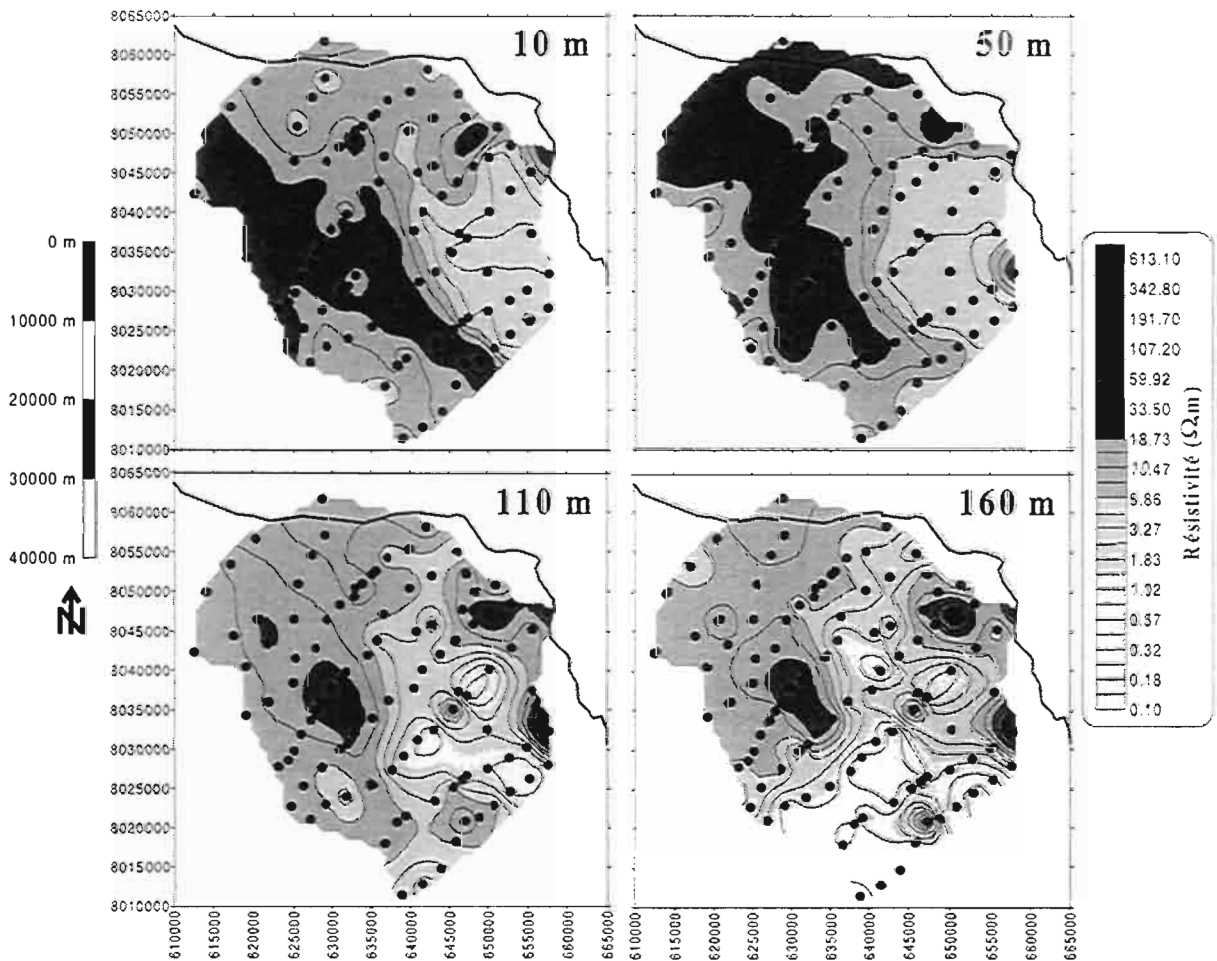


Fig. 3 - Carte d'iso-résistivités à différentes profondeurs d'après l'interprétation lissée.

Déformations quaternaires de subsurface. Les apports de la géophysique

Alain Hollier-Larousse¹, Marc Cushing², Pierre Benoit³, Jean-Marie Grisoni⁴

¹Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, BP 19, 44340 Bouguenais, France.

²Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, BP 6, 92265 Fontenay-aux-Roses, France.

³Laboratoire d'hydrologie, 10170 Méry-sur-Seine, France.

⁴Laboratoire de Géographie physique, URA 141 CNRS, 92190 Meudon, France.

ABSTRACT

A surface evidence of rupture inside the upper levels of the Aube river alluvial terrace have been detected. The geophysical context is difficult because the accident is of weak amplitude and located just in the subsurface of heterogeneous alluvial materials. Two electromagnetic methods have been implemented and results are presented hereunder. The radio-magnetotelluric method, in which traditionally the only information analyzed is the apparent resistivity, is here fully applied with a study of the spatial variations of the magnetic field. The GPR method provides a more detailed image of the accident, once detected.

INTRODUCTION

Peu de travaux de paléosismicité s'appuient sur des prospections géophysiques, ce type d'approche est récent dans le contexte européen.

Quelle que soit l'origine des déformations quaternaires de Longueville-sur-Aube, cet « accident » géologique présente un avantage certain pour tenter une validation méthodologique des techniques électromagnétiques de subsurface, notamment celles mises en œuvre à la section de géophysique appliquée du LCPC : la radio magnétotellurique (RMT) et le radar géologique.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE

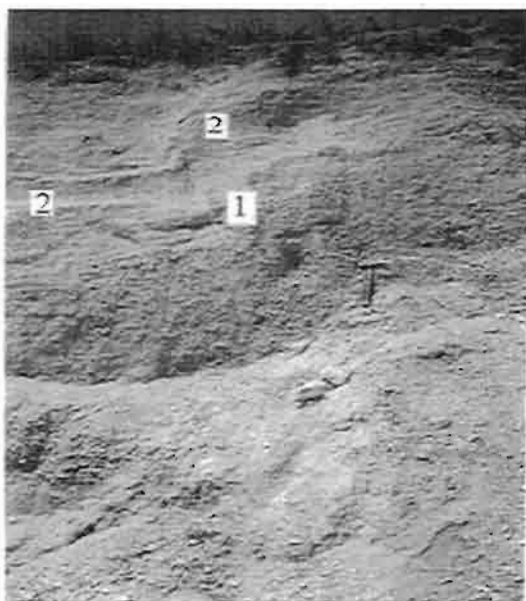


Fig. 1 – Front de taille de la carrière.

L'accident géologique de Longueville, (fig. 1, marqueur 1) se développe dans un paléochenal de la rivière Aube, creusé dans la craie Santonienne, comblé de graviers et de sables à éléments de calcaires jurassiques. Des niveaux ferrugineux initialement horizontaux (figure 1, marqueurs 2) sont affectés, traduisant un phénomène tardif dans l'histoire géologique des dépôts.

Deux questions se sont posées avant les mesures.

La première : RMT et le radar géologique mettent-ils en évidence la partie la plus superficielle de l'accident ? Des sables et graves en mélange hétérogène l'environnent.

Seule l'abondance d'oxydes à son voisinage paraît un élément favorable. La seconde : quelle est la direction de cette structure ?

Les méthodes mises en œuvre

Les méthodes électromagnétiques utilisées fonctionnent dans deux domaines de fréquence différents : basses fréquences pour la radio magnétotellurique, hautes fréquences pour le radar géologique.

Connus depuis des années, les principes de ces méthodes ne seront pas repris ici. Une abondante bibliographie les aborde.

C'est de 1973 (Guineau B., 1973) que date la première publication sur la RMT. Citons aussi : (Guineau B., Dupis A., 1973), (Carnez J.L., 1976)...

La technique radar a fait l'objet de nombreuses thèses parmi lesquelles, (Tillard S., 1991), (Leparoux D., 1997)...

Les matériels utilisés sont le RMT 1000 et le radar géologique SIR-10 GSSI.

MESURES ET RÉSULTATS

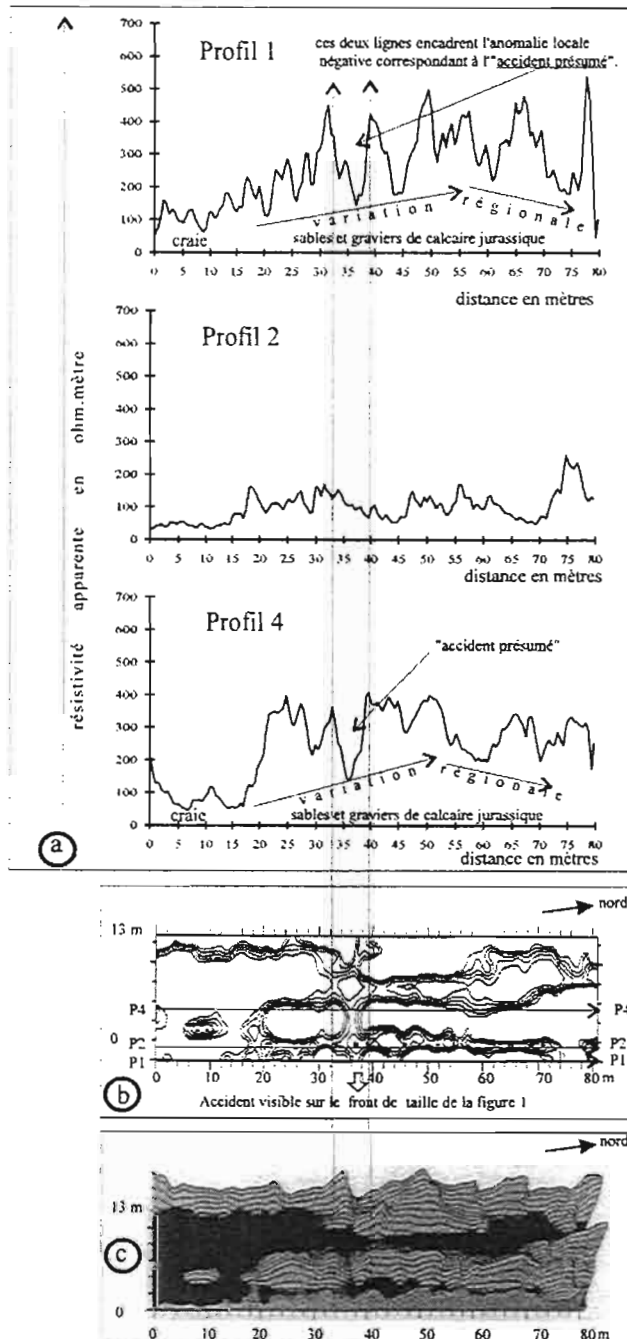


Figure 2 - Utilisation traditionnelle de la RMT :
La résistivité apparente.

utilisées. Si la trace de l'accident demeure lisible, cette lisibilité n'est pas évidente. Les contrastes de résistivité qu'il induit sont faibles, au regard de ceux générés soit par les anomalies d'origine anthropique (de direction nord-sud), soit par les variations locales dues à l'hétérogénéité du matériau alluvionnaire. Sans front de taille à proximité, aurions-nous été capable d'affirmer la présence de cette structure à cet endroit ? La question cache la réponse, mais nous allons voir comment l'étude du champ magnétique peut nous aider dans notre démarche.

Approche traditionnelle

Sur la figure 2a, nous montrons 3 des 9 profils de résistivité apparente RMT.

Deux types de variations apparaissent (Lagabrielle R., Hollier A., 1985).

Les variations locales, donnent à la courbe son contour denté. Leur origine, locale et superficielle, peut être géologique, c'est le cas de l'anomalie négative nommée « accident présumé » sur les profils 1 et 4, mais aussi anthropique. Le profil 2 dont la résistivité est globalement plus faible traduit une anthropisation importante. Il est situé sur une ancienne limite de parcelle. Le cadastre ancien montre un parcellaire très allongé et très étroit.

La variation régionale, courbe porteuse des variations locales, est d'origine géologique. Par exemple, sur le profil 1 la croissance progressive des résistivités traduit l'enfoncement relatif du toit de la craie (conductrice), sous la grave alluvionnaire (résistante).

Sur la figure 2b, la carte en courbes de niveau, seules les courbes comprises entre 100 et 200 $\Omega.m$ ont été tracées. Cette représentation met en évidence la direction de l'accident visible sur le front de taille de la carrière.

Sur la représentation, en trois dimensions, de la figure 2c, toutes les valeurs de résistivités sont

Approche récente

En RMT, deux types de variations des champs électrique et magnétique sont à prendre en compte : la variation spatiale et la variation temporelle. La variation spatiale du champ magnétique apporte des informations qui viennent compléter celles obtenues par la résistivité apparente (Hollier-Larousse A., 1997) (fig. 3).

Sur les profils 1, 2, 4 les valeurs du champ magnétique les plus fortes sont obtenues sur la craie, à environ 18 m de l'origine. Jusqu'à 30 m, la baisse continue traduit l'enfoncement de la craie sous les alluvions. Nous remarquons que les valeurs les plus faibles sont obtenues, sans équivoque cette fois, au niveau de l'accident géologique. En pointillé, sur le profil 4, la variation de la résistivité apparente montre la complémentarité des deux approches. La figure 3b, représentation 3D de la variation du champ H, donne une représentation de la géométrie du remplissage alluvionnaire.

La figure 3c est une image radar brute, n'ayant pas subi de traitement. La profondeur de pénétration de l'impulsion électromagnétique émise par l'antenne dépend de sa fréquence mais aussi de la conductivité et du degré d'hétérogénéité du milieu traversé. L'antenne de 500 MHz nous a semblé la mieux adaptée, compte tenu du choix initial de se limiter à une investigation superficielle, dans un matériau que nous savions hétérogène. L'image montre que les ondes ne pénètrent pas ce calcaire, ici essentiellement constitué de craie pâteuse. Par contre les informations obtenues dans le remplissage alluvionnaire sont riches. L'accident géologique est net et une certaine obliquité de celui-ci peut être envisagée. La partie droite de l'image indique une forte hétérogénéité du matériau.

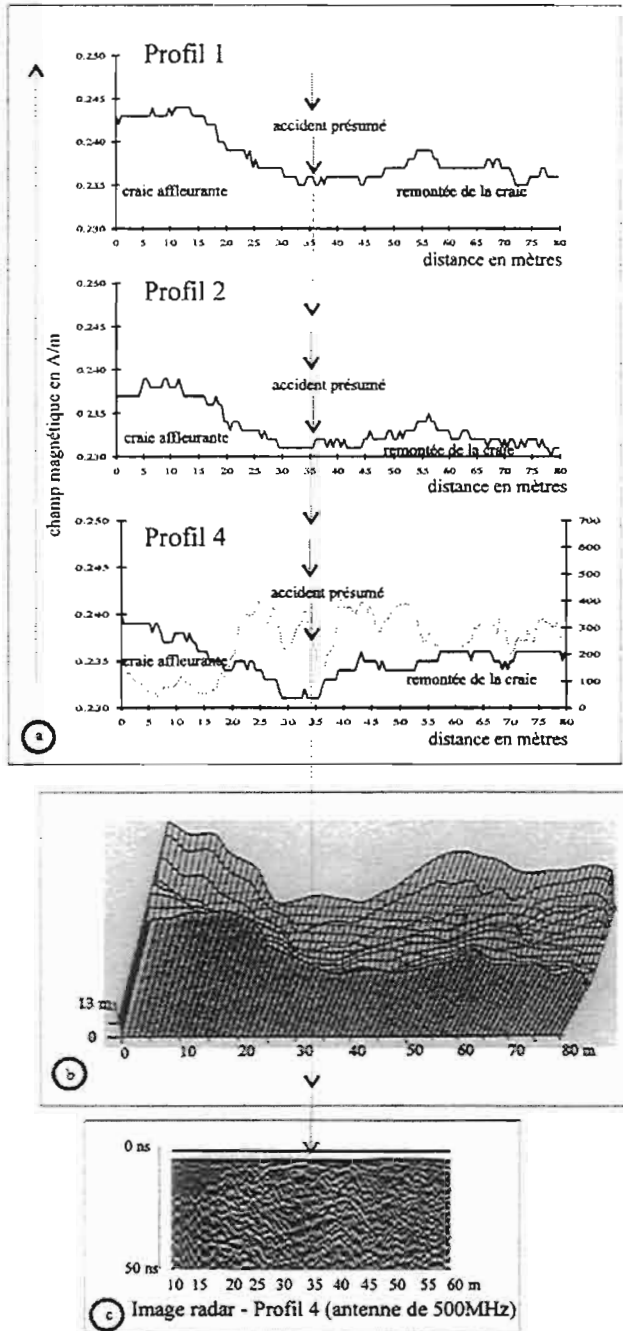


Figure 3 - En RMT, la variation spatiale du champ magnétique contient des informations utiles.

L'antenne de 500 MHz nous a semblé la mieux adaptée, compte tenu du choix initial de se limiter à une investigation superficielle, dans un matériau que nous savions hétérogène. L'image montre que les ondes ne pénètrent pas ce calcaire, ici essentiellement constitué de craie pâteuse. Par contre les informations obtenues dans le remplissage alluvionnaire sont riches. L'accident géologique est net et une certaine obliquité de celui-ci peut être envisagée. La partie droite de l'image indique une forte hétérogénéité du matériau.

CONCLUSION

Une tranchée de 42 mètres de long, perpendiculaire à l'accident majeur, creusée au pied du front de taille, a permis, en atteignant la craie sur toute sa longueur, de mettre au jour le contact entre les alluvions et la craie (fig. 4).

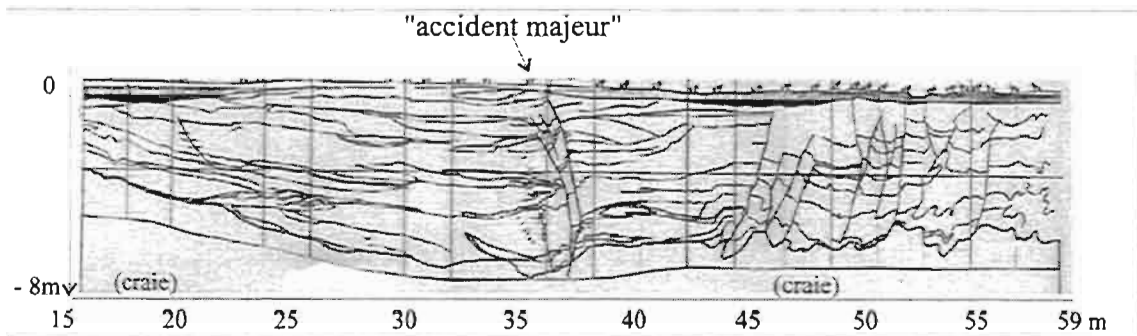


Fig. 4 - Relevé du talus ouest de la tranchée (IPSN juillet 1997).

Réalisée au mois de juillet (après les mesures), cette coupe permet de vérifier les résultats de la géophysique.

Elle confirme la localisation de l'«accident majeur». Des indications sur les petits accidents (de 45 à 59 m) sont obtenues par l'image radar. La topographie du toit du calcaire est donnée ici par la variation du champ magnétique. La direction de l'accident, mise en évidence à partir de la carte d'isorésistivité, apparaît conforme à celle relevée sur le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- Benoit P., Grisoni J.M. (1992) - Aspect de la tectonique profonde de subsurface et de surface dans le sud-ouest champenois. *Bull. inf. géol. Bass. Paris*. Vol. 29, n°4, 851-866.
- Carnez L. (1976) - La prospection magnétotellurique adaptée aux problèmes du génie civil. - Thèse de troisième cycle, Université des sciences et techniques de Lille. 6 - 14.
- Guineau B. (juin 1973) - Communication présentée au 35^e Congrès de l'E.A.E.G., juin 1973, Brighton (Angleterre).
- Guineau B., Dupis A. (1973) - Dispositif pour la prospection magnétotellurique des sub-surfaces. - Brevet d'invention CNRS/ANVAR, n°82 423500.
- Hollier-Larousse A. (1997) - Contribution à la valorisation d'une méthode géophysique électromagnétique utilisée en subsurface : La radio magnétotellurique. Mémoire CNAM, Paris, 169-186.
- Lagabrielle R. (1986) - Les bases de la radio magnétotellurique. Industrie minérale. Mines et carrières, Les Techniques, 373-384.
- Lagabrielle R., Hollier-Larousse A. (1985) - Les deux types d'informations contenues dans les profils de magnétotellurique artificielle : Exemple d'application à la prospection archéologique. *Bulletin de liaison des laboratoires des P. et C.*, n° 137.
- Leparoux D. (1997) - Mise au point de méthodes Radar pour l'auscultation structurale et texturale de milieux géologiques très hétérogènes. Thèse de 3^e Université de Rennes 1.
- Thera A.L. (1977) - Interprétation des mesures magnétotelluriques à partir d'un modèle à deux dimensions - Thèse de 3^e cycle, univ. Paris VI, 96 p.
- Tillard S. (1991) - Evaluation des performances de la technique radar en prospection géophysique, thèse, Université Louis Pasteur de Strasbourg 1.

Typologie des courbes de sondages électriques verticaux pour la reconnaissance des formations superficielles en milieu de socle cristallin du Burkina Faso

Youssef Koussoubé, Alain Nindaoua Savadogo

Laboratoire d'hydrogéologie, Faculté des Sciences et Techniques, Université de
Ouagadougou. BP 7021 E-mail : youssouf.koussoubé@fast.univ-ouaga.bf

ABSTRACT

Vertical electrical sounding classification for upper soils recognition in crystalline regions of Burkina Faso.

In crystalline areas of Burkina Faso, Electrical (Schlumberger) and Electromagnetism Apex-MaxMin geophysical methods have been used for subsurface exploration. Seven principal types of geophysical sounding curves behaviour has been distinguished. In hydrogeology, the best curves providing important yield have been identified.

INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE

Le Burkina Faso appartient au bouclier Baoulé-Mossi constitué de roches cristallines et cristallophyliennes mises en place et déformées au cours de l'orogénèse éburnéenne. Ces formations ont été aplanies et stabilisées depuis 600 Millions d'années (Hottin et Ouédraogo, 1975) et ont été affectées par une altération intense sous climat contrasté humide et sec. Ainsi, une couche épaisse d'altération latéritique recouvre les formations géologiques saines. Dans ce contexte géologique et morphologique, nous avons tenté de faire une synthèse de la contribution des sondages géophysiques dans la connaissance des formations superficielles. Au Burkina Faso, dans les années 1950, les premières campagnes géophysiques ont été menées par la Compagnie Générale de Géophysique puis par des structures nationales (Direction de l'hydraulique et de l'équipement rural, Bureau burkinabè des mines et de la géologie, Office national des puits et forages, Université de Ouagadougou,...). Les domaines d'utilisation de la géophysique sont l'hydrogéologie pour une grande partie et le domaine minier. Une synthèse faite des récents travaux géophysiques intensifs à travers les zones cristallines du pays couvrant 80 % du territoire, fait ressortir des caractères communs qui singularisent la structure d'ensemble des formations superficielles recouvrant le socle sain (Koussoubé, 1996).

MÉTHODES UTILISÉES

Pour la variabilité spatiale de la résistivité des formations superficielles, deux méthodes de prospection géophysique ont été utilisées : (i) la méthode électromagnétique MaxMin avec un dispositif d'investigation latérale comporte deux bobines horizontales (Max1) reliées par un câble de 100 m de long ; sa fréquence d'émission est de 3520 hertz. (ii) la méthode de prospection électrique dont une configuration Schlumberger a été utilisée pour l'investigation latérale ; ses caractéristiques géométriques sont les suivantes : $AB = 180$ m, $MN = 20$ m, pas de mesure = 10 m.

Nous présentons ici une typologie des sondages électriques verticaux (Schlumberger) qui ont été effectués au droit des anomalies de conductivités électriques ; ils permettent d'appréhender la succession des terrains reposant sur le substratum sain. Par ailleurs, des sondages électromagnétiques de fréquences ont permis une comparaison avec les sondages électriques. Les interprétations des sondages géophysiques ont été recalées grâce à des coupes géologiques de forages d'eau, à des coupes pédologiques et à des états de surface du sol incluant les indices végétaux et animaux (végétaux hydrophiles, termitières en cheminées...).

TYPLOGIE DES COURBES DE SONDAGES ÉLECTRIQUES VERTICAUX

Les sondages électriques de type Schlumberger réalisés en milieu soudano-sahélien et sahélien du Burkina Faso ainsi que les observations in-situ ont permis de dégager sept familles de courbes correspondant à des successions semblables de terrains.

1 - Courbes de sondages électriques en « un seul fond de bateau »

Ces courbes caractérisent les régions à cuirasse latéritique (ou à carapace latéritique) superficielle qui sont très largement répandues dans le pays, sur les versants de reliefs et dans les bas-fonds. L'interprétation de ce type de courbe montre une structure à trois couches de terrain électriquement distincts : le recouvrement superficiel avec des résistivités vraies de 700 à 3 000 Ω m. Son épaisseur est généralement faible et varie, dans la zone granitique de Bidi, entre 0,5 m et 3 m ; le complexe très conducteur représenté sur la courbe de sondage par le « fond de bateau ». Cet horizon est associé à l'altération argileuse dont l'épaisseur (20 à plus 50 m) est fonction de la nature du socle et de l'importance de sa fracturation. Dans les zones granitiques, les résistivités de ce complexe varient entre 50 et 200 Ω m. Mais elles sont de l'ordre de 10 Ω m sur socle volcano-sédimentaire ou volcanique déformé ; le socle résistant correspond à la partie de la courbe du sondage qui remonte avec une pente de 45°. Il correspond au socle sain ou à la roche peu altérée. Les résistivités sont généralement élevées en milieu granitique (2 500 à 7 600 Ω m) mais plus basses en zones schisteuse volcano-sédimentaire (800- 1 000 Ω m).

2 - Courbes de sondages électriques en « cloche dans le fond de bateau »

C'est une variante du type de courbe de sondage électrique précédent se traduisant par une remontée en cloche dans le fond de bateau. Cette modification de la courbe peut être liée à la présence d'un horizon d'argiles sèches ou d'argiles gravillonnaires. Ce type de courbe de sondage électrique est rencontré dans les bas-fonds actuels ou anciens.

3 - Courbes de sondages électriques en « cloche puis en fond de bateau »

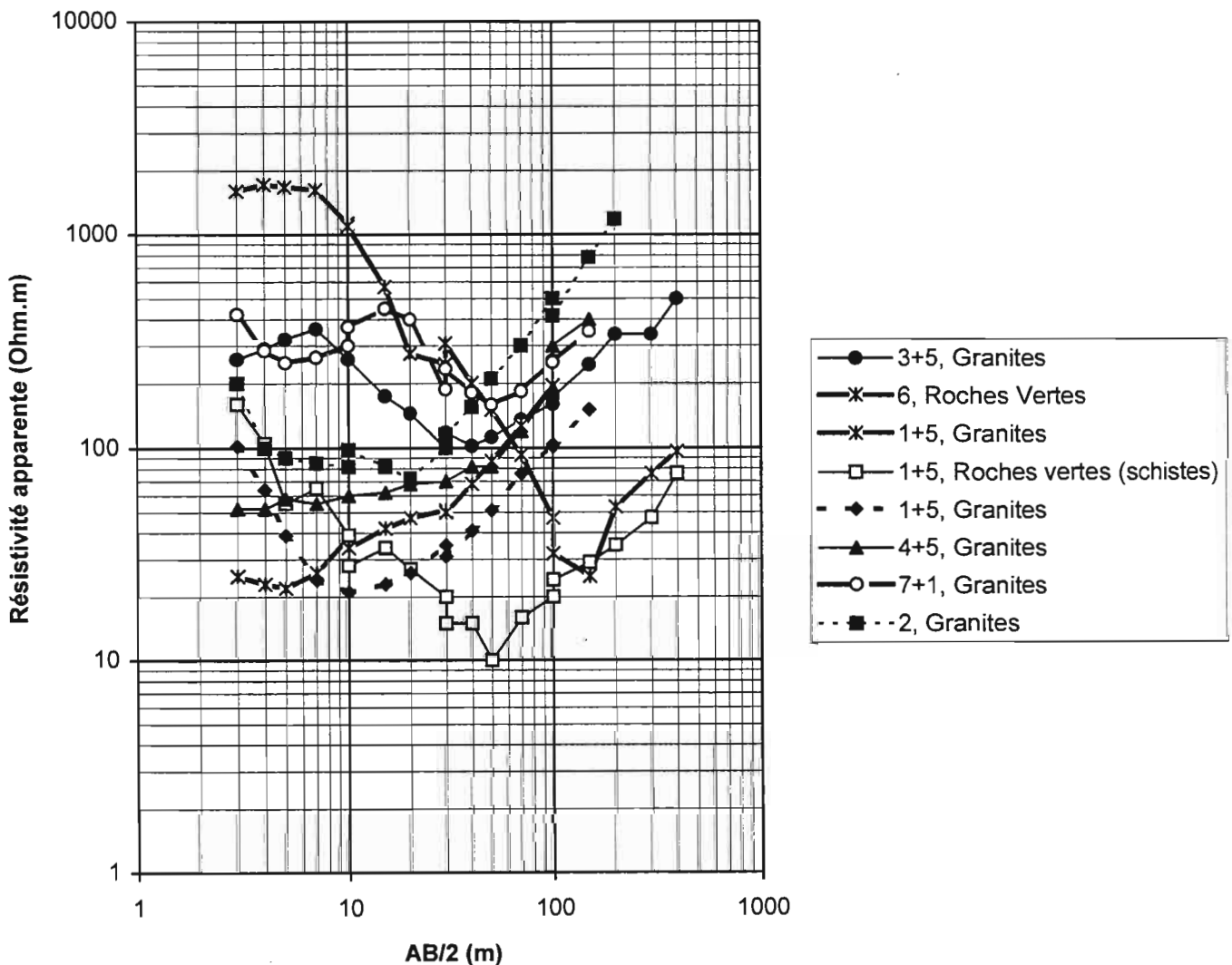
Quatre terrains peuvent être distingués. Le terrain le plus superficiel correspond à un recouvrement arable sableux avec des résistivités variant entre 90 et 200 Ωm et des épaisseurs faibles (0,5 m). Les autres terrains sous-jacents sont les mêmes que ceux définis plus haut.

4 - Courbes de sondages électriques à une « seule branche »

Ce type de courbe indique des formations superficielles présentant un seul terrain reposant sur le socle sain. Il est formé de sables argileux dont la résistivité s'échelonne entre 50 à 120 Ωm ; les épaisseurs vont de 0,30 à 15 m mais peuvent atteindre 40 m.

5 - Courbes de sondages électriques à « remontée traînante »

Dans ce cas, les deux branches de la courbe sont dissymétriques. La diminution de la pente montante est liée à l'existence d'un terrain très important en hydrogéologie et en génie civil à savoir le socle fissuré et les arènes grenues (niveau graveleux), entre l'horizon conducteur et le socle sain. La présence de ce terrain est liée à l'influence d'une mégafracture, Savadogo (1984), Biémi (1992). L'inflexion de la branche montante peut être assez prononcée et donner une courbe de sondage avec un « escalier sur la branche montante ».



6 - Courbes de sondages électriques « à deux fonds de bateau consécutifs »

Ce type de sondage électrique est caractérisé par deux courbes en « fond de bateau » consécutives. Les trois premiers terrains définissent un aquifère perché avec son complexe conducteur dans le fond du bateau. Le second aquifère est représenté par le terrain plus conducteur du second fond de bateau. Il s'agit donc d'aquifères superposés.

7 - Courbes de sondages électriques avec « un intermédiaire en descente »

Ce type de courbe de sondage électrique se singularise des autres par un palier (« intermédiaire en descente ») entre le premier complexe résistant et le complexe conducteur. Elles indiquent bien par le palier, le toit de la nappe des altérites latéritiques noyées variant entre 10 et 20 mètres de profondeur en période très sèche (mois d'avril). Les résistivités vont de 150 à 400 Ωm . Notons la présence d'indices biologiques indiquant cette nappe d'eau des altérites latéritiques dans les « bowé » : il s'agit des termitières du genre *Cubitermes* (Savado, 1984).

DISCUSSION ET CONCLUSION

La tectonique éburnéenne et l'altération supergène des formations cristallines du Burkina Faso confèrent aux formations superficielles du pays des profondeurs variables qui permettent de distinguer sept formes principales de courbes de sondages électriques verticaux (dispositifs Schlumberger). Souvent, ces formes de courbes de sondages électriques peuvent s'associer selon la complexité de la structure des formations superficielles.

Les formes de courbes en zone de failles (courbes à « remontée traînante ») ainsi que les observations de terrain (forages d'eau, exploitations minières) confirment l'importance des déformations subies par les formations d'âge Birimien (2,1 Ga). Ainsi, on rencontre des formations superficielles peu épaisses intercalées par des zones à importantes couches d'altération dans les zones de failles (bas-fonds, couloir de cisaillement...).

Le sondage électromagnétique de fréquences est d'exécution plus rapide (9 mesures en 3 minutes pour le dispositif Max1 par exemple) par rapport au sondage électrique vertical (21 mesures en 1 heure environ de manipulation). Il donne la même succession de terrains que le sondage électrique vertical à condition d'utiliser une configuration en bobines horizontales dont la direction recoupe celle de l'anomalie, ou une configuration en bobines verticales avec une direction de ligne parallèle à l'anomalie (Nakolendoussé, 1991, Savado *et al.*, 1991).

Le recalage des sondages géophysiques aux données de forages d'eau montrent une assez bonne corrélation des horizons et des épaisseurs indiqués. Le contexte géologique se distingue clairement sur les courbes de sondages qui montrent bien un fond de bateau plus large sur socle schisteux que sur socle granitique. Par ailleurs, l'effet des failles se remarque sur les courbes de sondages par un saut à l'embrayage. En hydrogéologie de socle cristallin, on accordera la priorité aux courbes de sondages en « fond de bateau » et à « remontée traînante », à « deux fonds de bateau consécutifs » ou en « escalier sur la pente descendante ».

Les formes de courbes ci-dessus et par conséquent les résistivités et les épaisseurs de terrains peuvent varier au cours de l'année selon leur état d'humectation de la formation superficielle. Il serait intéressant de procéder à des mesures saisonnières et inter-annuelles pour une typologie plus complète des courbes de sondages électriques verticaux. Par ailleurs,

l'interprétation des sondages Schlumberger qui sont très utilisées en Afrique sub-sahélienne et tropicale aussi bien pour l'investigation en profondeur que pour l'investigation latérale requiert l'hypothèse d'horizontalité des terrains. Cette hypothèse est rarement vérifiée en domaine de socle cristallin. L'introduction du dispositif Wenner permettrait une meilleure connaissance de l'extension latérale des horizons de terrains.

BIBLIOGRAPHIE

Biémi J. (1992) - Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versant subsahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest. Hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué. Thèse de doctorat ès Sciences, Université d'Abidjan, Côte-d'Ivoire, 500 p.

Hottin G., Ouédraogo O. F. (1975) - Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000 de la république de Haute-Volta. Edition BRGM, 56 p.

Koussoubé Y. (1996) - Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi. Thèse 3^e cycle, Univ. Dakar, Sénégal, 220p. + cartes + annexes.

Nakolendoussé S. (1991) - Méthodes d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso- Géologie, Géophysique, Télédétection - Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble I, 200 p.

Savadogo A.N. (1984) - Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta - Etude régionale du bassin versant de la Sissili - Thèse de doctorat ès-Sciences, Université Scientifique et médicale de Grenoble, 340 p.

Savadogo A.N., Rouleau A., Lemieux G., Duberger R., Perron S., Roy D.W., Nakolendoussé S., Tremblay D. (1991) - Productivité des aquifères du socle cristallin du Burkina Faso- *Bull. CERM*, UQAC, Canada, 60 p.

Influence de la variabilité du faciès chimique sur la conductivité électromagnétique

Caroline Laperrousaz¹, Laurent Barbiéro²

¹ENSA, 65 rue de St Briec, 35000 Rennes, France.

²IRD ex ORSTOM, BP 1386 Dakar, Sénégal.

ABSTRACT

In the Senegal middle valley, many authors obtained a bad relationship between electromagnetic induction and electrical conductivity on corresponding extracts. The objective of this study is to verify if this bad result is due to abrupt lateral or vertical changes in the soil texture, moisture or in the chemical facies of the soil solution. The results indicate that it is necessary to take in consideration the whole soil profile prospected by the electromagnetic conductimeter for obtaining a suitable relation $EM = f(EC, \text{moisture}, \text{texture})$. The correlation is clearly improved if the precipitation of salts in the soil is taking into account according to the chemical facies of the solution.

Keywords: Salinity, Electromagnetic induction, Senegal.

INTRODUCTION

Les mesures de salinité des sols par induction électromagnétique sont aujourd'hui très répandues. De nombreux auteurs attestent de l'efficacité d'un matériel portable et de mesures rapides intéressant un volume élémentaire de l'ordre de 2 m³. Ce matériel est principalement utilisé pour une cartographie rapide mais détaillée aussi bien que pour un suivi temporel de la salinité sous irrigation.

En revanche, ce développement récent et rapide se heurte à de nombreuses références où les problèmes agronomiques sont reliés à des mesures de salinité classique, généralement des conductivités électriques d'extraits. Aussi, une corrélation entre les mesures électromagnétiques (EM) de terrain et électriques (EC) de laboratoire est-elle classiquement recherchée.

Dans la vallée du fleuve Sénégal, de nombreuses zones salées se caractérisent par de très fortes variabilités de faciès chimique à faible distance. On peut passer en quelques mètres d'un faciès NaCl à un faciès CaSO₄ ou MgSO₄. Le but de cette étude est de vérifier si les mauvaises relations généralement observées entre les mesures EM et EC

(Mané, 1998) doivent être attribuées à des variations abruptes de texture, de teneur en eau ou simplement à des variations dans le faciès chimique de la salinité.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

Site

L'étude a été menée le long du marigot N'Galenka 16°26 à 16°30 nord et 14°50 à 15°05 ouest, un ancien défluent du Doué et affluent du Sénégal. Ce site a fait l'objet d'une cartographie régionale de la salinité (Barbiéro et Laperrousaz, 1999), qui a révélé que le sel est réparti en bandes de quelques dizaines de mètres de largeur et de plusieurs kilomètres de longueur. Une asymétrie dans la morphologie de ces bandes salées a été identifiée. La limite nord est généralement abrupte alors que la limite sud est plus diffuse. Le vent est soupçonné comme agent de salinisation ce qui expliquerait les fortes variabilité de faciès chimique de la salinité, le sel ayant été amené, non sous forme dissoute mais sous forme particulière (Barbiéro *et al.*, 1998).

Mesures EM sur le terrain

Les mesures de conductivité électromagnétique ont été réalisées avec un conductimètre portable EM38 (Geonics, Ltd), dont les bobines émettrice et réceptrice sont séparées de 1 m. La fréquence d'excitation est de 14,6 kHz. L'appareil mesure la conductivité électrique apparente du sol en mS/m. La courbe de réponse de l'appareil en fonction de la profondeur du sol lorsqu'il est utilisé en mode vertical ou horizontal a été décrite par McNeill (1980).

Quatre transects ont été positionnés de manière à obtenir une large gamme dans la réponse du conductimètre électromagnétique, sur une faible distance. Les mesures EM ont été réalisées à la surface du sol en mode vertical et horizontal, après avoir laissé chauffer les composants électroniques de l'appareil, et l'avoir étalonné dans l'air à une hauteur de 1,5 m. La densité des mesures dépend de la longueur des transects prospectés, comme résumé dans le tableau 1.

	Longueur	Intervalle
Transect 1	14 m	2 m
Transect 2	27 m	3 m
Transect 3	45 m	5 m
Transect 4	24 m	4 m

Tabl. 1 - Longueur des transects et intervalle séparant deux points d'observation.

Echantillonnage et mesures au laboratoire

Des échantillons de sol ont été prélevés à la tarière sur chaque point de mesure à des profondeurs de 0, 40, 80 et 120 cm. L'humidité a été mesurée par pesage avant et après séchage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures. La conductivité électrique (EC) a été mesurée sur des solutions extraites par centrifugation à partir des échantillons dilués au 1/5. Le faciès chimique des solutions extraites est apprécié à partir du bilan ionique (Anions : électrophorèse capillaire, cations : spectrométrie d'adsorption atomique).

Traitement des données

Une régression pas-à-pas a été menée, en ajoutant une à une les variables explicatives (EC, teneur en eau, pourcentage d'argile) en fonction de leur degré de colinéarité avec EM_V . Les données acquises au laboratoire sur les échantillons ont été pondérées (Wollenhaupt *et al.*, 1986) en fonction de la profondeur de prélèvement selon les courbes de réponse de l'EM38 proposées par McNeill (1980). Pour les profondeurs supérieures à 120 cm, on admet $EC_{120cm} = EC_{>120cm}$

$$Data = 0.06 * Data_0 + 0.421 * Data_{40} + 0.194 * Data_{80} + 0.325 * Data_{120} \text{ et } +$$

Pour prendre en compte le faciès chimique, la valeur de EC labo a été corrigée en considérant la formation des différents sels susceptibles de précipiter dans cet environnement. Ce sont, par ordre de solubilité croissante, le gypse, la mirabilite, l'epsomite et la halite. EC est corrigée en retirant la proportion des éléments prélevés de la solution pour participer à l'élaboration des sels.

$$\text{Dans le cas du gypse : } EC_{corr} = EC \left(1 - \frac{(ca)}{\sum \text{Cations}} \right)$$

Dans le cas de la précipitation de gypse, mirabilite et epsomite:

$$EC_{corr} = EC \left(1 - \frac{(SO_4)}{\sum \text{Anions}} \right)$$

Cette dernière correction n'a pu être appliquée à l'ensemble des échantillons, faute de délais pour l'analyse. Seules 23 valeurs de EC sur un échantillonnage final de 105 ont fait l'objet d'une correction. Pour cette raison, les résultats sont présentés par tranches de sol, et non sur les valeurs pondérées.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les conductivités électromagnétiques mesurées en position verticale et horizontale sont très bien corrélées (tabl. 2) et leur distribution suit une loi normale. Aussi, pour la suite du travail, nous avons considéré les valeurs prises en mode vertical (EM_V) sans effectuer de transformation log-normale des données.

	R	R ²	R ² ajusté	Ecart type résiduel
EM_V-EM_H	0.993	0.986	0.985	7.031

Tabl. 2 - corrélation entre les mesures EM en mode vertical et horizontal (37 observ.).

La prise en compte des variables explicatives améliore considérablement la corrélation à chaque étape (tabl. 3). Cette relation devient acceptable en pondérant par tranche de sol la réponse EM_V en fonction des variables EC, θ puis A%.

Variable explicative	R	R ²	R ² ajusté	Ecart type résiduel
EC	0.744	0.553	0.539	42.654
EC+ θ	0.776	0.602	0.574	40.973
EC+ θ +A%	0.861	0.741	0.713	33.645

Tabl. 3 - Corrélation EM_V en fonction de EC, θ puis A% (37 observations).

Tranche de sol	EC labo		EC labo corrigée		ΔR^2
	R	R ²	R	R ²	
0 - 20 cm	0.611	0.373	0.935	0.874	57.33
20 - 60 cm	0.628	0.394	0.994	0.988	60.12
60 - 100 cm	0.958	0.918	0.979	0.958	4.17
100 +	0.983	0.966	0.993	0.987	2.13

Tabl. 4 - Corrélation sur les 23 échantillons entre EMv et EC, θ et A%. EC labo puis EC labo corrigé en fonction de la précipitation des sels (Gypse + mirabilite + epsomite sur 0 - 60 cm et Gypse seul sur 60 cm et +, 23 observations).

On peut cependant observer dans le tableau 4 que la prise en compte de la précipitation des sels améliore encore sensiblement cette relation. Le meilleur résultat est obtenu en considérant la formation du gypse seul en profondeur (60 cm et plus) et la formation du gypse et des autres sels de sulfates dans les horizons superficiels (0 - 60 cm). Ceci est en accord avec la répartition de la teneur en eau et la solubilité respective des sels considérés, ainsi qu'avec les observations de terrain.

CONCLUSION

Dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, la salinité se caractérise par une très forte variabilité de faciès chimique à faible distance. On a soupçonné que cette caractéristique est responsable des mauvaises relations généralement obtenues entre la conductivité électromagnétique (EM) et la conductivité électrique (EC) mesurée au laboratoire sur extraits. L'étude montre la nécessité de prendre en compte l'ensemble du profil prospecté par induction électromagnétique ; on ne peut se contenter d'un échantillonnage superficiel pour établir une corrélation solide EM/EC sur ce site. Si la corrélation est acceptable en prenant en considération la conductivité électrique, la teneur en eau et la texture, elle est sensiblement améliorée en introduisant le phénomène de précipitation des sels en fonction de leur solubilité. Le jeu de données prochainement complété, devrait permettre de quantifier l'influence du faciès chimique de la salinité sur la réponse du conductimètre électromagnétique.

BIBLIOGRAPHIE

- Barbiéro L., Hammecker C., Boivin P. (1998) - Aeolian origine of some saline soil stripes in the Senegal middle valley. Morphological and geochemical considerations. Proceedings of the 16^e ISSS World Congress, August 20-26, 1998, Montpellier.
- Barbiéro L., Laperrousaz C. (1999) - La cartographie de la salinité dans la moyenne vallée du Sénégal. Succès d'une démarche ascendante. Colloque GEOFCAN, Géophysique des sols et des formations superficielles, 20-21 septembre 1999, Orléans, France. BRGM, INRA, IRD, UPMC.
- McNeill J.D. (1980) - Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Tech.Note TN-6, Geonics Limited, Ontario, Canada.
- Mané L. (1998) - Utilisation de la télédétection et du SIG pour l'étude de la dégradation par salinisation des terres agricoles : Exemple de la vallée alluviale du fleuve Sénégal. Rapport de recherche post doctoral, Université catholique de Louvain. ORSTOM, 54 p.
- Wollenhaupt N. C., Richardson J.L., Foss J.E., Doll E.C. (1986) - A rapid method for estimating weighted soil salinity from apparent soil electrical conductivity measured with an aboveground electromagnetic induction meter. *Can. J. Soil Sci.* 66, 315-321.

Étude du toit de la nappe de Beauce à Villamblain par résistivité électrique

D. Michot¹, A. Dorigny¹, Y. Benderitter², Y. Albouy³

¹INRA Orléans, Unité de Science du Sol, SESCOF, BP 20619,
45166 Olivet cedex, France.

²CNRS (UMR 7619), CRG, Garchy, 58150 Pouilly-sur-Loire, France.

³IRD, Géodynamique Interne, 32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

ABSTRACT

Water resources control is one of the main environmental problems at this end of the twentieth century. Piezometric surface knowledge of the water table of the Beauce region is crucial to estimate the water reserve in this intensive farming region. To this end, some electrical soundings with a Schlumberger array and a dipôle-dipôle multi-electrode method were tested on the Villamblain study domain.

The water table, corresponding to an electrical conductive medium, is detected. However, it is difficult to clearly separate the electrical conductivity effect of the water table from that of the Gâtinais molasse, which is a clayey conductive layer present within the aquifer. The pedological cover and the geological substratum are clearly individualized with the multi-electrode method, which confirms its interest.

INTRODUCTION

L'étude des caractéristiques de la nappe de Beauce, et en particulier de l'effet des prélèvements agricoles sur la réserve en eau, est un sujet d'intérêt majeur. Actuellement le contrôle de la ressource en eau s'effectue par le suivi de la nappe au moyen de piézomètres. Dans le but d'améliorer les connaissances sur le toit de la nappe de Beauce, la structure géologique de l'aquifère et notamment la topographie de son plancher imperméable, l'utilisation de méthodes géophysiques non destructives semble adaptée. La facilité de mise en œuvre des mesures géophysiques par rapport à la réalisation des forages, leur continuité le long d'un profil permettant une visualisation bi-dimensionnelle des structures géologiques sont autant d'avantages justifiant leur emploi. La méthode électrique a été testée en réalisant successivement des sondages puis un panneau électrique.

PHYSIOGRAPHIE DU DOMAINE D'ÉTUDE

L'étude se situe en « Petite Beauce » au sud-ouest du Bassin de Paris, sur la commune de Villamblain. La couverture pédologique du site est constituée principalement de trois unités de sols (Duval et Isambert, 1992). Les plateaux et pentes d'orientation Nord et Est présentent des sols de type néoluvisol limono-argileux, alors que les pentes Sud et Ouest montrent des calcosols et des calcisols. La couverture pédologique d'épaisseur métrique recouvre un niveau de calcaires remaniés (calcaires durs, calcaires pulvérulents, matériaux cryoturbés) dont l'épaisseur peut atteindre 2 m. Les formations calcaires de Beauce, au sens large, constituent le soubassement géologique où s'observent deux niveaux aquifères superposés. Ces formations correspondent à l'ensemble des faciès lacustres à dominance calcaire qui se sont déposés du Lutétien à l'Aquitaniens. Elles se caractérisent par leurs hétérogénéités, qui est aussi bien verticale que latérale (Gigot, 1973). Quatre principales formations se rencontrent. Le Calcaire de Pithiviers (Aquitaniens supérieur) ou Calcaire de Beauce au sens strict avec une épaisseur de 20 à 25 m, constitue le premier aquifère. L'eau de cette nappe se caractérise par une résistivité électrique comprise entre 25 Ω .m et 17 Ω .m et son niveau piézométrique est situé vers 20 m de profondeur. La Molasse du Gâtinais (Aquitaniens inférieur), interstratifiée, constitue une couche semi-perméable de 4 m d'épaisseur séparant les deux aquifères. Le second aquifère est constitué du Calcaire d'Étampes (Stampien) et du Calcaire de Morancez (Lutétien) pour une épaisseur moyenne de 40 m. Le plancher imperméable est formé d'argile à silex, produit de décarbonatation de la craie Crétacée.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

La méthode électrique a été testée et mise en œuvre selon deux approches complémentaires. Dans un premier temps, une étude de la variabilité verticale des matériaux a été réalisée à l'aide de sondages électriques. Un quadripôle Schlumberger associé à un résistivimètre SYSCAL R1 a permis de mesurer la résistivité apparente. L'intérêt de la configuration Schlumberger est d'obtenir une plus grande profondeur d'investigation.

Dans un second temps, une méthode multi-électrodes fournit un panneau électrique (fig. 1) permettant une étude de la variabilité verticale et latérale de la résistivité apparente du sous-sol. Le dispositif de mesure est constitué de 32 électrodes équidistantes de 5 m. Un multiplexeur assure la commutation des électrodes tandis qu'un résistivimètre SYSCAL R2 pilote la séquence de mesures préalablement programmée. Quatre électrodes en configuration dipôle-dipôle sont utilisées pour chaque mesure et chaque panneau comporte 328 mesures. Plusieurs panneaux peuvent être associés avec un recouvrement le long d'un profil. L'intérêt du panneau électrique est de permettre une acquisition rapide de données sur plusieurs profondeurs en faisant varier l'écartement des dipôles. Les panneaux électriques sont bien adaptés à la reconnaissance de structures 2D perpendiculaires au profil de mesures.

TRAITEMENT DES DONNÉES

L'inversion des sondages électriques est effectuée à l'aide du logiciel interactif PPSELV développé au C.R.G de Garchy par J.Tabbagh. Une première inversion permettant

d'obtenir des résistivités vraies et des épaisseurs est réalisée à partir de l'étude géophysique de la courbe expérimentale $\rho_a = f(AB/2)$. L'intégration de données externes (épaisseur des terrains, courbes gamma- ray) fournies lors des forages des piézomètres, permet d'améliorer notre ajustement lors d'une seconde inversion.

La modélisation des pseudosections et l'inversion des données du panneau électrique final sont réalisées à l'aide du logiciel RES2DINV de M.H. Loke.

RÉSULTATS

La coupe géo-électrique (fig. 2) rassemble l'ensemble de l'information issue de l'inversion de sept sondages électriques Schlumberger numérotés de S_1 à S_7 . Les cinq premiers ont été réalisés dans le sens du panneau électrique. Les sondages S_6 et S_7 réalisés en croix au même endroit et orientés à 45° par rapport au panneau présentent des résultats similaires, ce qui assure d'une certaine isotropie du sous-sol. Les sondages électriques permettent de subdiviser verticalement le sous-sol en trois domaines :

- un premier domaine superficiel caractérisé par des résistivités inférieures à $200 \Omega.m$. Il correspond à la couverture pédologique et à la partie supérieure altérée du calcaire de Beauce ;
- alors que le niveau piézométrique de la première nappe se situe vers 20 m de profondeur, un second domaine résistant ($300 \Omega.m$ à $1700 \Omega.m$) s'observe sur une épaisseur de 25 à 28 m. Il se caractérise par une forte variabilité latérale et verticale de la résistivité électrique avec localement des strates plus conductrices et des pôles extrêmement résistants. Il s'agit du Calcaire de Pithiviers, formation lacustre connue par sa variabilité latérale de faciès.
- vers 30-35m de profondeur, le troisième domaine s'individualise par des résistivités électriques inférieures à $150 \Omega.m$, dues à l'influence de la Molasse du Gâtinais recouvrant les calcaires d'Etampes : aquifère de la seconde nappe.

Le panneau électrique (fig. 3) nous a permis d'obtenir une plus grande densité d'informations en quasi-continu, sur une épaisseur de terrain d'environ 30m. Son analyse en fonction de la profondeur indique deux domaines de structure différente et contrastée.

1. Profondeur de 0 à 10 m

Les formations, présentes jusqu'à une profondeur de 8 m à 10 m, se caractérisent par une structure subhorizontale. La résistivité vraie de ces matériaux, faible en surface ($<100 \Omega.m$), croît avec la profondeur. Il s'agit de la couverture pédologique au sens large regroupant les sols argilo-limoneux et le niveau d'altération du calcaire de Beauce.

2. Profondeur de 10 à 30 m

Pour ces profondeurs, la structure géologique du milieu s'individualise latéralement par la présence de quatre noyaux de résistivité électrique supérieure à $400 \Omega.m$.

Le noyau principal est situé au Nord entre les abscisses 700 m et 900 m. Il présente de très hautes résistivités avec des valeurs supérieures à $1300 \Omega.m$ entre 730 m et 780 m. Les trois autres noyaux résistants s'observent respectivement entre 930 m et 1005 m pour le second ; 1015 m et 1070 m pour le troisième, 1125 m et 1150 m pour le dernier.

La taille et la résistivité électrique de ces quatre noyaux diminuent latéralement du Nord vers le Sud. Les domaines résistants sont séparés par des zones de plus faible résistivité qui apparaissent également sur les pseudosections de résistivité apparente. Pour les distances supérieures à 900 m la résistivité électrique a tendance à diminuer aux plus grandes profondeurs atteintes. Cependant les domaines plus conducteurs ($\rho < 290 \Omega\text{m}$) - observés pour les distances de 920 m, 1 100 m et 1 170 m et situés sous les noyaux résistants - correspondent approximativement aux domaines de non-recouvrement des panneaux électriques élémentaires. La réalité de ces anomalies conductrices n'a pu être confirmée ou infirmée. Il peut éventuellement s'agir d'artefacts liés au protocole expérimental.

Ce panneau électrique présente des variations de résistivité en accord avec les observations ponctuelles réalisées sur les sondages électriques. Il met bien en évidence des variations latérales de faciès caractéristiques des calcaires de Beauce. Il est probable que les différents noyaux électriquement résistants correspondent à des noyaux de calcaire dur, pauvres en argile. La diminution de la résistivité entre ces noyaux de calcaire dur peut aller de pair avec un enrichissement en argile synonyme d'une variation latérale de faciès.

Pour les distances supérieures à 900 m, la diminution de la résistivité électrique en profondeur peut également être associée soit à une augmentation de teneur en argile liée à la présence des molasses du Gâtinais, soit à l'influence de la première nappe au sein des calcaires de Pithiviers. Rappelons que la résistivité électrique de l'eau de la nappe est voisine de $20 \Omega\cdot\text{m}$. L'influence de l'eau de la nappe sur la résistivité de l'aquifère, n'est pas négligeable si le volume poral occupé par l'eau est suffisant. Sa présence peut alors expliquer la diminution de la résistivité en profondeur.

L'hétérogénéité des résistivités électriques reflète l'hétérogénéité de la structure géologique qui elle-même a une influence sur la circulation hydrique. Les passages plus argileux, électriquement plus conducteurs, présentent une perméabilité hydraulique plus faible.

CONCLUSION

Le niveau piézométrique de la première nappe de Beauce ne peut pas être déterminé avec plus de précision que celle obtenue avec les piézomètres. La première nappe des Calcaires de Pithiviers ne présente pas de signature électrique identifiable sur les sondages Schlumberger. Seule la seconde située au sein des Calcaires d'Etampes est mise en évidence par les sondages électriques. A l'inverse, le panneau électrique présente un niveau conducteur, pouvant correspondre à la première nappe, à la base des Calcaires de Pithiviers. La détection de ces nappes, révélée par un niveau conducteur en profondeur, peut avoir deux origines. La première, directe, est la forte conductivité électrique des eaux. La seconde plus indirecte peut être liée à la présence de la Molasse du Gâtinais : niveau semi-perméable, conducteur car riche en argile, séparant les deux niveaux aquifères des calcaires de Beauce.

Les résultats de la prospection géophysique nous ont également montré l'intérêt de la méthode multi-électrodes quant à la délimitation de la couverture pédologique avec les calcaires du substratum géologique. L'hétérogénéité des résistivités électriques reflète l'hétérogénéité de la structure géologique caractéristique pour ses variations latérales de faciès.

BIBLIOGRAPHIE

Duval O., Isambert M. (1992) - Etude pédologique du secteur de Villamblain (Beauce). Rapport interne, SESCOF, INRA, Orléans.

Gigot Cl. (1973) - Carte géologique de la France à 1/50 000 : feuille de Patay et notice explicative, 18p. BRGM-SGF Orléans.

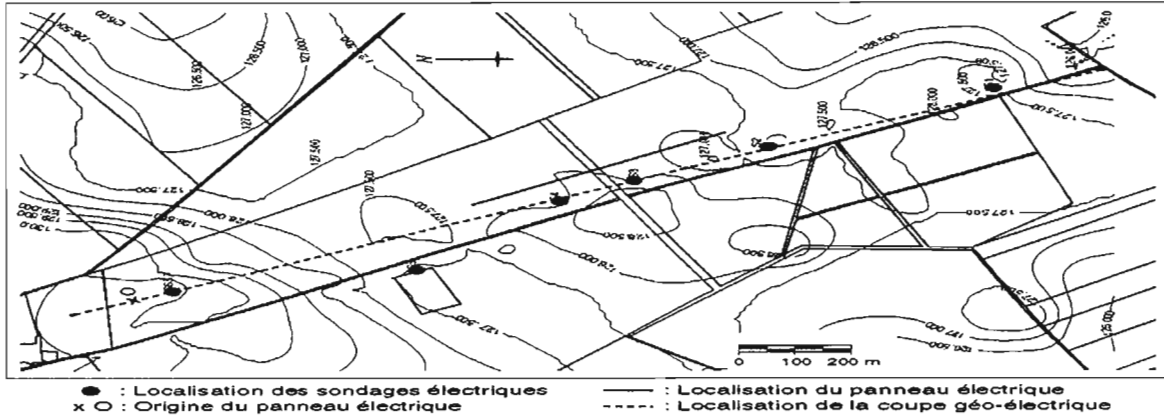


Fig. 1 - Plan de localisation.

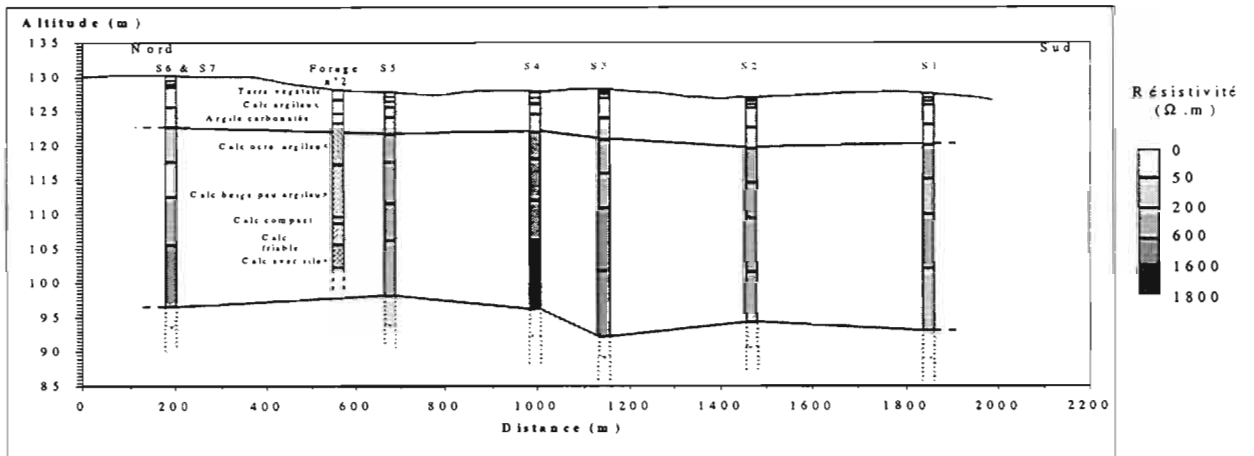


Fig. 2 - Coupe géo-électrique.

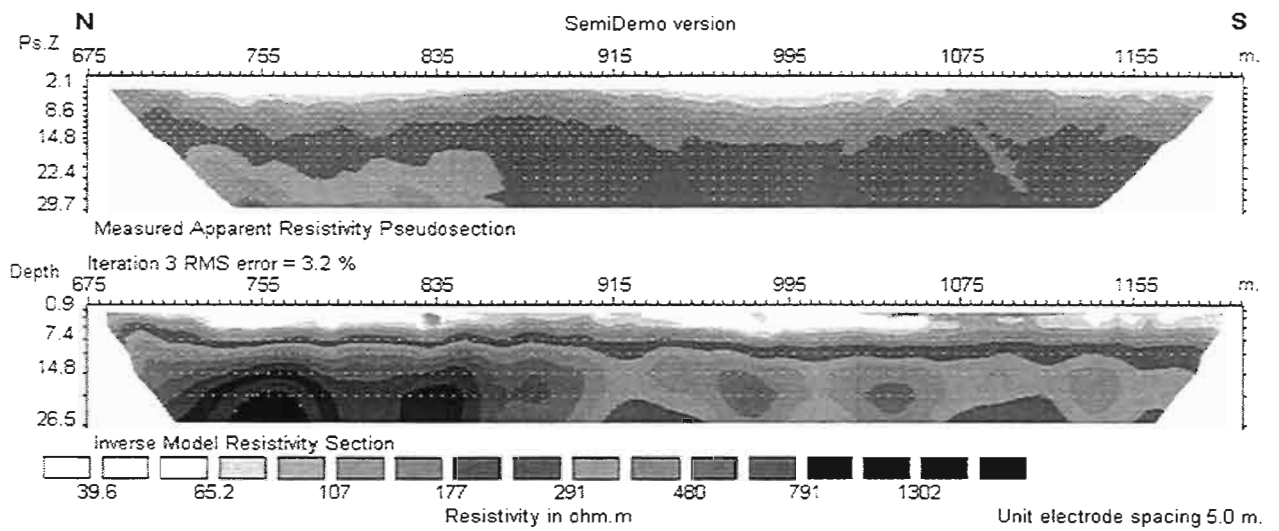


Fig. 3 - Représentation 2D du panneau électrique.

Un avion sans pilote pour la cartographie aéromagnétique

Marc Munsch¹, Daniel Boulanger¹, Christophe Corizzi²

¹Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe
(ULP-CNR UMR 7516), 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.

²CAC SYSTEMES, Aérodrome de Breuil, 41330 La-Chapelle-Vendomoise, France.

ABSTRACT

Recent technological advances in aeromagnetic data acquisition (magnetometers and GPS) have improved the noise envelope of data collected. High resolution surveys are today flown at 100-500 m heights. However, the accuracy of aeromagnetic measurements is limited by the flight height to about 100 m for safety and regulation reasons and by the magnetic noise produced by the aircraft. Unmanned air vehicles may flight at lower altitude, have a lower cost, and can be designed to have no effect on the magnetic measurements. CAC SYSTEMES a private company specialized in unmanned air vehicles production and Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, a university of Strasbourg and CNRS earth institute have started a common research development, corresponding to the development of a small size unmanned air vehicle (about 20 kg take off weight and 3 m wing span) for precise magnetic measurements : first tests show that it is possible to measure the intensity of the earth magnetic field with an accuracy better than 1 nT.

Depuis une dizaine d'années, la mesure magnétique aéroportée a fait d'importants progrès grâce à deux avancées technologiques majeures. D'une part les magnétomètres scalaires ont une sensibilité de plus en plus grande atteignant aujourd'hui le centième de nanoteslas ; d'autre part l'utilisation du système de navigation GPS permet de positionner l'avion à mieux que cinq mètres près par rapport à une station de référence. Les levés aéromagnétiques deviennent ainsi de plus en plus précis et la notion de haute résolution a été définie pour des altitudes de vol de l'ordre de 100 à 500 m. Plusieurs régions d'importance ont été cartographiées, par exemple en France dans le cadre du programme Géofrance3D ou aux Etats-Unis dans la région d'Albuquerque. Les données acquises ont permis de changer notre perception de l'utilité de la cartographie magnétique. Avant, on considérait que ces données permettaient uniquement de préciser

la géométrie et les caractéristiques magnétiques du socle. Aujourd'hui on se rend compte qu'avec une telle précision il est possible d'interpréter les informations magnétiques contenues dans la couverture sédimentaire. Dans la région d'Albuquerque au Nouveau Mexique, des levés aéromagnétiques ont été réalisés en 1996 avec une altitude de vol et un espacement des profils de 100 m. Les cartes d'anomalie magnétique permettent de mettre en évidence des failles en domaine sédimentaire, des terrasses alluviales et des variations lithologiques. La corrélation avec les données géologiques de surface et les forages est généralement très bonne.

Il est probable qu'il ne sera pas possible d'aller plus loin dans le gain en précision pour de tels levés. D'une part, il est difficile d'imaginer des altitudes de vol plus basses pour des raisons évidentes de sécurité. D'autre part l'aimantation de l'avion n'est pas négligeable et perturbe donc les mesures. Différentes méthodes d'élimination du champ magnétique de l'avion ont été proposées faisant appel à des mesures avec des magnétomètres vectoriels et la modélisation du champ parasite. Cependant la précision requise est telle qu'il est difficile voire impossible de caractériser le champ parasite à mieux que le nanoteslas près. Enfin la mise en œuvre d'une campagne d'aéromagnétisme est une opération lourde et coûteuse.

L'utilisation d'avions sans pilote commence à se répandre dans les domaines civils et militaires. Les aéronefs utilisés ont des tailles très variables allant de la dizaine de centimètres à plus de 30 m d'envergure. Les avions sans pilote ayant une envergure de 2 à 5 m peuvent embarquer plusieurs kilogrammes de charge utile et voler plusieurs heures. L'exemple le plus spectaculaire est celui de l'Aérosonde ayant une envergure de 3 m et un poids à vide de 15 kg. Cet appareil a traversé l'océan Atlantique le 20 août 1998 en 26 heures.

CAC SYSTEMES est depuis 1987, leader sur le marché international des systèmes de cibles et drones à faible coût, notamment avec sa gamme d'engins de la famille FOX T. Société Anonyme au capital de 14,2 Millions de Francs cotée au Nouveau Marché de la Bourse de Paris, CAC SYSTEMES est installée depuis 1994 près de Blois (41), dans une usine de 6 000 m² spécialement conçue pour les études et la fabrication de ses matériels. CAC SYSTEMES consacre une grande partie de son chiffre d'affaires à des programmes de R&D en maîtrisant les disciplines directement liées aux développements de nouveaux produits : études aéronautiques, avioniques, optroniques, composites, études de systèmes d'acquisition de données et de télécommunications, intégrations de charges utiles et de systèmes sol complexes. Ses produits sont destinés à de multiples applications civiles et militaires et notamment dans l'état actuel à l'entraînement aux tirs d'artillerie et de missiles, la surveillance et la reconnaissance, la guerre électronique, la météorologie, l'analyse nucléaire biologique chimique. La gamme des produits CAC SYSTEMES, est étendue allant du Mini Fox ayant une masse de 20 kg, une autonomie de 30 mn et une capacité d'emport de 3 kg au Fox AT2 ayant une masse de 120 kg, une autonomie de 4 h et une capacité d'emport de 25 kg.

L'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), composante de l'Université Louis Pasteur (Strasbourg I) a des activités d'enseignement et de recherche dans le domaine des sciences de la terre et assure des tâches d'observatoire définies au niveau national et international. En géophysique, une unité mixte de recherche, l'UMR CNRS-ULP 7516, l'« Institut de Physique du Globe de Strasbourg » s'intéresse à la dynamique interne de la planète Terre à partir d'une approche multidisciplinaire impliquant des compétences multiples en sciences de la terre qui vont de l'observation sur le terrain au travail en laboratoire, des outils instrumentaux ad hoc ainsi que des méthodes géophysiques adaptées. Depuis 1995, une étude de faisabilité concernant des mesures aéromagnétiques effectuées à partir d'un avion sans pilote a été entreprise. En effet les

mesures magnétiques effectuées depuis des navires de haute mer ou bien depuis des aéronefs habités ont un coût important et sont lourdes à mettre en œuvre. De plus, les drones, malgré leur essor important, ne mettent pas en œuvre de mesures aéromagnétiques. La construction d'un prototype a débuté en 1997 et une cinquantaine de vols ont été effectués en 1997/1998. Le mobile volant actuellement est composé des éléments suivants : un avion d'aéromodélisme volant à 120 km/h durant 4 heures avec un poids embarqué de 6 kg ; un capteur magnétique trois composantes fluxgate permettant la mesure de l'attitude de l'avion et de l'intensité du champ magnétique ; un capteur GPS fonctionnant en mode différentiel ; un ordinateur de type PC assurant la gestion des données en entrée/sortie, calculant les corrections d'attitude et dirigeant l'avion ; un radio-modem permettant la transmission d'informations entre l'avion et le sol.

CAC SYSTEMES et l'EOST ont décidé de proposer un développement exploratoire relatif aux études et expérimentations en vol d'un nouveau mini-système de drones baptisé « STORM » (Système Télé Opéré de Reconnaissance Magnétique), dédié aux mesures du champ magnétique terrestre. Les spécifications principales visées du futur avion sans pilote équipé sont les suivantes : envergure environ 3 m, masse maximale au décollage 20 kg, capacité charge utile 5 kg, gamme de vitesses 15 à 30 m/s, altitude standard 50 à 200 m, autonomie environ 2 h, portée minimale 10 km.

La mesure des trois composantes du champ magnétique terrestre est assurée par un capteur magnétique tri-axial de type fluxgate et un numérisateur. Ce type de mesure permet à la fois de déterminer partiellement l'attitude de l'avion et de calculer l'intensité du champ magnétique terrestre. Les tests effectués sur pilier de mesure montrent une précision de l'ordre du nanoteslas. Cependant la mise en œuvre dans un avion sans pilote a nécessité plusieurs mises au point et développements électroniques et algorithmiques :

- la carte de numérisation du constructeur n'a pas donné satisfaction. Elle ne dispose que d'un seul convertisseur et le temps entre la numérisation de chaque composante est d'environ 0,1 s. En vol, étant donné le mouvement du capteur, cela provoque un bruit sur la reconstitution du champ pouvant atteindre 1000 nT. Nous avons adapté un numérisateur développé par le service d'électronique de l'EOST pour le compte des observatoires magnétiques. Ce numérisateur est formé par trois convertisseurs 20 bits qui agissent de façon synchrone. Le bruit de la numérisation est ainsi inférieur à 1 nT ;
- les erreurs d'offset, de calibration et d'orthogonalité du capteur et du numérisateur doivent être connues de façon très précises. Une procédure de détermination et un algorithme d'inversion au sens des moindres carrés ont été mis au point. Ils permettent de reconstituer en vol l'intensité du champ magnétique terrestre avec une précision de l'ordre du nanoteslas ;
- enfin ce type de capteur est assez sensible aux variations de température. L'installation d'une sonde de température à proximité du capteur permet de corriger cette erreur par interpolation linéaire.

Vu la taille réduite de l'avion sans pilote et la petite quantité des masses magnétiques, il est assez facile de concevoir l'avion de manière à placer le capteur magnétique en un lieu où l'effet de ces masses magnétiques est très faible, inférieur à quelques nanoteslas. La correction de l'effet magnétique de l'avion est ainsi, soit inutile, soit facile à mettre en œuvre.

De nombreuses mesures magnétiques ont déjà été réalisées. Les cartes magnétiques réalisées à différentes altitudes (50 à 400 m) montrent la faisabilité de la méthode. Des levés réalisés dans le fossé Rhénan mettent en évidence des anomalies magnétiques de faible amplitude (environ 5 nT) qui pourraient être interprétées par un changement de la

lithologie du sous-sol et vraisemblablement par des limites de terrasses alluviales (fig. 1).

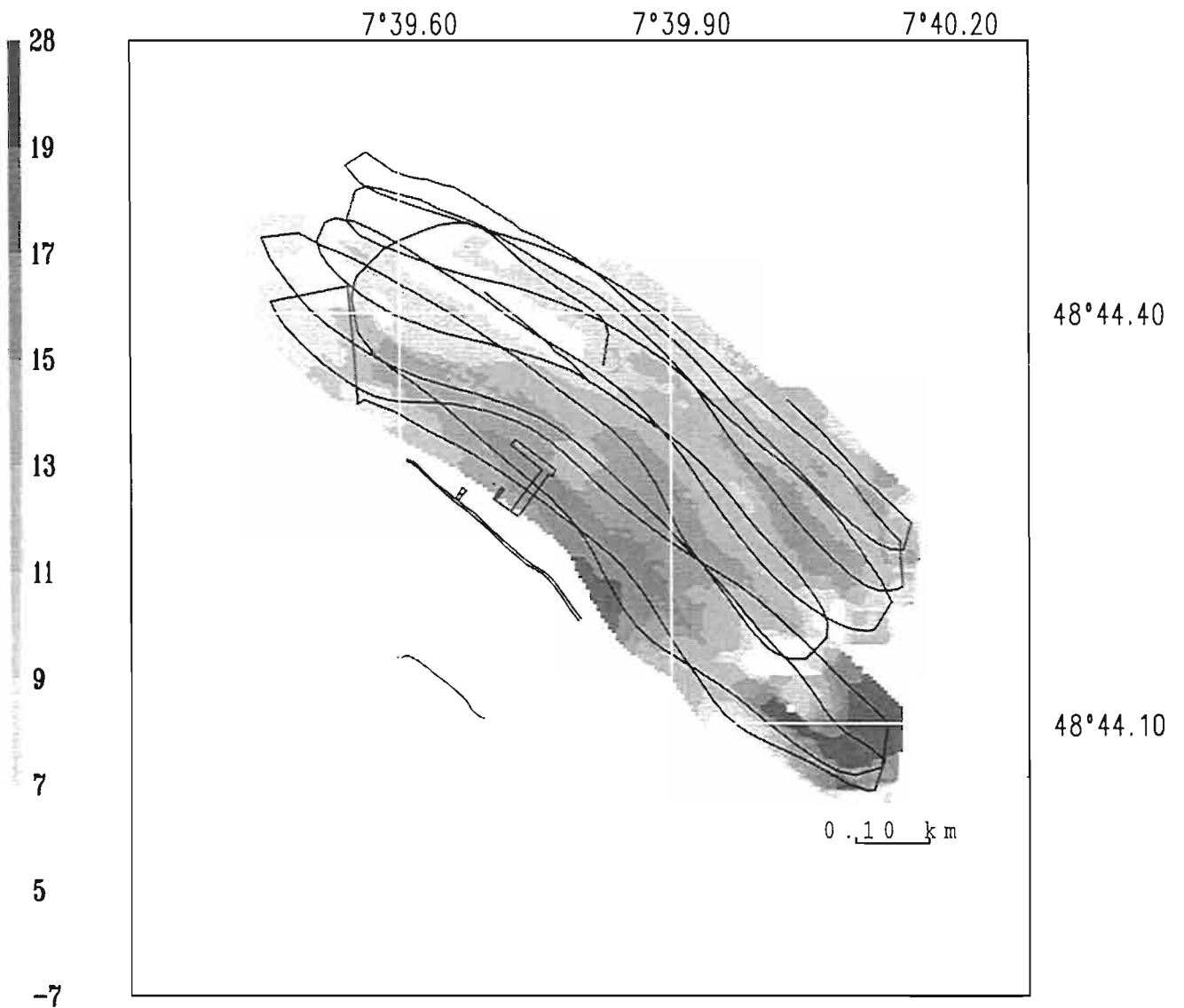


Fig. 1 - Carte d'anomalie magnétique levée à une altitude de 150 m au-dessus du sol. L'échelle des gris est donnée en nanoteslas. La route de l'avion, les pistes de décollage et la route d'accès à la zone sont données en noir. Le changement d'intensité de l'anomalie magnétique à 48°44,25'N pourrait s'interpréter par une variation de la lithologie du sous-sol.

Inversion électrique 3D : applications aux problématiques des formations superficielles

Cédric Panissod¹, Michel Dabas¹, Alain Tabbagh^{1,2}

¹Dép. de Géophysique Appliquée, UMR 7619, UPMC, 4 place Jussieu,
75005 Paris, France.

²Centre de Recherches Géophysiques, UMR 7619, CNRS, 58150 Garchy, France.

ABSTRACT

The d.c. electrical method constitutes a very practical, adjustable and cheap method to obtain 3D data in subsurface surveying. This paper presents the results of 3D inversion of real electrical data, using the moment method for forward modelling and the Levenberg Marquardt inversion scheme. It first presents and justifies approximations developed in inversion code. Two case histories are presented then. They correspond to the soil covers in temperate and semi-arid pedological contexts.

INTRODUCTION

La prospection électrique constitue aujourd'hui une méthode efficace et peu coûteuse d'acquisition de données 3D sur des terrains de natures très variées. Les nombreux développements de systèmes de type « panneaux » (ABEM, OYO...), ou multipôles (Soerensen, 1996, Panissod *et al.*, 1997) optimisant l'acquisition de ces données pour des applications à la connaissance de la structure de la subsurface ont conduit à la mise au point d'algorithmes d'interprétation automatique. Nous présentons ici les caractéristiques du code développé ainsi que les premiers résultats d'inversion 3D. L'objectif était de préciser les limites des différentes unités pédologiques étudiées dans le cas d'une couverture de sol sur des formations deltaïques (banlieue d'Orléans) et sur des sols arides indurés (Tchad).

PRÉSENTATION DE L'ALGORITHME

L'élaboration d'un algorithme d'inversion est conditionnée par les choix des méthodes et des approximations employées pour résoudre le problème direct et le problème inverse. Les méthodes des différences finies et des éléments finis sont les plus fréquemment utilisées pour la résolution du problème électrique direct en 2D et en 3D. L'algorithme

utilisé ici est basé sur la méthode des moments (Dabas *et al.*, 1994), dont le principe consiste à remplacer les corps à l'origine des anomalies par une distribution équivalente de sources de courant à l'intérieur de leur volume. Le problème inverse est résolu avec la procédure de Levenberg-Marquardt qui consiste à minimiser simultanément la « distance » entre les données mesurées et calculées et la norme du vecteur contenant les paramètres du modèle.

APPROXIMATIONS

La principale difficulté de l'inversion électrique 3D réside dans le temps de calcul. En effet, elle nécessite un nombre important d'appels au problème direct pour le calcul du Jacobien, qui exprime la sensibilité des mesures aux variations de la résistivité d'une cellule du maillage du terrain. Pour accélérer cette étape de l'inversion, on a appliqué l'approximation de Born, qui consiste à négliger le couplage entre les cellules, sans pratiquement affecter le résultat de l'inversion. La figure 1 illustre ce résultat pour l'inversion de données synthétiques calculées pour un cube dont on fait varier le contraste avec le milieu environnant. On se limite donc à une seule résolution complète du problème direct à chaque itération ; celle correspondant au calcul des mesures après modification des résistivités des cellules.

APPLICATIONS

L'algorithme proposé a été appliqué à l'inversion de données électriques acquises pour l'étude de la couverture de sol dans des contextes pédo-climatiques très différents. Le premier cas (Dabas *et al.* 1995) correspond à des données acquises au moyen d'un système multipôle (MUCEP) sur une parcelle expérimentale située à Fleury-les-Aubrais (Loiret). Ce système comporte trois voies de mesure pour une profondeur d'investigation entre 50 cm et 2 m. La prospection (fig. 2a) a mis en évidence la présence de deux pôles correspondant à des formations sédimentaires deltaïques du Burdigalien : sables (résistants) et argiles (conductrices) de Sologne (fig. 2b). L'interprétation par inversion a été menée sur une structure Nord-Sud devant jouer un rôle dans les écoulements. L'inversion (3 itérations) a permis de préciser les contours de cette structure ainsi que son extension en profondeur (fig. 2c). Sa résistivité « vraie » est supérieure à 1 000 Ω .m. Le second cas correspond à des données acquises au moyen de quadripôles Wenner manuels ($a = 2$ m, 4 m et 8 m) en 1993 à Lagadgé (Tchad) (Lamotte *et al.*, 1994). La prospection a permis de cartographier l'extension latérale et verticale d'un horizon sableux peu cohérent (résistant), en général associé aux zones herbacées et arborées, contrastant avec un horizon sableux très cohérent (conducteur). L'inversion a été conduite afin de préciser l'enracinement de la structure résistante.

CONCLUSIONS

L'acquisition et l'interprétation de données électriques 3D est aujourd'hui rendue possible tant par les systèmes de numérisation et de stockage que par les progrès des codes numériques d'interprétation. Leur recours demeure néanmoins peu envisageable de façon systématique ou sur de grandes étendues (mise en œuvre lourde et longue). Elles doivent s'inscrire dans une stratégie de reconnaissance et venir compléter les

approches 2D et 1D plus couramment pratiquées, en les « corrigeant » des effets 3D qui les affectent et qu'il est souvent difficile d'estimer qualitativement.

BIBLIOGRAPHIE

Dabas M., Tabbagh A., Tabbagh J. (1994) - 3-D inversion in subsurface electrical surveying - I. Theory, *Geophysical Journal International*, 119, 975-990.

Dabas M., Duval O., Bruand A., Verbèque B. (1995) - Cartographie électrique en continu: apport à la connaissance d'une couverture de sol développée sur matériaux deltaïques. *Etude et Gestion des Sols*, 2-4, 257-268.

Lamotte M., Bruand A., Dabas M., Donfack P., Gabalda G., Hesse A., Humbel F.X., Robain H. (1994) - Distribution d'un horizon à forte cohésion au sein d'une couverture de sol aride du Nord-Cameroun: apport d'une prospection électrique, *Geosciences, C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, 961-968.

Panissod C., Dabas M., Jolivet A., Tabbagh A. (1997) - A novel mobile multipole system (MU.C.E.P.) for shallow (0-3 m) geoelectrical investigation : the 'Vol-de-canard' array, *Geophysical Prospecting*, 45-6, 983-1002.

Soerensen K. (1996) - Pulled array continuous electrical profiling, *First Break*, 14, 85-90.

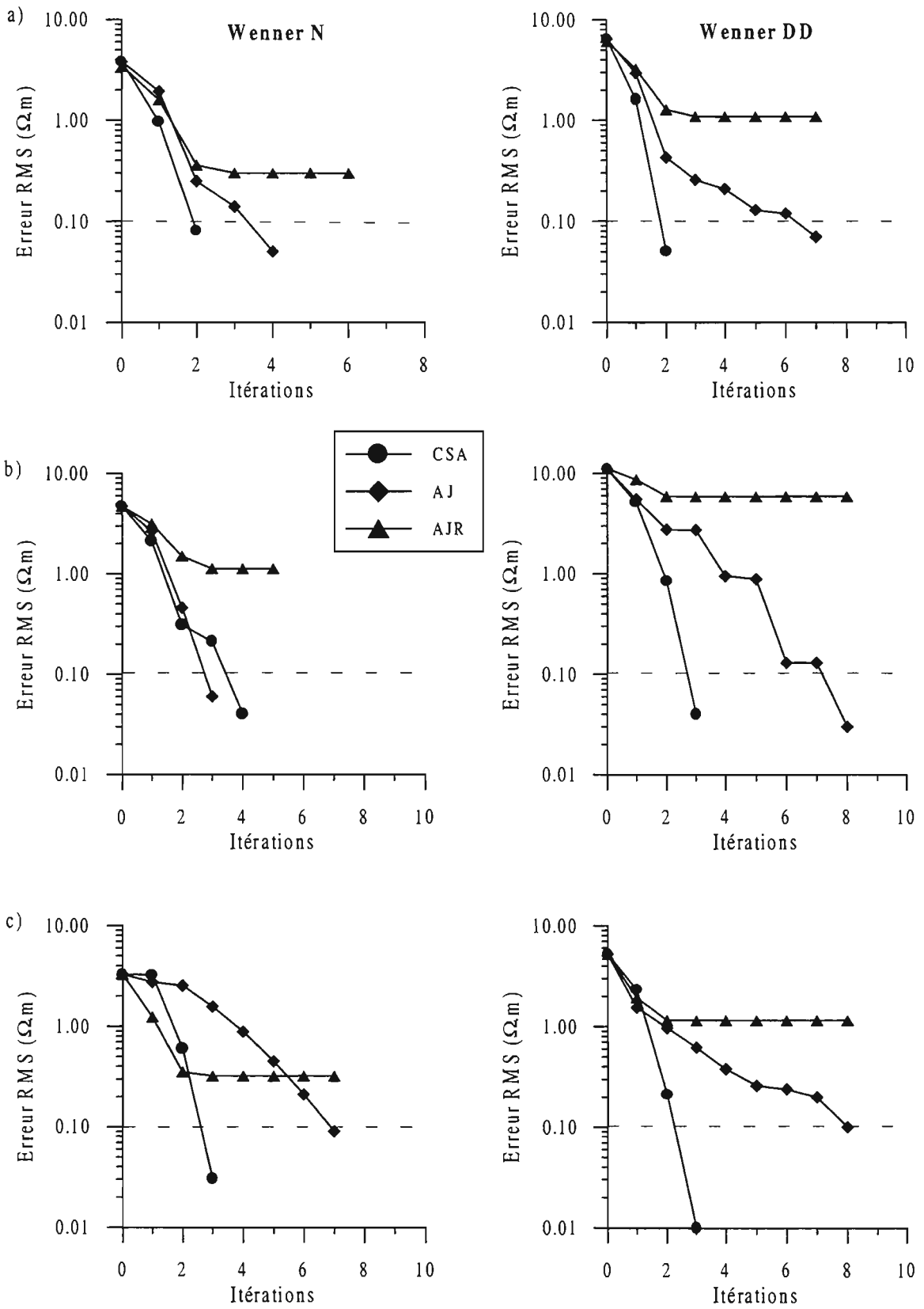


Fig. 1 - Comparaison entre la convergence obtenue avec un algorithme sans approximation (CSA), avec approximation du calcul du Jacobien (AJ) et approximation du calcul des résistivités apparentes (AJR).
 a) Contraste résistant (x2) b) Contraste résistant (x4) c) Contraste conducteur (/2).

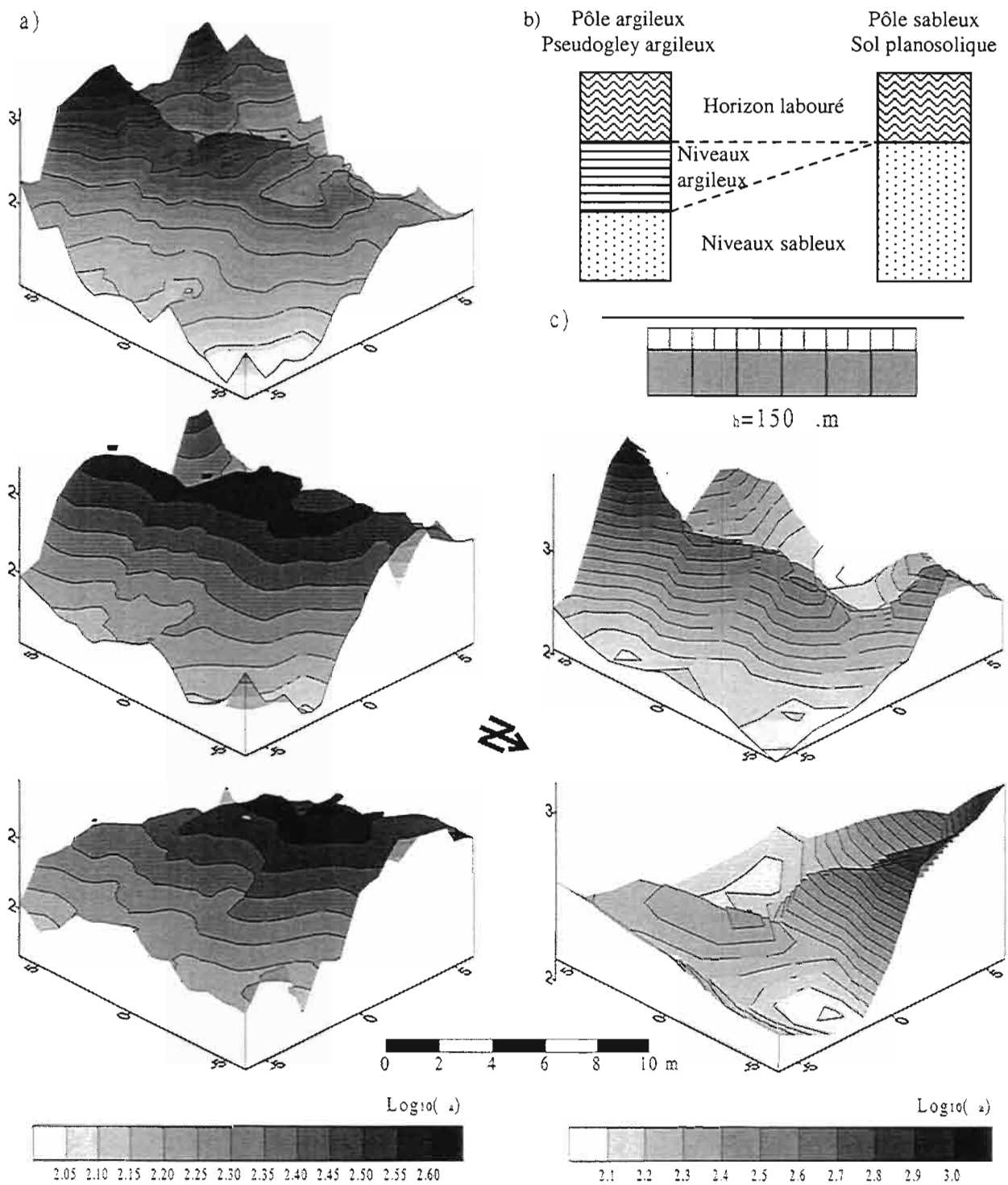


Fig. 2 - Interprétation de données électriques acquises sur une parcelle expérimentale.
 a) Prospection électrique MUCEP à trois profondeurs ($a = 0,5 \text{ m}$, $a = 1 \text{ m}$ et $a = 2 \text{ m}$).
 b) Schéma d'interprétation des variations de la résistivité apparente.
 c) Inversion 3D des données pour chacune des deux couches du maillage.

Application de la méthode électrique multi-électrode à l'étude des relations entre organisations surfaciques et internes des sols sahéliens (Burkina Faso)

Henri/Robain¹, Christian Camerlynck², Roger Guérin², Olivier/Ribolzi³

¹IRD, 32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

²UMR 7619 Sysiphe, Département de Géophysique Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.

³IRD, 01 BP 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso.

INTRODUCTION

La zone sahélienne se caractérise actuellement par une forte dégradation des sols et de la végétation sous l'effet de l'érosion hydrique et éolienne. La qualification et la quantification de ces processus de surface sont bien connues. En revanche, peu de travaux ont tenté de les relier à l'organisation interne des sols. Par ailleurs, il a été établi qu'en zone sahélienne, la plus grande partie des pluies est évacuée par le ruissellement. La faible partie des pluies qui s'infiltré et alimente les aquifères sub-superficiels, temporaires ou pérennes, reste cependant méconnue. C'est pour aborder ces deux questions que cette étude géophysique a été entreprise en complément d'études hydrologique et pédologique.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Nous avons conduit cette étude au nord du Burkina Faso, sur le site expérimental INERA (Institut de l'Environnement et de Recherches Agricoles) de Katchari, situé à 13 km à l'ouest de la ville de Dori. Le climat, sec et chaud, est de type sahélien. Les pluies sont très violentes. Elles se produisent essentiellement de juillet à septembre et atteignent 485 mm en moyenne annuelle.

La zone étudiée est un long versant, de type glacis d'érosion. Sa pente est généralement inférieure à 1 %. La végétation est faible. Elle se limite à de rares arbustes épineux dispersés et à des zones herbacées discontinues qui disparaissent rapidement après la saison des pluies.

Les sols, de type ferrugineux tropicaux, présentent deux organisations de surface principales : des organisations dégradées par le ruissellement (encroûtements d'érosion argileux à surface glacée, pellicules de décantation argileuses à surface fissurée ou dépôts d'alluvions sablo-gravillonnaires à structure alvéolaire) et des organisations où les

dépôts éoliens sont en compétition avec le ruissellement (microbuttes sableuses à structure finement litée). Ces dernières ont une épaisseur comprise entre 10 et 50 cm et s'étendent sur des surfaces comprises entre une dizaine et quelques centaines de m². Elles sont le support exclusif de la végétation herbacée.

Pour caractériser l'organisation interne des sols et ses relations avec les états de surface, nous avons utilisé un équipement de prospection électrique multi-électrode. Cet équipement est composé d'un résistivimètre (Syscal R2) et d'un dispositif de connexion automatique de 64 électrodes (système Multinode). Le principal problème a été d'assurer un contact correct entre les électrodes et le sol extrêmement sec en fin de saison sèche. Pour le résoudre, nous avons pioché le point d'implantation de chaque électrode, puis nous avons saturé ce petit volume ameubli avec de l'eau salée. Cette méthode a permis d'obtenir des résistances de contact largement inférieures à 5 k Ω . En outre, nous avons vérifié que, même pour les matériaux sableux, le bulbe d'humectation ne s'étendait pratiquement pas au-delà du volume ameubli.

Nous avons réalisé, au long d'un transect principal, orienté NE-SW, deux assemblages de pseudo-sections pôle-pôle. L'un (PP1m) s'étend sur 319 m avec un espacement inter-électrode de 1 m et l'autre (PP2m) sur 574 m avec un espacement inter-électrode de 2 m. Les distances "AM" sont comprises, respectivement pour PP1m et PP2m, entre 1 et 23 m avec un pas de 1 m et entre 2 et 46 m avec un pas de 2 m.

Nous avons aussi réalisé une prospection pôle-pôle tridimensionnelle sur une zone de 44 m de coté. Elle correspond à l'assemblage de quatre carrés de 28 m de coté où les 64 électrodes ont été implantées selon une maille régulière de 4 m x 4 m. Nous avons utilisé une séquence d'acquisition dite « cross diagonal » qui consiste à établir toutes les pseudo-sections possibles dans quatre directions (horizontale, verticale, diagonale montante et diagonale descendante).

RÉSULTATS

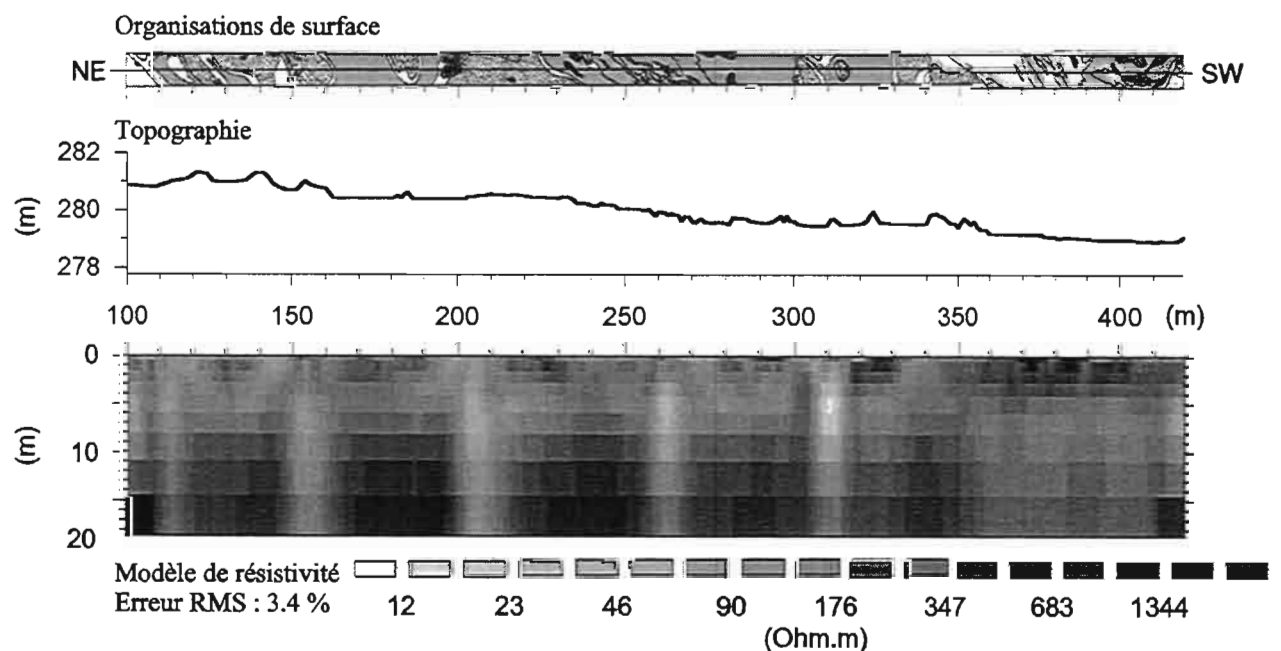


Fig. 1 - Interprétation de l'assemblage pôle-pôle à écartement inter-électrode de 1 m.

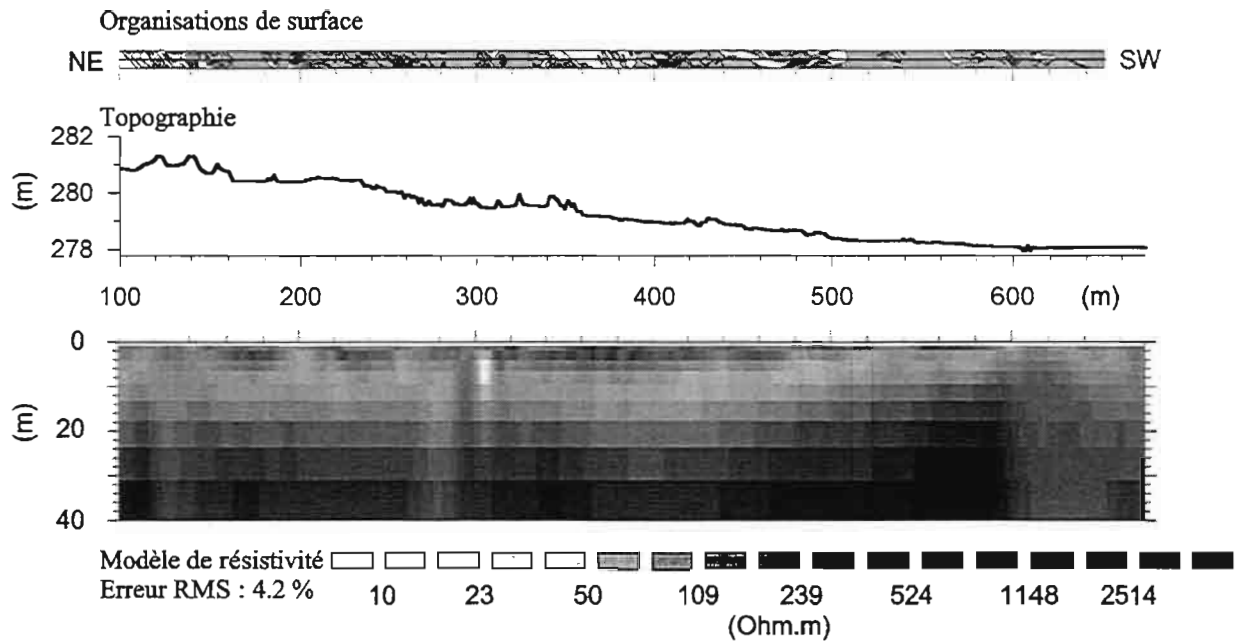


Fig. 2 - Interprétation de l'assemblage pôle-pôle à écartement inter-électrode de 2 m.

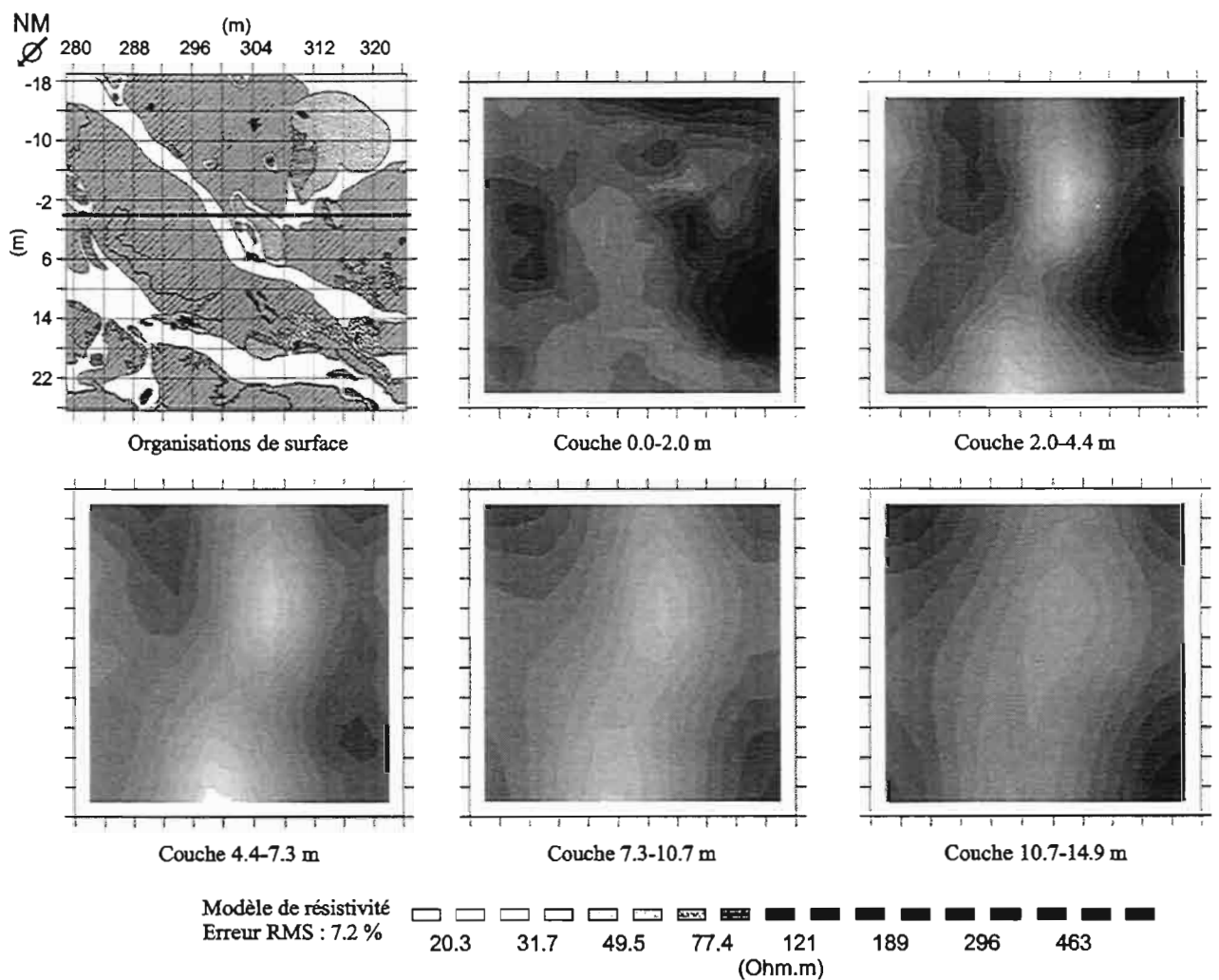


Fig. 3 - Interprétation de la prospection pôle-pôle 3D.

Les figures 1 et 2 présentent, respectivement pour les assemblages PP1m et PP2m, la coupe de résistivité obtenue après inversion de la pseudo-section ainsi que la topographie et les organisations de surface. Les microbuttes sableuses sont reportées en pointillé, les zones d'encroûtement argileux en gris et les zones d'alluvions sableuses en blanc (en périphérie des microbuttes ou au long des axes de drainage). La coupe PP1m révèle cinq anomalies conductrices verticales dont l'intensité augmente d'amont en aval. Ces anomalies ont une profondeur d'ordre décimétrique. Elles coïncident avec des organisations de surface particulières : soit une ravine (1^{ère} et 4^{ème}) soit une microbutte sableuse (2^{ème}, 3^{ème} et 5^{ème}). La coupe PP2m révèle une anomalie résistante profonde qui ne coïncide avec aucune organisation de surface.

La figure 3 présente l'extension 3D de la 5^{ème} anomalie conductrice et les organisations de surface. Il apparaît que cette anomalie s'étend dans une direction approximativement perpendiculaire à celle du transect principal en se calant sur l'amont de microbuttes sableuses. On observe aussi une anomalie résistante plus superficielle qui coïncide en surface avec un épandage de graviers quartzeux.

DISCUSSION

L'anomalie résistante révélée par la coupe PP2m correspond au toit de la roche. Il se rapproche progressivement de la surface entre 100 et 580 m, passant de 40 à 20 m, puis s'approfondit très brusquement au-delà. Cette structure qui correspond vraisemblablement à une faille, n'influence pas la distribution des organisations de surface. En revanche, les anomalies conductrices révélées par la coupe PP1m coïncident fréquemment avec les microbuttes sableuses. Leur extension en profondeur, et notamment leur liaison avec les petites ondulations du toit de la roche, doit cependant être confortée par des observations directes car elle peut être exagérée par la procédure d'inversion. Il reste aussi à préciser l'interprétation de ces structures (argile de nature différente et/ou teneur en eau plus élevée). Le gradient amont-aval plaide toutefois en faveur d'une teneur en eau plus élevée. En effet, l'intensité de l'anomalie augmente avec la surface de l'impluvium. Ces anomalies pourraient donc correspondre à des zones d'infiltration préférentielle et par suite à de petites structures aquifères sub-superficielles relativement pérennes. Le problème sera ensuite d'établir si ce sont les microbuttes sableuses qui les génèrent ou si, au contraire, les microbuttes sableuses se sont préférentiellement accumulées au-dessus de ces structures.

CONCLUSION

Le calage de l'interprétation des mesures géophysiques par des mesures hydrologiques et pédologiques ainsi qu'une prospection sur une surface plus grande, permettront de valider les hypothèses précédentes. Ce travail permettra aussi de mieux comprendre la dynamique d'évolution des microbuttes sableuses « ilots de fertilité » de ce milieu dégradé. Il sera ainsi possible de proposer des actions de conservation et de réhabilitation du milieu plus efficaces.

Apport des données du radar-imageur SIR.C pour la reconnaissance des formations de surface en Tunisie présaharienne

A. Simonin¹, P. Burolet², A. Fournet³, J.-F. Parrot⁴, B. Simon⁵

¹PRODIG UMR 8586 CNRS, 191 Rue Saint Jacques, 75005 Paris, France.

²CIFEG, Chemin des Cabanons Pointus, 04300 Forcalquier, France.

³14 Rue Doyen, 95330 Domont, France.

⁴IRD, 213 Rue Lafayette, 75010 Paris, France.

⁵CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix en Provence, France.

ABSTRACT

The ability of the multi-frequency and multi-polarimetric SIR-C data, in surface and subsurface formations study, has been tested over three test sites selected in Presaharian Tunisia: El Borma, Chott Gharsa, and Chott Fedjej. The data takes cover 100 Km x 30 to 50 Km with C band (5.3 Ghz, 6 cm wavelength) and L band (1.25 Ghz, 24 cm). Over each site, the enhanced images of respective polarizations HH, HV, HV-HH of L and C bands have been analysed, combined in color-composite sets, and compared with available maps, SPOT and LANDSAT data and field investigations. Preliminary results provide informations on interest of SAR multiple frequency and polarimetry in portraying types of surfaces and subsurface units. The detectability of these features hidden many times by eolian sand is dependent on radar frequency.

INTRODUCTION

En Avril 1999 le radar-imageur SIR.C, embarqué sur la Navette Spatiale Endeavour, a saisi des images en bande C (5.3 Ghz, 6cm) et bande L (1.25 Ghz, 24 cm), couvrant 100km x 30 à 50km sur trois sites représentatifs du Sud tunisien : El Borma, Chott Gharsa et Chott Fedjej.

Au cours des traitements effectués sur ces trois secteurs (J.-F. Parrot et B. Simon), chacune des composantes polarimétriques des bandes C et L ont été extraites de la matrice complexe des données brutes, puis ont fait l'objet d'améliorations de façon à éviter un niveau de saturation trop élevé et éliminer une partie du bruit parfois important. En vue de tirer le meilleur parti des apports liés à la fois aux fréquences et aux polarisations (HH, HV, HH-HV), des combinaisons différentes ont été réalisées sous forme de composition colorées pour chacun des sites

Aucune superposition des données optiques et radar n'ayant pu être réalisée, les images respectives des polarisations des bandes L et C, ainsi que leurs combinaisons colorées ont fait l'objet de confrontations avec des images Spot ou Landsat, avec les cartes géologiques, et avec les investigations et levés de terrain conduits sur les trois secteurs.

IMAGE D'EL BORMA

Cette image du site le plus méridional, entre Algérie et Lybie, typique de la Tunisie saharienne, concerne la partie des plateaux monoclinaux du DAHAR (Crétacé supérieur), au contact du Grand Erg Oriental. Leur surface, s'abaissant vers le Sud-Ouest, est incisée par un réseau hydrographique subséquent, dont celui de l'oued Jeneien, et traversée par des couloirs parallèles de matériel éolien en provenance du Grand Erg.

Les principaux résultats de l'évaluation :

Dans le grand Erg Oriental, une distinction immédiate de deux familles dunaires : la première formée de dunes massives et plus anciennes (+ ou - 100 000 ans) à l'intérieur de l'erg, la seconde, sur sa bordure, présentant des édifices moins compacts, plus mobiles, agencés selon une orientation différente, et plus récents, devant correspondre à la dernière période sèche importante vers 22 000 à 20 000 ans (Würm IV). En présence d'ensembles dunaires de grande épaisseur, la pénétration des ondes radar semble inopérante, elles n'en recensent pas moins des aspects morphologiques mettant en évidence des processus de mise en place différents.

Sur les assises hamadiennes, s'étendant largement vers l'Est, on distingue des Ramlas ou couloirs de circulations de sable, orientés WNW-ESE. L'Erg Jeneien prolonge l'une de ces Ramlas, piégé entre une cuesta calcaire maestrichtienne et le cours moyen de l'Oued Jeneien. Cet erg est posé sur une surface de reg.

La bande L apporte une meilleure discrimination des formations de surface dans ce secteur de l'Oued Jenéien, à l'amont de sa percée en chevron dans la cuesta. La polarisation HH-HV met en évidence des regs sur substratum argileux, ainsi que des croûtes conglomératiques gypseuses ou calcaires sur des épandages fluviatiles, affleurant en rive gauche de l'oued. La polarisation HV met mieux en évidence les regs sur calcaire de l'Abiod (Campanien-Maestrichtien) au revers de la cuesta.

La bande C, peu performante au niveau de la reconnaissance des formations énoncées ci-dessus, identifie mieux les champs de barkhanes, confirmant ainsi sa moindre pénétration des formations éoliennes, même de faible épaisseur comme les Ramlas, dont elle figure, par voie de conséquence, les axes de circulation à la surface des hamadas.

L'ensemble des images de chaque polarisation, particulièrement dans la bande 24 cm, ou de leur combinaison colorée (L.HH-HV, L.HH, C HV), permet de préciser les variations du tracé du réseau hydrographique même lorsque ce dernier est masqué par des ramlas.

L'IMAGE DU CHOTT GHARSA

Le Chott GHARSA, la plus occidentale des grandes dépressions hydro-éoliennes endoréiques, salées, du sud tunisien, se situe à l'extrémité ouest des chaînes de Gafsa. L'image montre l'originalité du site : en bordure nord du chott, des affleurements de

Miocène supérieur à évaporites recouverts par l'important cône alluvial à cailloutis pléistocène de l'Oued El Khanga. En rive sud, une structure anticlinale constituée par la formation argilo-gypseuse du Segui supérieur (Messinien probable), séparée de l'anticlinal miocène de Tozeur-Nefta par une zone synclinale sablo-argileuse (Mio-pliocène probable), et masquée par des formations éoliennes où se situent des palmeraies récentes de forme géométrique (réflecteurs en coins).

L'image composite en couleur des bandes L et C permet de distinguer les plages caractéristiques de différentes unités de formations de surface ou de subsurface dans le chott lui-même et sur son pourtour :

- a) voiles éoliens superficiels assez épais, ou sables des épandages de basse terrasse d'oued ;
- b) entre l'anticlinal Nefta-Tozeur et le chott, sables éoliens accumulés en dômes ou nebkas, sur des sols gris subdésertiques ou à encroûtement gypseux ;
- c) sur la voûte mio-pliocène Nefta-Tozeur, formations de sables argileux enrichis en gypse, plus ou moins recouvertes de sols subdésertiques amincis. Cette plage rend compte également d'autres sols subdésertiques minces sur croûte calcaro-gypseuse scellant des épandages sablo-limono-caillouteux en partie amont du grand cône de l'oued El Khanga, et des atterrissements argilo-sableux au débouché de l'oued Melah-Gouifla, dans la bordure orientale du chott ;
- d) sols squelettiques à croûte gypseuse superficielle du glacis 2, équivalent en Tunisie du Sud au Pléistocène supérieur, disposés en auréole autour du chott ;
- e) les formations du chott proprement dit : sols salins de sebkra, argileux à argilo-sableux, avec ou sans croûte saline superficielle. En surface, ce milieu à nappe phréatique peu profonde, lorsqu'il est mouillé se comporte comme un réflecteur spéculaire vis-à-vis du radar, et de ce fait se trouve traduit en Noir. Cependant, leur état de surface est loin d'être homogène: des épandages sableux se rattachent au type a), et des fonds argilo-sableux au type c) en des teintes plus intenses.

Les palmeraies, positionnées obliquement par rapport au capteur, rétrodiffusent la totalité du signal (signature en blanc).

Sur le plan de la géologie de surface, la bande L (HH-HV) se révèle la plus discriminante et offre une meilleure pénétration que C (HH-HV) :

- à l'intérieur même du chott Gharsa, et dans sa partie orientale, mise en évidence: d'une part, de bancs de roche en place parallèles correspondant aux couches sédimentaires de l'enveloppe externe de l'anticlinal du Miocène supérieur (Segui), dont le coeur est évidé et ennoyé par les formations du chott (type e) ; d'autre part, d'épandages sableux provenant de l'oued Melah, dissimulés sous la croûte salée superficielle. Ces éléments apparaissent ici beaucoup plus nettement que sur les documents optiques ;
- au nord du chott Gharsa, le grand cône de déjection de l'Oued El Khanga présente une différence nette entre un secteur aval hétérogène (Miocène supérieur sub-affleurant et dépôts de cailloutis pleistocènes) et une zone amont encroûtée homogène. Le radar révèle entre les deux un contact rectiligne qui devrait correspondre à une discontinuité structurale (hypothèse à vérifier) ;
- au sud du chott, dans la partie synclinale, une partie de la couverture sableuse éolienne n'est pas recensée bien que constituée de ramblas orientées E-W et d'édifices alignés SW-NE, visibles sur les photos aériennes. Par contre, le substratum « interagit » selon sa nature : argiles évaporitiques, avec quelques bancs de gypse (Segui) au nord; sables argileux mio-pliocène au sud.

IMAGE DU CHOTT FEDJEJ-DJEBEL CHEMSI

Ce site traverse le chott Fedjej, large vallée au sein d'un anticlinorium formé de Crétacé inférieur formant le bras oriental du chott El Djerid, depuis Seftimi sur sa rive sud-ouest, en remontant vers Bir Rekeb et le Djebel Achichina au nord.

L'évaluation conduite ne permet de faire état que de premiers résultats provisoires, avec la mise en évidence au moyen de la bande L (HH-HV), des unités suivantes :

- dans la cuvette du Chott, présence de sols salins à croûte saline en son centre, sous lesquels apparaît un large et plat chenal fluvial, qui n'avait été vu ni en surface, ni sur les images optiques ;
- les glacis périphériques de Seftimi et Bir Rekeb carapacés en surface par une croûte gypseuse (glacis 2 ou Pléistocène supérieur) ;
- au nord, entre la chaîne du Cherb et celle de Bou Hedma, les plaines alluviales montrent, sur les images SIR, des anomalies morphologiques qui devront être étudiées.

CONCLUSION

Ces premiers résultats obtenus au moyen des données du radar-imageur SIR.C, sur des sites représentatifs des différents environnements de la Tunisie présaharienne et saharienne, montrent la contribution des enregistrements SAR multibandes et multipolarisations, complémentaire de celle des images optiques, pour la caractérisation et l'inventaire de grandes unités des formations superficielles en milieu aride :

- d'une part, en apportant une information sur les phénomènes de subsurface, par leur pouvoir de pénétration des zones sableuses ou des pellicules salées sèches des chotts ;
- d'autre part, en assurant une meilleure discrimination des états de surfaces, du fait de leur sensibilité aux différences de rugosité, qu'il s'agisse des formations géologiques, des glacis, des terrasses et épandages alluviaux.

Cette évaluation permet de préciser les rôles respectifs de chacune des fréquences, la bande L se révélant toujours plus performante que la bande C, et les polarimétries HH-HV ou HH plus discriminantes que HV pour ces deux bandes. Le test serait à compléter au moyen de saisies faites sous des angles d'incidence différents, pour juger de l'information résultant de variations de rugosité concernant les mêmes formations.

Remerciements

Cette investigation a été réalisée dans le cadre du Programme d'évaluation géologique des données de la mission SIR.C/X.SAR « Surface and Subsurface Responses from Documented Test Site Localities in the Sahara... », dont le Dr Gerald G. SHABER (U.S Geological Survey-Flagstaff, AZ) était l'Investigateur Principal. Les auteurs le remercient, ainsi que les Dr J. MacCAULEY et C. BREED (U.S; Geological Survey-Flagstaff, AZ) pour leur avoir confié cette recherche.

BIBLIOGRAPHIE

Shaber G.G., McCauley J.F., Breed C.S. (1997) - The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt. *Remote Sens. Environ.* 59, 337-363.

Ballais J.L., Burolet P., Fournet A., Harran H., Parrot J.F., Simon B., Simonin A. (1998) - Contribution des données RSO à la reconnaissance des environnements arides, actuels et hérités, en Tunisie saharienne. Recueil des Actes du colloque international « L'observation spatiale : un outil pour l'étude du bassin méditerranéen », Tunis 23-27 Novembre 1998, CNES édit.

Expertise paléomagnétique des impacts de foudre

Violaine Verrier, Pierre Rochette

CEREGE Europôle de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.
e-mail : verrier@cerege.fr

ABSTRACT

Paleomagnetic expertise of ground lightning impacts

In the environment, lightning is able to generate a field strong enough to create an anomalous magnetization said Lightning Induced Remanent Magnetization (LIRM). The LIRM is stable through time after the lightning impact provided the material is coherent. We designed an original rock magnetic method to retrieve both the direction and the intensity of the lightning peak field (Bf). The lightning fields recorded can vary between 10 and 100 mT, depending on the distance from the lightning impact. From the direction and the intensity of Bf, the Ampere or Biot et Savart laws permit to estimate the lightning current geometry and its intensity. Applications of this technique are numerous from the hazard assesment to the understanding of local magnetic anomalies from field magnetic survey which can be of lightning origin. A calibration of peak currents provided by lightning detection networks can be expected.

INTRODUCTION

La plupart des matériaux, naturels ou artificiels, contiennent des microparticules ferromagnétiques. Ces particules portent une aimantation rémanente naturelle primaire (ARN) parallèle au champ magnétique terrestre présent pendant la solidification ou le refroidissement du matériau.

Lors d'un impact de foudre, les propriétés magnétiques des matériaux avoisinant sont modifiées. Localement, un impact génère une forte impulsion de champ magnétique. Les matériaux aux alentours enregistrent alors une aimantation secondaire parallèle à la pulsation de champ magnétique (Graham, 1961). Il s'agit de l'aimantation rémanente induite par la foudre ou ARIf.

Nous avons donc développé une méthode d'expertise basée sur les propriétés magnétiques des matériaux foudroyés.

Les objectifs d'une expertise sont multiples : localiser avec précision le point d'impact, connaître la polarité et la géométrie du courant et estimer l'intensité du courant de foudre via le champ magnétique de foudre autour de l'impact de foudre.

SITE ET ÉCHANTILLONNAGE

Nous avons donc étudié un platane foudroyé dans la cour d'une école d'Istres (au Sud Ouest de Marseille), le 7 octobre 1997. C'est un excellent site puisque le foudroisement est unique, récent et bien localisé dans le temps et dans l'espace. Avec une foreuse portable, 11 carottes orientées ont été prélevées (fig. 1) sur la dalle de béton qui entoure l'arbre : 6 sur un profil NS et 5 autres sur un cercle approximatif autour de l'arbre foudroyé.

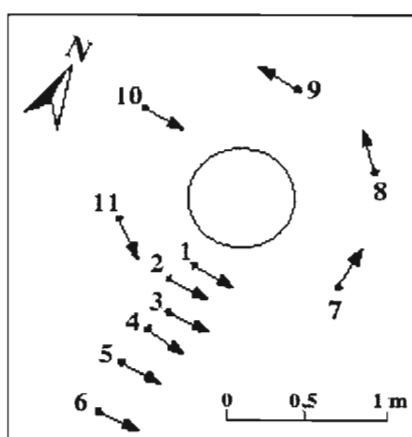


Fig. 1 - Carte d'échantillonnage et directions d'aimantation.

- 1 Numéro d'échantillon
- Arbre foudroyé
- Ligne de champ magnétique

LE PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL

Le protocole expérimental commence par une mesure de l'aimantation rémanente, préliminaire à une désaimantation par champ alternatif (AF). Nous utilisons un magnétomètre cryogénique. Ces résultats nous donnent une première information sur le champ d'impact, en particulier sur la géométrie du champ magnétique de foudre et la polarité du courant. Le tracé des directions d'aimantation (fig. 1) nous permet de déduire que le champ est horizontal, concentrique et dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Ceci démontre qu'il s'agit d'un impact vertical, négatif (courant ascendant).

La courbe de désaimantation (fig. 2) suit une décroissance avant de montrer une rupture de pente pour une certaine valeur de champ appelée champ destructeur de l'ARIf ou B(ARIf). Le matériau a alors perdu son aimantation due à la foudre et il ne possède plus que l'aimantation due au champ magnétique terrestre, l'aimantation primaire.

Mais, le champ magnétique de foudre B_f ne peut pas être directement obtenu à partir de B(ARIf) : une calibration est nécessaire. Nous avons donc reproduit au laboratoire, l'effet d'un impact de foudre en générant une pulsation artificielle de champ magnétique. Nos échantillons ont été placés dans des champs magnétiques connus : 30 mT et 1 T. Ils acquièrent successivement une aimantation rémanente isotherme partielle ou ARIp une aimantation rémanente isotherme de saturation ou ARIs, respectivement pour 30 mT et 1 T. Nous avons étudié le comportement de ces aimantations artificielles au cours d'une désaimantation AF, comme pour l'ARIf (fig. 2). La courbe de désaimantation de l'ARIp montre un comportement identique à celui de l'ARIf, avec une valeur de champ

destructeur de l'ARIp (fig. 2). Le champ destructeur est d'autant plus grand que l'échantillon est proche du point d'impact.

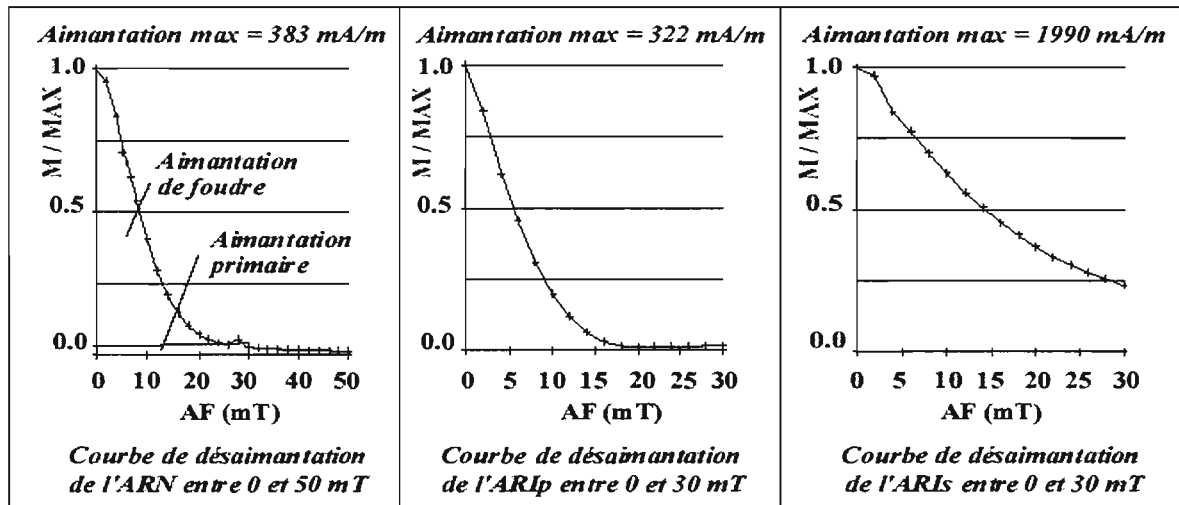


Fig. 2 - Courbes de désaimantation (cas de l'échantillon 2).

- M : intensité de l'aimantation pour un AF précis (mA/m).
- MMAX : intensité maximale de l'aimantation, AF = 0 mT (mA/m).
- AF : palier de désaimantation (mT).

CARACTÉRISTIQUES DE L'IMPACT ÉTUDIÉ

Pour obtenir plus de précision sur la valeur des champs destructeurs, un traitement des données est nécessaire. Nous avons dérivé l'ARIf, l'ARIp et l'ARIs par rapport à AF. Les dérivées de l'ARIf et de l'ARIp sont ensuite normalisées à celle de l'ARIs. Ce procédé permet de s'affranchir de l'intensité brute de l'ARI et de la forme de sa désaimantation qui tient compte des propriétés magnétiques du matériau (teneur, nature des grains magnétiques,...). Sur les 6 échantillons du profil, d'après les courbes de normalisation (fig. 3), nous avons pu déterminer les valeurs des champs destructeurs pour l'ARIf et l'ARIp c'est-à-dire respectivement B_{ARIf} et B_{ARIp} .

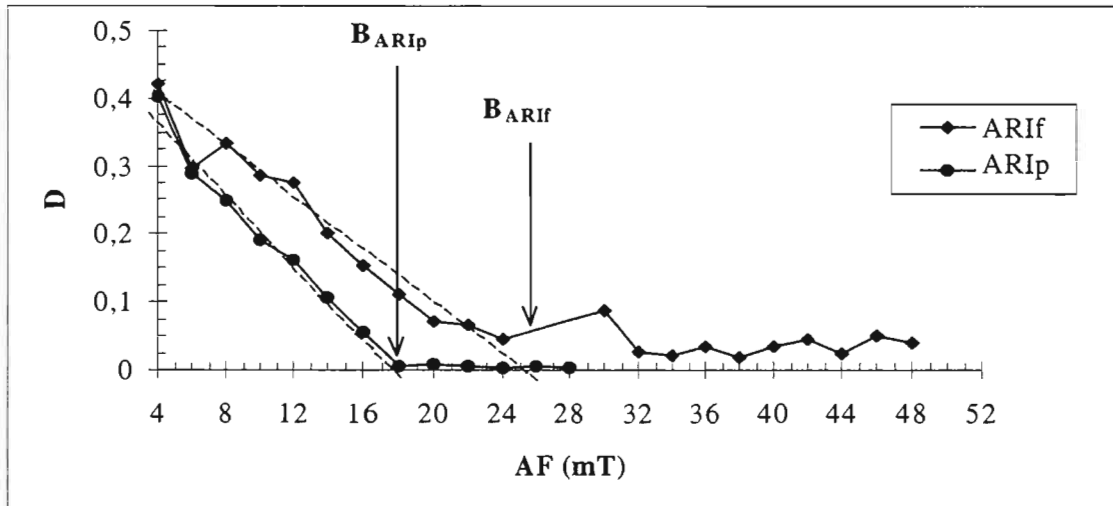


Fig. 3 - Courbes dérivées l'ARIf et l'ARIp normalisées à la valeur initiale de l'ARIs (cas de l'échantillon 2).

- D : dérivée de l'ARIf et l'ARIp.
- AF : palier de désaimantation (mT).
- B_{ARIf} : champ destructeur de l'ARIf.
- B_{ARIp} : champ destructeur de l'ARIp.

Maintenant, nous pouvons estimer le champ de foudre B_f : soit un échantillon situé à une distance donnée du point d'impact, placé dans un champ de 30 mT, le matériau enregistre une certaine valeur de B_{ARIp} . Par conséquent, en présence d'une certaine valeur de champ de foudre B_f , il enregistre un champ donné B_{ARIf} . La relation qui donne le champ de foudre est alors une simple règle de proportionnalité : $B_f = 30 \cdot B_{ARIf}/B_{ARIp}$. Pour déterminer l'intensité du courant de foudre, nous allons utiliser le théorème d'Ampère qui associe courant électrique et champ magnétique dans le cas d'un impact vertical. Elle s'écrit : $B_f = (\mu_0 \cdot I)/(2\pi \cdot d)$. Le tracé de $1/B_f$ en fonction de la distance à l'arbre (fig. 4), donne une relation linéaire dont la pente nous donne l'intensité pic du courant de foudre soit 122 kA.

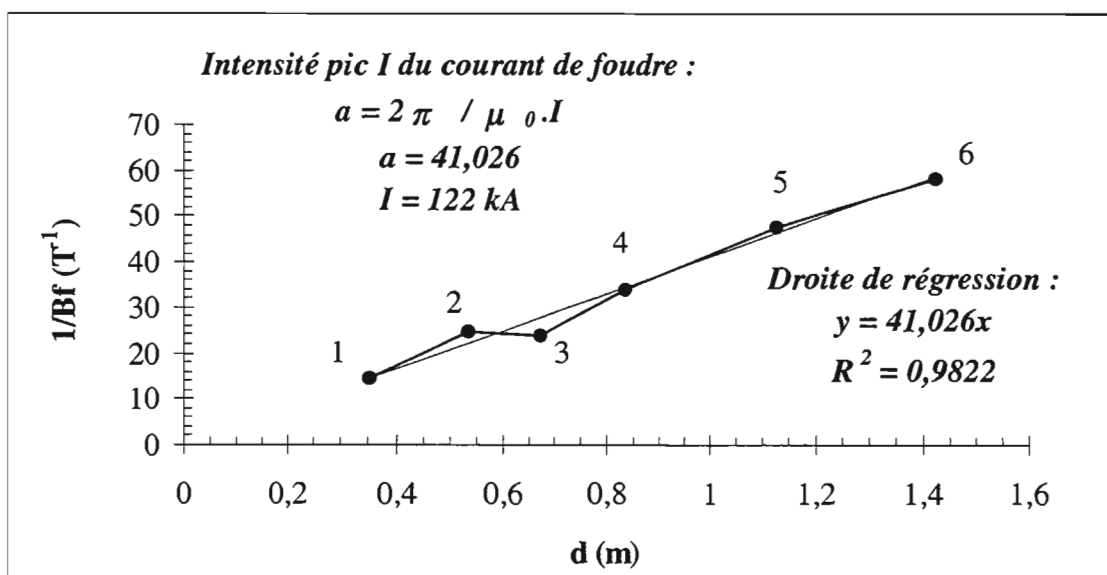


Fig. 4 - Détermination de l'intensité du courant de foudre.

- B_f : champ magnétique de foudre (mT).
- d : distance entre le point d'impact de la foudre (arbre) et la carotte (m).

CONCLUSIONS

L'expertise des sites foudroyés par le magnétisme est une première puisqu'elle va jusqu'à déterminer l'intensité du courant via le champ magnétique de foudre.

Ces résultats sont tout à fait cohérents avec d'autres systèmes de détection déjà en place comme Météorage ou Safir. Mais, la précision sur la localisation et l'intensité du courant est beaucoup plus fine.

Cette méthode constitue une nouvelle voie pour reconstituer les caractéristiques du courant de foudre, *a posteriori*. En multipliant les expertises, nous serons capables d'améliorer la précision des systèmes de détection par voie de conséquence les moyens de protection vis-à-vis des dangers de la foudre. Une application ultérieure peut consister à localiser des impacts sur le terrain grâce à l'anomalie magnétique générée par l'impact.

BIBLIOGRAPHIE

Graham K.W.T. (1961) - The Re-magnetization of a Surface Outcrop by Lightning currents. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 6, 85-102.

***Implantation de forages d'eau au Cambodge :
apport de l'utilisation combinée
des méthodes électriques (1D et 2D), TDEM et RMP***

**Jean-Michel Vouillamoz¹, Jean Bernard², Marc/Descloitres³,
Pierre Fourcassier⁴, Laurent Romagny⁴**

¹Action contre la Faim, 4 rue de Niepce, 75014 Paris, France.

²Iris Instruments, 1 avenue Buffon, 45060 Orléans, France.

³IRD (Ex-Orstom), 32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France

⁴Action against Hunger, Siem Reap, Cambodge.

ABSTRACT

A geophysical survey has been conducted in Siem Reap province of Cambodia. The aim was to test DC, TDEM and PMR methods to improve the borehole success rate. The preliminary results lead to propose an implementation methodology which can be describe as follow :

- 1. To use direct current methods (1D and 2D) in any case, as standard methods.*
- 2. To use jointly PMR, DC and TDEM methods, when the borehole success rate is less than 30 %.*
- 3. To use jointly direct current and TDEM methods, when the success rate ranges 30 to 50 %.*
- 4. To use electrical well logging (normal probes) to implement the borehole screens.*

PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE

Action contre la Faim est une Organisation Non Gouvernementale fondée en 1978, dont les objectifs sont de soutenir les populations vulnérables dans les situations de crise, puis de permettre à ces populations de retrouver leur autonomie. Action contre la Faim a débuté ses programmes dans la province de Siem Reap en 1992, afin de soutenir la réinstallation des populations cambodgiennes qui s'étaient réfugiées en Thaïlande pour fuir les exactions commises dans leur pays.

Cette province (15 270 km² pour 655 000 habitants) se situe au nord-ouest du Cambodge. La topographie est monotone (altitude moyenne de 0 à 30 mètres) et le climat est de type tropical à régime de mousson (pluviométrie annuelle moyenne de 1.500 mm). Le contexte géologique est représenté par des sédiments quaternaires non

consolidés (argile, silt, sable et graviers) hétérogènes à l'échelle de la province, mais également à l'échelle du village, d'une puissance de 20 à 100 mètres. Ces sédiments reposent sur des grès fini crétacé-paléocène. Les aquifères recherchés sont les zones perméables des sédiments quaternaires, de 20 à 70 mètres de profondeur.

Depuis 1992, 900 forages d'eau ont été forés, dont 180 négatifs (débit inférieur à 800 l/h). Dans certaines zones, le taux de réussite des forages n'excède pas 30 %. Pour atteindre son objectif d'approvisionnement en eau potable des populations vulnérables, Action contre la Faim a essayé d'améliorer les procédures d'implantation des forages par l'utilisation d'outils géophysiques : une mission de trois semaines a été organisée en 1998 afin de tester les méthodes présentées dans le tableau 1 (le lecteur désirant obtenir des informations sur ces méthodes peut consulter les références proposées en fin d'article). Les résultats des différentes méthodes, obtenus sur 13 sites, ont été comparés puis validés par la réalisation de forages, de diagraphies électriques et d'essai de pompage.

Méthodes	Configuration	Equipement	Interprétation
Sondage électrique 1D	Schlumberger et pôle-pôle	Ωméga (Aquifer)	Abaques et « QWSEL » (Tabbagh, 1998)
Panneau électrique 2D	Pôle-pôle	SYSCAL R2 (IRIS Instr.)	« RES2DINV » (Loke, 1995)
TDEM	Centrale, émission 100x100 m, 2A	PROTEM 47 (Geonics Ltd.)	TEMIX (Interpex)
RMP	boucle de 75x75 m	NUMIS (IRIS Instrument)	Numis Inversion (IRIS Instrument)
Diagraphie élec.	Normale 16 et 32", résistivité fluide	construction AcF	manuelle
Forage	Rotary 6", PVC 4"	PAT-AcF 201	
Essai de pompage	1 à 4 paliers		manuelle (Jacob).

Tabl. 1 - Matériels et méthodes utilisés sur les sites de forage.

RÉSULTATS

- Exemple d'un forage productif : site de l'école ACPI. L'ensemble des résultats est présenté figure 1. Le débit d'exploitation est estimé à 6 000 l/h.

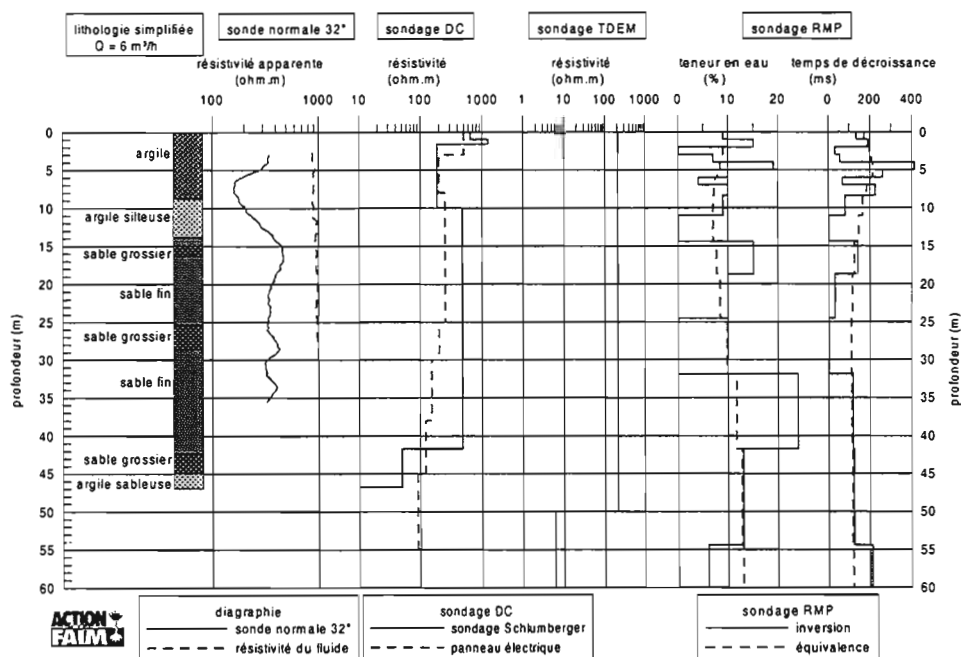


Fig. 1 - Résultats des différentes méthodes - école ACPI.

- diagraphie : le log normal 32" propose des résultats qui correspondent bien à la lithologie révélée par le forage, et les changements de faciès des sables résistants sont bien mis en évidence ;
- sondage électrique Schlumberger : les résultats sont en bonne correspondance avec la lithologie et le log diagraphie. Cependant, les équivalences ne permettent pas de définir avec une grande sûreté l'interface résistant/conducteur (± 15 m) ;
- panneau électrique : les contrastes de résistivités avec la profondeur sont plus nuancés que ceux du sondage 1D. Des hétérogénéités longitudinales dans le résistant sont mises en évidence (fig. 2) et peuvent être interprétées comme des zones de sables plus grossiers ;
- TDEM : l'inversion (fig. 3) est cohérente avec la lithologie. On remarque que i) l'interface entre le résistant et le conducteur est bien définie (moins d'équivalence qu'en sondage électrique); ii) pour la configuration utilisée, la profondeur d'investigation est d'environ 200 mètres et permet de définir un second résistant en profondeur ; iii) les premiers 10 mètres sont mal définis par le TDEM ;
- RMP : l'inversion met en évidence trois aquifères. Un premier de surface; un second de 14 à 24 mètres (teneurs en eau de 10 à 15% et temps de décroissance de 30 à 140 ms) et un troisième aquifère de 32 à 54 mètres (15 à 25 % d'eau, 110 ms). On peut remarquer que : i) le résultat de l'inversion des premiers mètres n'est pas en parfaite correspondance avec la lithologie, ii) l'aquifère central est bien défini, avec des teneurs en eau et des temps de décroissance plus importants pour les sables grossiers que les sables fins, iii) le domaine des équivalences est assez large et permet d'expliquer l'absence d'eau dans l'interprétation entre 24 et 32 mètres.

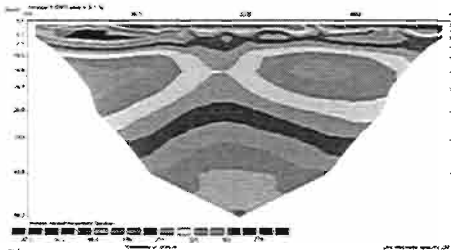


Fig. 2 - Panneau électrique – ACPI.

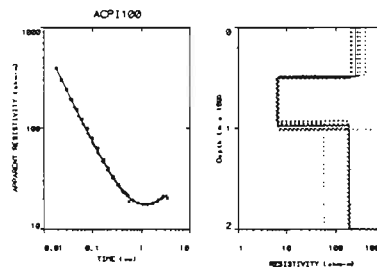


Fig. 3 - Sondage TDEM – ACPI.

- Exemple d'un site hétérogène: le village de Mukpen. Un forage non productif (300 l/h) avait été réalisé dans le Nord du village. Il s'agissait d'implanter un nouveau forage, et de mesurer l'apport de la géophysique dans ce type de situation. Les résultats sont présentés figure 4. Le débit d'exploitation du nouveau forage réalisé à l'Ouest du village est estimé à 3 000 l/h.

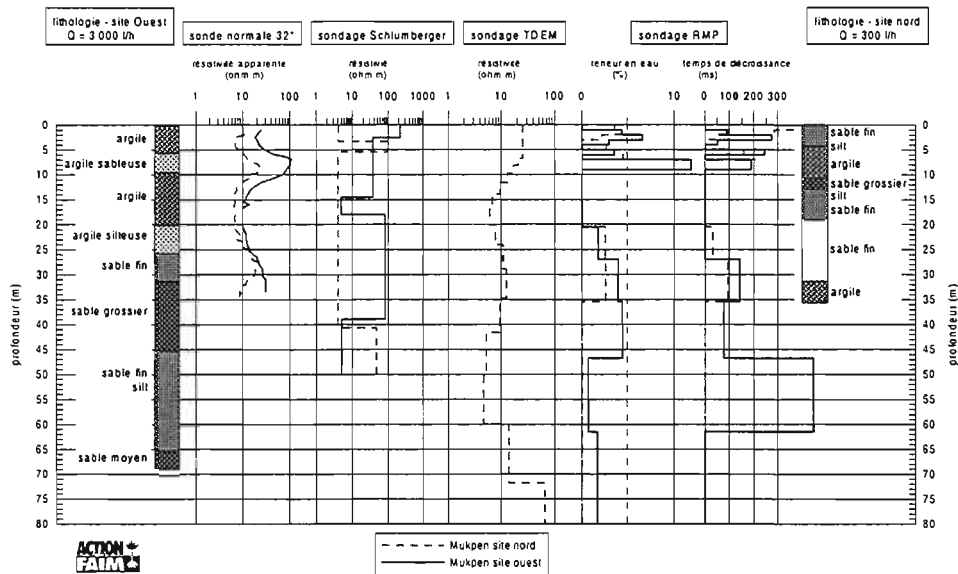


Fig. 4 - Résultats des différentes méthodes – village de Mukpen.

- site nord : les valeurs de résistivité montrent un milieu très conducteur ($10 \Omega.m$) sur l'ensemble de la profondeur du forage. Le sondage RMP met en évidence un aquifère de surface puis un aquifère à faible teneur en eau (2,5 % et 32 à 90 ms) situé entre 20 et 36 mètres, qui correspond bien à la lithologie du forage (sable fin) ;
- site ouest : le sondage RMP montre deux aquifères, le premier superficiel, et le second de 20 à 46 mètres de profondeur dont les teneurs en eau (2 à 4,5 %) et les temps de décroissance (80 à 140 ms) sont tous à fait cohérents avec la lithologie. Le sondage Schlumberger et la diaggraphie mettent en évidence des résistivités plus élevées que celles du site nord, mais qui restent cependant basses pour des sables aquifères ($30 \Omega.m$). La résistivité du fluide de $20 \Omega.m$ correspond à une eau assez minéralisée et explique cette faible valeur de résistivité pour des sables en eau.

PREMIÈRES CONCLUSIONS

1. Les sondages électriques 1D apportent une information parfois difficile à interpréter à cause des problèmes d'équivalence, de suppression, de non homogénéité du milieu et de minéralisation de l'eau. C'est une méthode relativement lente à mettre en œuvre, mais économique ;
2. les panneaux électriques 2D apportent une information sur les contrastes latéraux de résistivité, utile pour l'implantation des forages. Les résultats des inversions apparaissent lissés. La mise en œuvre et l'interprétation des panneaux ne prend pas plus de temps que celle de sondages simples, mais l'équipement est plus onéreux ;
3. les sondages TDEM définissent bien les contrastes entre résistants de surface et conducteurs plus profonds. La configuration utilisée permet d'obtenir des valeurs de résistivités jusqu'à des profondeurs de 200 ou 300 mètres, ce qui permet d'envisager la recherche d'un aquifère plus profond. Cette technique ne permet pas d'obtenir d'information détaillée sur les 10 premiers mètres. Elle est rapide à mettre en œuvre, mais l'interprétation sur site est longue et peu conviviale, et l'équipement est d'un coût supérieur à celui des équipements électriques utilisés ;
4. les sondages RMP ont mis en évidence des teneurs en eau cohérentes avec les lithologies et les débits, mais les temps de décroissance sont plus difficiles à

interpréter. La mise en place de sondage RMP est rapide et l'interprétation se fait sur site. Le coût d'acquisition de l'équipement est le plus élevé des méthodes utilisées.

Les premiers résultats, étayés d'une étude de coût destinée à définir les domaines économiques d'emploi des différentes méthodes, permettent de proposer une méthodologie de prospection géophysique des aquifères de la région de Siem Reap :

1. utilisation combinée des méthodes RMP, DC et TDEM sur les sites dont les taux de succès sont inférieurs à 30 %. Dès que ces taux seront améliorés de 10 %, l'investissement et la mise en œuvre de cette association de méthodes deviennent justifiables économiquement ;
2. utilisation combinée des méthodes électriques 2D et TDEM lorsque les taux de succès sont compris entre 30 et 50 % ;
3. utilisation des méthodes électriques dans tous les autres cas, et de façon routinière ;
4. enfin, réalisation de diagraphie électrique systématiquement (normale 8", 32", résistivité et température du fluide) pour équiper au mieux les ouvrages.

Remerciements

Un grand merci à Yves Albouy (programme GEAQUIF de l'IRD) pour avoir soutenu ce travail, et à toute l'équipe d'Action contre la Faim : Ludovic Arnoud, Bun Haymeng, Jocelyn Lance, Philippe Pace, Ke Sokeng et l'équipe de Teuk Saat.

BIBLIOGRAPHIE

Descloitres M. (1998) - Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse de l'Université de Paris 6.

Beauce A., *et al.* (1996) - Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques : l'application de la résonance magnétique nucléaire. *Hydrogéologie*, n°1, 1996, 71-77.

Spies B.R., Frischknecht F.C. (1991) - Electromagnetism Sounding. Chapter 5. *In* Electromagnetism Methods in Applied Geophysics-vol. 2. Publ. SEG.

Caractérisation multi-paramètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré

R. Wyns¹, J.C. Gourry², J.M. Baltassat¹, F. Lebert¹

¹BRGM, Service Géologique National, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 02, France.

²BRGM, Direction de la Recherche, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 02, France.

ABSTRACT

The physical properties of the first hundred metres of weathered crystalline basement rocks has been investigated through a multimethod approach. The geological setting is Tertiary paleolateritic profiles, which are well preserved in a large part of the french metropolitan territory. The main result is the evidence, below the saprolitic horizon, of a 40 to 50 m thick horizon of fissured bed-rock, due to the expansion of Fe-Mg phyllites during the early weathering stage. The basal surface of the fissured horizon forms, at a regional scale, the lowest limit of variation of the physical properties of the subsurface crystalline rocks in a weathered context. This limit can be interpreted as the "critic percolation threshold" of the percolation theory.

INTRODUCTION

Les variations des propriétés physiques des roches des 100 premiers mètres de profondeur résultent principalement des transformations d'origine supergène subies par les roches lors des périodes d'émersion à différentes époques géologiques. En France métropolitaine, l'essentiel de ces transformations résulte d'épisodes d'altération latéritique qui ont affecté au moins les 2/3 du territoire, principalement au cours de la première moitié du Tertiaire (Paléocène à Eocène supérieur), et dans une moindre mesure au Crétacé inférieur. Le déblaiement partiel des profils d'altération tertiaires, à partir du Mio-Pliocène, puis de manière plus accentuée au Quaternaire avec le creusement des vallées, a mis au jour les différents horizons d'altération.

Les résultats présentés ici ont été acquis dans le cadre de projets de Développement menés au BRGM depuis 1997, dont l'objet est de développer une méthode de cartographie des propriétés physiques du 0-100 m dans la perspective de la carte géologique du futur.

Les terrains de jeu ont été choisis en domaine de socle hercynien (Massif armoricain), car c'est en contexte de socle altéré que les transformations pétrophysiques sont les plus spectaculaires mais aussi les moins bien connues, les cartes géologiques ayant privilégié la représentation du substratum sain au détriment des formations « superficielles ».

GÉOLOGIE DES PROFILS D'ALTÉRATION EN DOMAINE DE SOCLE EN FRANCE

La présentation qui suit est la synthèse de nombreuses observations de surface réalisées à partir de levés cartographiques, principalement dans le Massif armoricain et le Massif central, complétées par l'étude de forages carottés. La description est faite du haut vers le bas.

Le sommet cuirassé des profils (ferricrètes), puissant de 1 à 7 m, n'est que localement préservé ; il a dans ce cas été largement exploité pour minerai de fer depuis l'Antiquité et jusqu'à une époque récente (région de Chateaubriant). Mais le plus souvent cet horizon cuirassé sommital a disparu, soit par érosion, soit par évolution vers un latosol, soit encore par silicification postérieure dans des cuirassements siliceux (silcrètes).

L'horizon saprolitique est généralement bien préservé sur la plupart des plateaux, avec une épaisseur moyenne comprise entre 20 et 30 mètres, mais pouvant présenter de très fortes hétérogénéités locales (approfondissement le long des couloirs de fracturation, réduction au droit des niveaux quartzitiques). La lithologie de la saprolite dépend de la nature de la roche parente, et notamment de sa teneur en quartz : dominante argileuse sur les schistes alumineux, arènes sur granites. On peut généralement distinguer dans la saprolite une partie inférieure à pores ouverts, correspondant à un stade d'altération isovolumique (isaltérites), et une partie supérieure plus évoluée à pores fermés correspondant à une réduction de volume (allotérites). Les minéraux argileux présentent, du bas vers le haut, une évolution du rapport kaolinite/(kaolinite + minéraux à 14 Å + interstratifiés), ce rapport atteignant 100 % en sommet de saprolite. La base des arènes granitiques est fréquemment marquée par une texture feuilletée subhorizontale caractéristique.

La partie supérieure du bed-rock est caractérisée, dans les roches contenant des micas ferro-magnésiens, par l'existence d'un *horizon fissuré* d'une épaisseur moyenne de 40 à 50 m. Cette fissuration est induite par le gonflement des phyllites par hydroxylation (notamment la vermiculitisation des biotites) : à la base de l'horizon fissuré, des microfissures se développent autour des biotites en voie de gonflement ; celles-ci deviennent de plus en plus nombreuses et de plus en plus ouvertes en montant dans le profil, et finissent par devenir coalescentes ; ce même phénomène est responsable du feuilletage subhorizontal de la base des arènes. A l'échelle de l'affleurement, cette fissuration se traduit, dans les roches à biotite non orientée (granitoïdes), par des joints ouverts subhorizontaux d'autant plus rapprochés que l'on se rapproche du sommet du bed-rock. Dans les roches foliées, la fissuration est beaucoup plus anarchique, mais elle est caractérisée également par un gradient de fissuration positif vers le haut. Dans les deux cas, les fissures sont ouvertes, et l'oxydation des épontes sur une épaisseur millimétrique à centimétrique témoigne d'une intense circulation de l'eau.

MESURES RÉALISÉES EN CONTEXTE MICASCHISTEUX

La région étudiée, d'une superficie d'environ 500 km², est située dans le Maine et Loire, à l'est de Nantes, sur le plateau des Mauges. La géologie y est relativement homogène et correspond à des micaschistes dont la composition oscille entre un pôle grauwacke et un pôle shale, le passage de l'un à l'autre se traduisant par une variation du rapport phyllites/plagioclases. Dans cette région, le profil d'altération, d'âge tertiaire, a été exploré par quatre forages à 50 m dont un carotté, accompagnés de diagraphies

soniques, de susceptibilité magnétique et de Gamma Naturel. Ces acquisitions ont été complétées par une cinquantaine de sondages électriques Schlumberger ($AB/2 = 300$ à $4\,000$ m), et par 700 essais pénétrométriques de surface répartis le long d'itinéraires recoupant le profil d'altération sur les versants des vallées.

Mesures en forages

Vitesse des ondes P

Dans la saprolite elle n'a pas pu être mesurée correctement en raison d'un mauvais couplage du tubage PVC avec l'encaissant : elle est inférieure à 2 km/s. Dans le bed-rock, l'horizon fissuré est caractérisé par une augmentation de V_p avec la profondeur, qui passe de 3 km/s au sommet de l'horizon fissuré à 5 à $5,5$ km/s dans sa partie inférieure. Cette caractéristique traduit la diminution de la densité de fissuration avec la profondeur. L'inversion des premières arrivées des ondes P dans le profil sismique Géofrance 3D Armor Ar2 en Bretagne nord, réalisé dans un contexte de schistes altéré analogue à celui du Maine et Loire, a montré (Le Bégat *et al.*, 1998) que l'épaisseur de la zone à faible vitesse est en moyenne de 60 m, soit une quinzaine de mètres pour la saprolite et environ 45 m pour l'horizon fissuré.

Gamma Naturel

La saprolite montre un niveau de radioactivité globalement plus faible que le bed-rock, ce qui s'accorde avec le caractère lessivé de l'horizon saprolitique.

Susceptibilité magnétique

L'horizon fissuré des micaschistes montre un niveau de susceptibilité magnétique globalement constant (hormis les variations lithologiques) et voisin de $5 \cdot 10^{-4}$ USI, qui correspond à la signature minéralogique de la roche non altérée. La saprolite est caractérisée par une décroissance vers le haut de la susceptibilité, que l'on peut corrélérer avec l'augmentation de la teneur en goethite, faiblement susceptible, aux dépens de la phase magnétique issue de la roche mère.

Perméabilité

Des essais de perméabilité in-situ ont été réalisés par passes de 1 m sur l'un des forages. La saprolite présente une perméabilité minimale ($4 \cdot 10^{-9}$ à $2 \cdot 10^{-12}$ m/s). Les 25 premiers mètres de l'horizon fissuré présentent une perméabilité moyenne comprise entre $6 \cdot 10^{-9}$ et $4 \cdot 10^{-8}$ m/s, avec des pics localisés à $2 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Poids volumique

Les mesures ont été effectuées sur échantillons de carotte intacte. Dans l'horizon fissuré, le poids volumique humide et le poids volumique sec sont voisins et constants, autour de 27 kN/m³. Au sommet de l'horizon fissuré, ces valeurs commencent à s'abaisser (25 kN/m³) et à se différencier, soulignant un début d'augmentation de la porosité et de l'argilisation. Dans la saprolite, le poids volumique diminue progressivement, pour se stabiliser dans le haut du profil autour de 19 kN/m³ pour le P.V. humide et de 14 kN/m³ pour le P.V. sec.

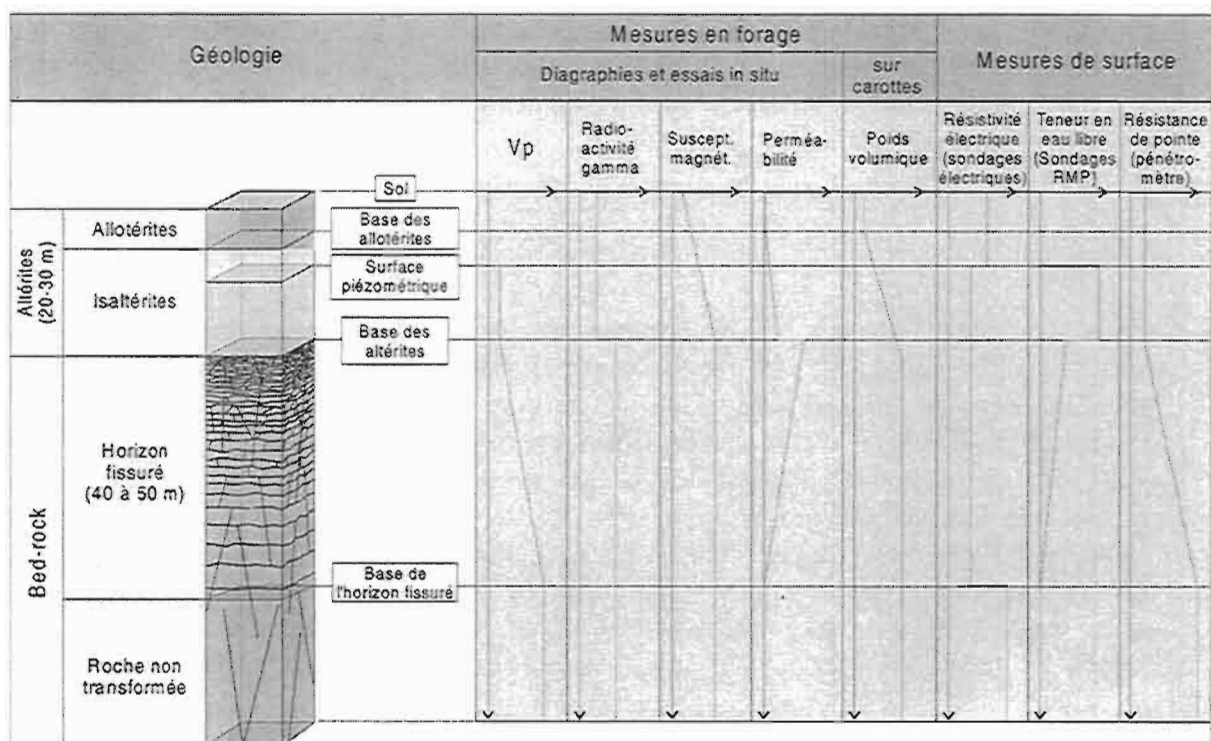


Fig. 1 – Variation verticale des différentes propriétés physiques au sein d'un profil d'altération.

Mesures de surface

Sondages électriques

Sur la quarantaine de sondages électriques, l'interface entre la saprolite et le bed-rock ne se traduit généralement pas par un changement de résistivité décelable : cette interface est « transparente » pour cette méthode. Le toit du socle résistant se situe généralement beaucoup plus bas (en moyenne 40 à 50 m). La partie supérieure du bed-rock présente donc un caractère conducteur, sur 40 à 50 m de puissance, que l'on peut interpréter comme la signature de l'horizon fissuré.

Essais pénétrométriques

Les mesures ont été réalisées au pénétromètre dynamique Panda le long des versants de vallées recoupant le profil d'altération. Les sondages Panda ont été réalisés jusqu'à 1,50 m de profondeur, et la résistance de pointe moyenne a été calculée pour la partie profonde du sondage (> 1 m), afin de dépasser la zone bioturbée ou anthropisée. La résistance de pointe des saprolites est faible et globalement constante (environ 5 MPa), et ne montre pas de variation au sein du profil d'altération. Dans l'horizon fissuré, on observe une augmentation linéaire de la résistance de pointe avec la dénivellée par rapport au toit de cet horizon. Nous la corrélons à une augmentation statistique de la taille des blocs délimités par les fissures lorsque l'on s'enfonce au sein de l'horizon fissuré.

MESURES RÉALISÉES EN CONTEXTE GRANITIQUE

Les données en contexte granitique sont en cours d'acquisition dans le Finistère nord. Nous avons réalisé une vingtaine de sondages électriques sur différents granites de Bretagne, ainsi qu'une trentaine de sondages par Résonance Magnétique protonique (RMP) dans le Finistère nord (région de Plabennec).

Sondages électriques

Comme pour les sondages électriques réalisés dans les micaschistes, le toit du granite résistant (4000 à 6000 Ohm.m) apparaît plusieurs dizaines de mètres en dessous de la base des arènes. L'intervalle entre ces deux surfaces, d'une épaisseur de 40 à 50 m en moyenne, correspond à l'horizon fissuré et est caractérisé par une résistivité beaucoup plus faible, de l'ordre de 1 000 à 2 000 Ohm.m en moyenne. La résistivité des arènes varie entre 200 et 600 Ohm.m environ, selon qu'elles se trouvent en zone saturée ou non.

Sondages RMP

Les sondages RMP ont été réalisés avec le dispositif Numis d'Iris Instruments. Cette méthode permet d'obtenir un profil vertical des teneurs en eau libre depuis la surface jusqu'à une profondeur de 50 à 100 m selon la géométrie du dispositif (Beauce *et al.*, 1996). Les différents niveaux d'altération apparaissent nettement, avec des teneurs en eau libre comprises entre 6 et 11 % pour les arènes. L'horizon fissuré, d'une épaisseur de 40 à 50 m, présente des teneurs en eau libre comprises entre 2 et 4 % qui décroissent vers le bas.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude couplée géologique et géophysique multiméthodes a permis de caractériser, sous les saprolites des socles altérés, un horizon fissuré d'une cinquantaine de mètres de puissance. La surface de base de cet horizon peut être interprétée, dans la théorie de la percolation (Stauffer 1985, Guéguen et Palciauskas, 1992), comme la surface du seuil critique de percolation : au dessous de cette surface, les propriétés élastiques, hydrogéologiques et électriques sont celles de la roche saine ; au dessus de cette surface, ces propriétés sont modifiées par l'interconnexion des fissures, qui devient de plus en plus forte vers le haut : la roche devient perméable et conductrice, et les modules élastiques diminuent, entraînant une atténuation des vitesses sismiques. Cet horizon fissuré n'apparaît que dans les roches contenant des minéraux susceptibles de gonfler lors de l'altération (principalement les micas ferro-magnésiens). Il a été reconnu dans les régions tropicales actuelles (Afrique, Amérique du sud), et peut être considéré comme une constante des profils latéritiques établis sur des roches à phyllites ferro-magnésiennes. Sur le plan hydrogéologique, il joue un rôle collecteur vis-à-vis de l'eau stockée dans l'horizon capacitif des saprolites, et redistribue cette eau latéralement (notamment dans les granites, où la fissuration ouverte est horizontale) en direction des sources de versants, et en direction des couloirs de fracturation dont il constitue l'alimentation principale.

BIBLIOGRAPHIE

Beauce A., Bernard J., Legchenko A., Valla P. (1996) - Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques : l'application de la résonance magnétique nucléaire. *Hydrogéologie*, 1, 71-77.

Gourry J.C., Wyns R., Lebert F. (1997) - Cartographie prédictive des propriétés mécaniques des altérites par mesure de la résistivité en continu. Colloque Geofcan, Bondy, 11-12 septembre 1997, 139-142.

Guéguen Y., Palciauskas V. (1992) - Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris, 299 p.

Le Bégat S., Grandjean G., Wyns R. (1998) - Détermination du champ de vitesse superficiel par inversion des premières arrivées sismiques dans le domaine cadomien du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327, 361-367.

Stauffer D. (1985) - Introduction to Percolation Theory. Taylor and Francis, London, 124 p.

THÈME II

RECONNAISSANCE DES STRUCTURES ANTHROPIQUES

(sites urbains, industriels ...)

Procédure expérimentale multi-capteurs pour l'enregistrement et le traitement des ondes de surface

Odile Abraham¹, Xavier Kergadallan²

¹ Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Section Reconnaissance et Géophysique,
BP 19, 44 340 Bouguenais, France.

² Université de Rennes 1, Complexe Universitaire de Rennes Beaulieu, Bât. 15,
35042 Rennes Cedex, France.

ABSTRACT

The use of surface waves to study the mechanical characteristics of the sub-surface is becoming more and more widespread in the civil engineering field. The experimental set-up and data processing often rely on the well documented SASW method (Spectral Analysis of Surface Waves). The main drawbacks of SASW can be overtaken by using more than two sensors at a time and by filtering out, before calculation of surface waves phase velocity dispersion curve, the other waves.

In this paper we detail a multi-sensors surface waves survey that comes from earth physics. Numerical results are presented as well as experiments undertaken on layered concrete slabs that are reduced scale models of the sub-surface.

INTRODUCTION

Au congrès GEOFCAN de 1997 nous avons évoqué l'intérêt des ondes de surface (OS) pour l'auscultation des sols et des structures (Abraham *et al.*, 1997 ; Hévin, 1998). La méthode proposée pour déterminer les courbes de dispersion était la SASW, "Spectral Analysis of Surface Waves", qui présente l'avantage de ne nécessiter que deux capteurs (Stokoe *et al.*, 1994 ; Matthews *et al.*, 1996).

L'étude des OS donne une information sur les vitesses des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur depuis des mesures de surface qui ne requièrent pas de source cisailante. C'est donc une alternative intéressante à des mesures cross-hole en ondes de cisaillement. La SASW commence à apparaître dans le cadre d'appel d'offre en France et son utilisation devrait donc se répandre.

La SASW présente toutefois divers inconvénients interdépendants dont :

- une procédure expérimentale relativement fastidieuse : il faut déplacer capteurs et sources en fonction de la profondeur à reconnaître ;
- une incapacité à séparer les différents trains d'ondes avant traitement : les ondes de volumes, S surtout, viennent perturber les courbes de dispersion ;
- les capteurs sont en champ proche, dans la version standard (Matthews *et al.*, 1996), ce qui peut biaiser l'inversion des courbes de dispersion (Abraham *et al.*, 1998).
- la SASW est incapable de séparer des modes.

Or, lorsque c'est possible, les données extraites d'une campagne de sismique réfraction (SR) peuvent être avantageusement introduites dans l'interprétation des courbes de dispersion des OS. En effet, les vitesses des ondes de compression et l'épaisseur des couches (ainsi que leur densité) interviennent dans le modèle a priori du problème inverse. Une initialisation correcte de ces valeurs augmente la pertinence de la solution du problème inverse. Nous préconisons donc de coupler SR et OS pour la caractérisation mécanique de la subsurface. Dans cette optique nous proposons d'utiliser un dispositif expérimental commun à la SR et à l'enregistrement des OS. Ce dispositif multi-capteurs (Jongmans & Demanet, 1993) va permettre en plus de lever en partie les problèmes mentionnés ci-dessus.

MÉTHODE MULTI-CAPTEURS

Tout d'abord rappelons que les programmes d'inversion des courbes de dispersion des OS, qui nécessitent un temps de calcul raisonnable pour le géotechnicien, supposent que le milieu est tabulaire (Herrmann, 1986). Les mesures en tir direct et tir inverse n'ont donc pour objectif que de s'assurer que cette hypothèse est vérifiée.

Le dispositif proposé est similaire à un dispositif de SR classique. Par rapport à la SASW, un à plusieurs points source seront éloignés d'au moins 2 longueurs d'onde (λ) du premier capteur en gardant à l'esprit que la profondeur d'investigation des OS est voisine de $\lambda/3$. S'il est possible de trouver des capteurs qui réalisent un bon compromis pour les deux mesures (géophone 4.5Hz pour la reconnaissance de la subsurface, accéléromètre large bande pour les structures), le mode d'enregistrement et les sources devront par contre différer : des sources plutôt haute fréquence pour la SR (signaux saturés et enregistrement court) et basse fréquence pour les OS (signaux non saturés et durée d'enregistrement longue).

La procédure de traitement des données OS repose sur des techniques classiques de filtrage multiple (Dziewonski *et al.*, 1969 ; Herrmann, 1986). Elle comporte trois étapes : la détermination de la vitesse de groupe des différents trains d'onde, l'extraction d'un mode des OS (le premier typiquement), le calcul de la vitesse de phase de ce mode.

EXEMPLES NUMÉRIQUES

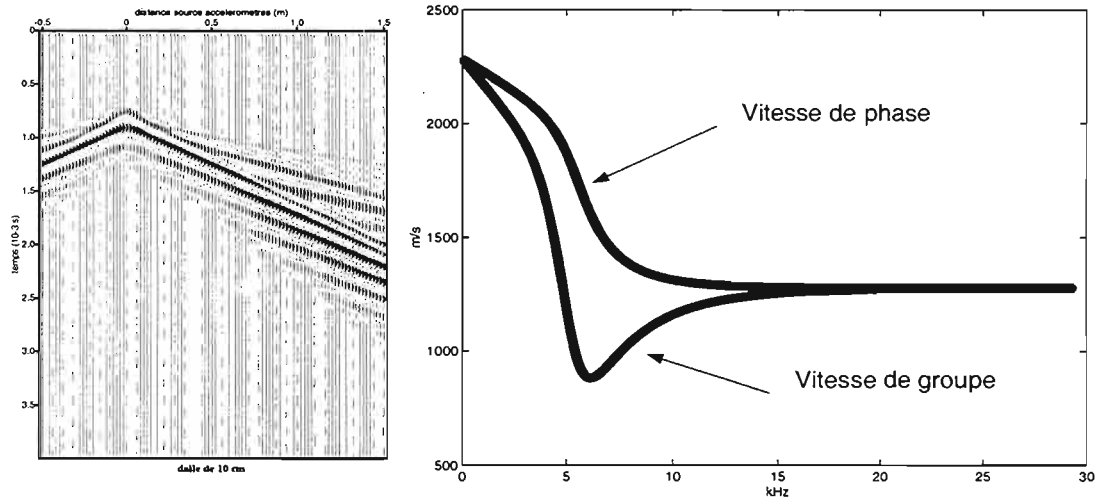


Fig. 1 - Sismogramme synthétique et courbes de dispersion théoriques.

La figure 1 montre le sismogramme et les courbes de dispersion obtenus numériquement pour un milieu semi infini ($V_p = 4\,150$ m/s, $V_s = 2\,500$ m/s, $\rho = 2.34$ t/m³) couvert avec couche de 0.1 m ($V_p = 2\,300$ m/s, $V_s = 1\,400$ m/s, $\rho = 1.37$ t/m³). Nous avons montré (Abraham *et al.*, 1998) que les courbes de dispersion calculées à partir de ces sismogrammes sur les capteurs lointains coïncident d'avantage aux courbes de dispersion théoriques que celles calculées en suivant le principe de la SASW. Notre objectif a ensuite été de confronter cette conclusion à des données réelles.

EXEMPLES D'APPLICATION SUR DES MODÈLES RÉDUITS

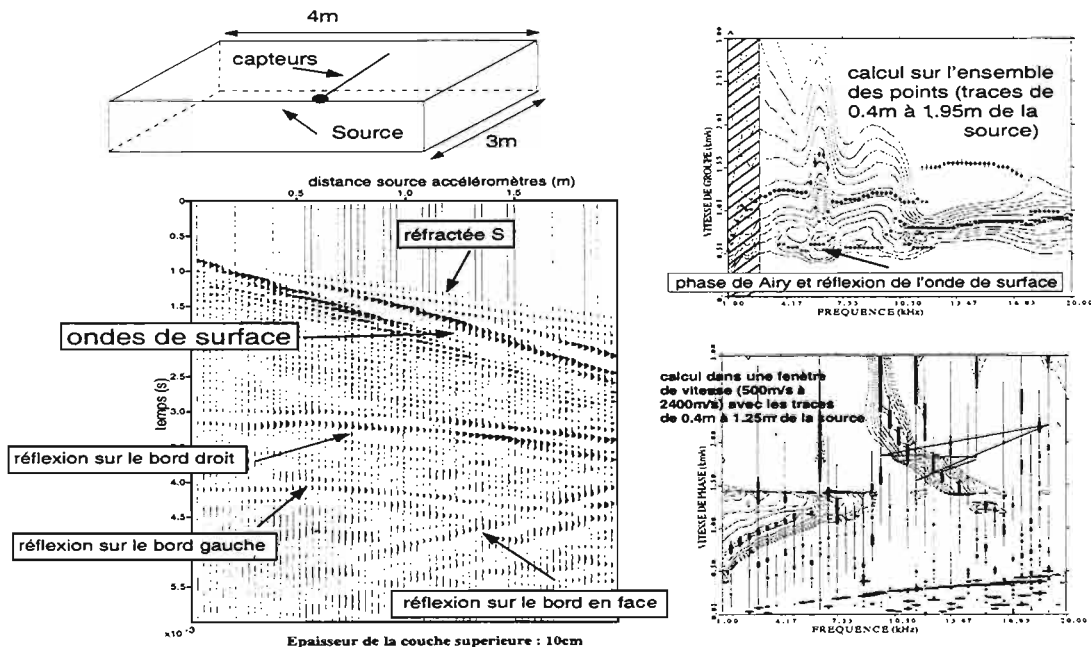


Fig. 2 - Sismogramme expérimental non traité obtenu sur une dalle de béton surmontée d'un béton allégé et courbes de dispersion calculées.

La figure 2 montre le sismogramme enregistré sur une dalle de béton d'épaisseur 0.75 m de 3 m x 4 m recouverte par une couche de béton allégé (avec des billes de polystyrène) de 0.1 m d'épaisseur dont les caractéristiques mécaniques sont supposées proches de celles utilisées pour les simulations (fig. 1). Les capteurs sont des accéléromètres Bruel & Kjaer, la source est une bille d'acier (20 mm de diamètre) sélectionnée en taille pour générer de l'énergie dans la plage de fréquence correspondant aux variations des courbes de dispersion théoriques et ce sans faire entrer les capteurs en résonance. La source est placée au bord de la dalle pour éviter la réflexion de l'onde de surface sur le bord perpendiculaire à la ligne de capteurs le plus proche de la source.

Le sismogramme expérimental est plus complexe que le sismogramme synthétique en raison de la géométrie finie de notre milieu. La réflexion de l'onde de surface sur le bord opposé à la source (onde montante) est bien visible ainsi que ses réflexions sur les deux cotés de la dalle. La géométrie finie nous impose de plus de travailler avec des longueurs d'onde petites par rapport aux dimensions de la dalle (épaisseur du bicouche notamment). Les courbes de dispersion mesurées ne doivent donc pas être comparées aux courbes théoriques pour des fréquences inférieures à 2.5 kHz en première approximation. Nos premiers résultats expérimentaux, i.e. la courbe de vitesse de groupe et celle de vitesse de phase, s'ils permettent de prédire un système dont les vitesses croissent avec la profondeur ne s'ajustent pas sur les courbes de dispersion théoriques. La même étude a été menée sur une autre dalle, identique à celle de la figure 2 mais avec une couche de béton allégé de 0.2 m d'épaisseur. Les modifications des courbes de dispersion pour la dalle de 0.2 m de béton allégé, par rapport à celles de 0.1 m, vont dans le sens souhaité. L'étude de la vitesse de groupe des traces éloignées d'au moins 0.4 m de la source (fig. 2), fait apparaître un minimum au niveau de la phase de Airy. Ce minimum correspond aussi à la réflexion de l'onde de surface sur le bord. Pour le calcul de la vitesse de groupe un filtrage en vitesse nous permet d'atténuer l'effet de l'OS réfléchi. Toutefois, le décalage avec les courbes théoriques est toujours important. Nos travaux de recherche en cours visent à expliquer ces différences.

CONCLUSION

Le LCPC a réalisé des dalles de béton bicouche pour pouvoir, sur des systèmes aux caractéristiques parfaitement connues, mener des études expérimentales sur la précision à attendre de l'inversion des courbes de dispersion des ondes de surface. Ces dalles peuvent être vues comme des modèles réduits du sous-sol ; elles peuvent aussi servir à la mise au point de nouvelles méthodes de contrôle non destructif (caractérisation des propriétés mécaniques de parois de tunnel suite à un incendie par exemple).

Les difficultés rencontrées résultent en grande partie de la géométrie finie des dalles qui va nécessiter la mise au point d'un processus de séparation d'onde spécifique.

BIBLIOGRAPHIE

Abraham O., Blanchard D., Hevin G. (1997) - Exemples d'utilisation des ondes de surface pour la reconnaissance d'objets du génie civil. Colloque Geofcan 1997, Bondy, France, 81-85.

Abraham O., Pedersen H., Côte Ph. (1998) - Determination of shear velocity profiles for soils and concrete by analysis of seismic surface waves. IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), Barcelona (Spain), 14-17 sept., 395-398.

Dziewonski A., Bloch S., Landisman M. (1969) - A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 59, 427-444.

Herrmann R.B. (1986) - Computer programs in seismology. Saint Louis University, USA.

Hévin G. (1998) - Utilisation des ondes de surface pour l'auscultation des structures en génie civil : application à la caractérisation des fissures de surface. Thèse de l'Université J. Fourier, Grenoble.

Jongmans D., Demanet D. (1993) - The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology*. Vol. 34, 105-113.

Matthews M.C., Hopes V.S., Clayton C.R.I. (1996) - *The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles*. Proc. Instn Ci. Engrs Geotech. Engng. Vol. 119, 84-95.

Stokoe K.H., Wright S.G., Bay J.A., Roësset J.M. (1994) - Characterization of geotechnical sites by SASW method. XIII ICSMFE, Ed. R.D. Woods, Oxford & Ibh Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi, India, 15-25.

Apports de l'électromagnétisme dans les études d'assainissement des communes rurales

J.-M. Battarel, J. Muesser

SAFEGE Ingénieurs Conseils

Parc de l'Ile, 15/27 rue du Port, BP727, 92007 Nanterre Cedex, France.

ABSTRACT

The master scheme sanitation for rural districts imposes very many realisations of direct soil exploratory soundings. So, they are long lasting and expensive.

Electromagnetic sensing methods allow to reduce costs providing a soil conductivity map. Finding anomaly areas allow to target the drillings and so to reduce their numbers.

Appropriate electromagnetic equipment allows fast measurements of soil conductivity down to a depth of 6 meters. This method make it possible to link homogeneous lithology and soil conductivity. The electromagnetic method is really suited to carry out rural plans.

CADRE RÉGLEMENTAIRE

La reconnaissance directe des sols s'avère indispensable dans le choix des filières de traitement et dans le dimensionnement des dispositifs, afin d'apprécier l'aptitude du sol à recevoir les eaux usées par épandage en déterminant avec précision la structure du sol, sa texture et son hydromorphie (cf circulaire du 20 août 1984 relative à l'assainissement autonome des bâtiments d'habitation). Elle se pratique le plus couramment par la réalisation de sondages à la tarière, qui offrent la double possibilité de l'observation directe des sols traversés, et de la mise en œuvre des tests de percolation.

L'annexe I de la circulaire du 20 août 1984 précise « qu'il n'est pas souhaitable de descendre en-dessous de trois points [de mesure de perméabilité] pour l'assainissement d'une maison d'habitation ».

INTÉRÊT D'UNE RECONNAISSANCE INDIRECTE PAR LA MÉTHODE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

La faisabilité d'une reconnaissance directe des sols s'avère donc techniquement longue et financièrement onéreuse à l'échelle d'une commune rurale. La réalisation d'une prospection géophysique préalable offre de ce fait l'avantage de réduire le coût de la reconnaissance directe des sols en diminuant le nombre de sondages tarières et de tests de percolation.

L'objectif de la méthode électromagnétique, légère et rapide, est de reconnaître l'homogénéité et la qualité prévisionnelle du sol. Elle permet d'établir une carte sur laquelle apparaîtront des plages de conductivités apparentes des sols (zonation du secteur). Ces plages sont ensuite interprétables en terme de nature et d'épaisseur des formations superficielles après étalonnage (trous à la tarière, fouilles à la pelle mécanique...).

L'électromagnétisme permet d'établir sur une base fiable la carte des sols de la zone d'étude (bourg et hameaux), pour optimiser l'implantation des points de reconnaissance directe.

Les appareils utilisés, légers, comportent leur source d'émission et de réception. La simplicité et la rapidité de la mesure autorisent un maillage très serré, donc une délimitation très précise des différentes zones de terrain. Une campagne de prospection électromagnétique permet donc, compte tenu de la souplesse d'utilisation du matériel, de détecter qualitativement les variations mêmes infimes d'épaisseur et de nature du recouvrement du substratum. Les résultats donnent une interprétation parfaitement fiable et objective.

La prospection électromagnétique ne se substitue donc pas à la reconnaissance directe par sondage à la tarière, mais elle permet d'optimiser le plan de sondage, avec pour conséquence principale de réduire considérablement le nombre de trous nécessaires.

En fonction des résultats obtenus, en particulier sur l'homogénéité des valeurs et donc des sols, le nombre de sondages tarière peut être ramené à quelques dizaines environ sur l'ensemble d'une commune.

PRINCIPE DES MESURES

Les variations d'un champ magnétique artificiel provoqué par la circulation d'un courant alternatif dans la bobine d'un émetteur induisent de faibles courants dans le sol. Ces courants créent un champ magnétique secondaire, mesuré à l'aide d'un récepteur situé à quelques mètres de l'émetteur. Ce champ magnétique secondaire est lié à la conductivité des terrains concernés (fig. 1).

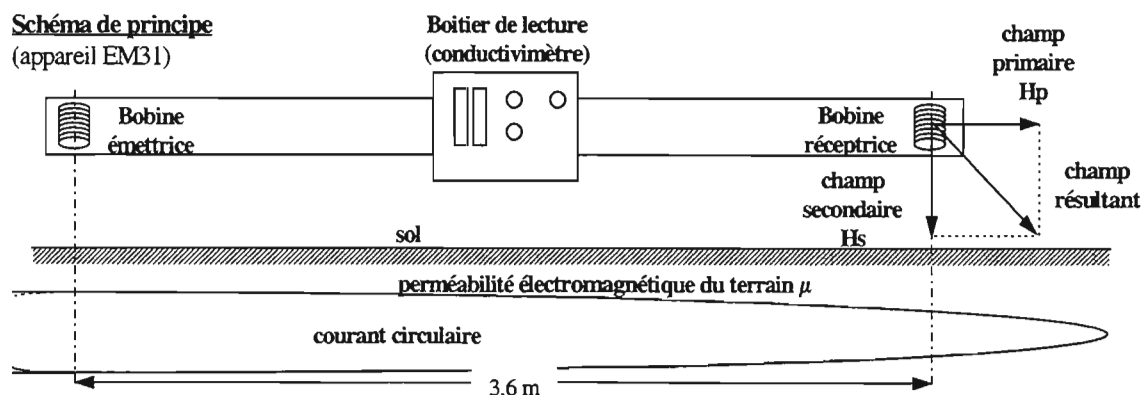


Fig. 1 - Principe des mesures électromagnétiques (appareil EM31).

Les paramètres dépendant de l'appareil utilisé sont constants par construction. La conductivité apparente calculée est proportionnelle au champ secondaire mesuré.

LES APPAREILS DE PROSPECTION ÉLECTROMAGNÉTIQUE

Les appareils utilisés couramment sont l'EM 38 et l'EM 31 de Geonics. Ce sont des unités légères et portables, comprenant un anneau émetteur et un anneau récepteur intégrés. Un enregistreur permet de stocker les résultats en continu, pour un traitement informatique ultérieur (profils, cartes d'isoconductivités).

DES PROFONDEURS D'INVESTIGATIONS ADAPTABLES AU CONTEXTE PÉDOLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE LOCAL

Ces appareils permettent de réaliser la lecture directe de la conductivité exprimée en millimhos par mètre, ou milliSiemens par mètre, d'une tranche de terrain donnée : cette profondeur d'investigation atteint jusqu'à 1,5 m pour l'EM 38, et 6 m pour l'EM 31, en fonction de la position des bobines (dipôles verticaux ou dipôles horizontaux).

Profondeurs d'investigation	Dipôle horizontal champ secondaire vertical	Dipôle vertical champ secondaire horizontal
EM 38	≈ 0,75 m	≈ 1,5 m
EM 31	≈ 3 m	≈ 6 m

DES MESURES PONCTUELLES OU CONTINUES

Ces appareils, légers et portables, permettent de réaliser des mesures ponctuelles ou en continu, avec possibilité d'enregistrement.

- Mesures ponctuelles

Les mesures électromagnétiques ponctuelles peuvent être réalisées autour du bourg et des zones d'habitat dispersé (hameaux, fermes,...). On réalise rapidement un nombre de mesures suffisamment important (plusieurs centaines, à raison d'un point tous les 10, 20 ou 50 m) pour dresser une carte faisant apparaître les zones homogènes, ce qui permet d'orienter le plan de reconnaissance directe des sols. Les mesures ponctuelles seront conseillées pour la réalisation de cartes d'iso-conductivités autour de zones d'habitations (bourgs, hameaux), destinées à définir les variations générales des faciès des sols (fig. 2).

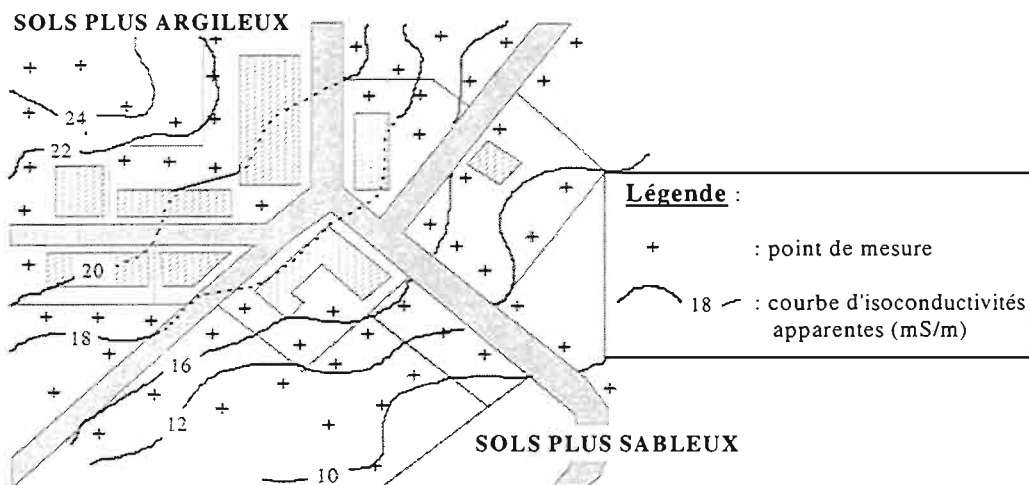


Fig. 2 - Application des mesures électromagnétiques ponctuelles à la zonation générale des sols autour d'un hameau (représentation manuelle sur fond de plan cadastral).

La densité de points de mesure, de l'ordre de 10 points à l'hectare, peut être adaptée au contexte local et aux observations réalisées.

• Mesures en continu

Ces appareils qui peuvent détecter au mètre près tout changement important de la conductivité du sol autorisent l'enregistrement des mesures « en continu ». Les mesures en continu (ou en semi-continu), couplées ou non avec l'enregistreur, seront donc adoptées pour des études demandant une précision supérieure (homogénéité des sols pour l'implantation de lagunes par exemple). On réalisera alors un maillage correspondant à la précision demandée, par des mesures en continu le long de profils (fig. 3).

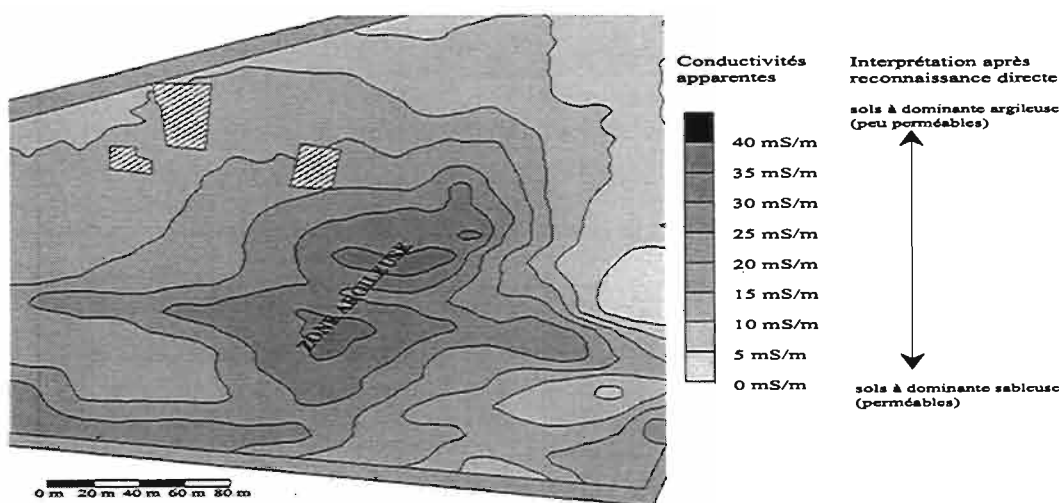


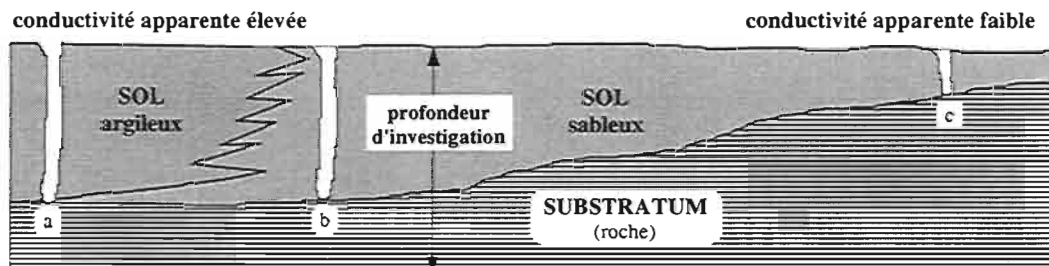
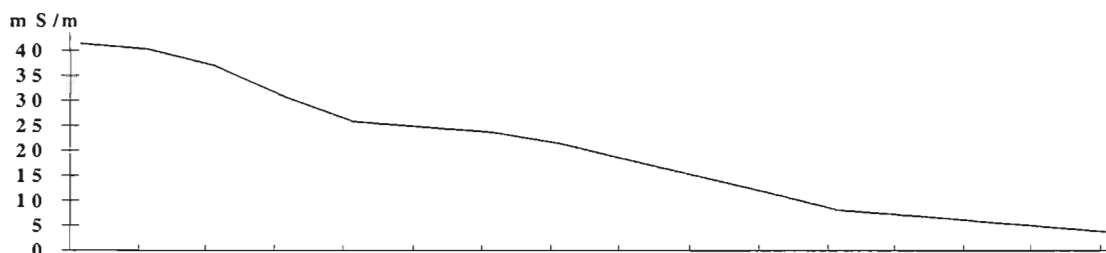
Fig. 3 - Application des mesures électromagnétiques en continu à la zonation fine d'une parcelle en vue de l'implantation de bassins de lagunage (représentation après traitement informatique des mesures).

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

La conductivité apparente du terrain, directement lue sur l'appareil, est exprimée en millimhos par mètre ou milliSiemens par mètre (1 millimho/m = 1 milliSiemens/m). Elle représente la nature des terrains traversés (fig. 4) :

- argile, sables humides : quelques dizaines de millimhos/m ;
- sables et graviers secs : conductivité inférieure à 5 millimhos/m ;
- roches massives : conductivité inférieure à 1 millimhos/m.

La moindre variation est enregistrée. On peut donc repérer avec une grande précision les plages contenant un matériau plus ou moins argileux en fonction de la conductivité globale de la tranche d'investigation. Plus la conductivité sera élevée, plus la tranche de terrain testée sera argileuse : ceci permet d'obtenir un premier aperçu sur le pouvoir de dispersion du sol, qui est une fonction de sa perméabilité.



Etaonnage des mesures électromagnétiques par sondages à la tarière :

1 : nature des sols (a : argileux ; b : sableux) - 2 : épaisseur de sol (a et b : épais ; c : superficiel)

Fig. 4 - Interprétation des mesures électromagnétiques.

***Caractérisation de la variabilité spatiale
intraparcellaire des sols agricoles (méthode MuCEP) :
une gestion prédictive des rendements
dans le cadre de l'agriculture de précision ?***

M. Dabas¹, L. Aubry², D. Rouiller³, J.M. Larcher³

¹CNRS, UMR7619, Université Paris VI, Boite 105, 75252 Paris Cedex 05, France.

²Terra Nova, 7 place de la Nation, 75011 Paris, France.

³Epis-Centre, 65 avenue du Maréchal De Lattre de Tassigny, 18000 Bourges, France.

ABSTRACT

Precision farming (PF) is a concept that appeared fifteen years ago in the United States. It is based on the adequacy to local field conditions of agricultural practices. The spatial knowledge of soil conditions for PF is, according to our experience, around 10 meters. This scale is neither compatible with auger borings, neither with spatial techniques. Electrical resistivity is a good parameter for the delineation of zones in PF. We have used the automated system developed in our lab : MuCEP (Multi-depth Continuous Electrical Profiling), for measuring the apparent resistivity at 3 depths of investigation. The survey took place in two days with a mesh of 12x1m². The data are compared to soil conditions and crop fertility. Several factors both natural and anthropic are found to explain the very good correspondence between the map of electrical resistivity and the one of crop fertility.

LE CONCEPT DE L'AGRICULTURE DE PRÉCISION

Le concept de l'agriculture de précision (AP) est apparu il y a quinze années au Etats-Unis. Il repose sur une adéquation des traitements agricoles aux conditions locales du milieu. Autrement dit, il suppose de prendre en compte les hétérogénéités intraparcellaires pour appliquer la bonne dose d'intrants (semences, fertilisants, produits phytosanitaires), au bon endroit et au bon moment. Ce concept n'est applicable que si l'agriculteur a en particulier une parfaite connaissance du sol en chaque point de ses parcelles (Agriculture de Précision, 1997).

La reconnaissance des sols se fait classiquement par des observations directes : sondages à la tarière et creusement de fosses. Ce type d'observation souffre de son

caractère ponctuel (et fastidieux...). Les reconnaissances par des moyens aéroportés ou satellitaux civils quant à elles sont à des échelles trop petites pour l'agriculture.

L'apparition de capteurs de rendement a montré sur les parcelles céréalières des variations importantes de la quantité des grains. Par exemple, dans la parcelle étudiée dans le cadre de cette étude (Saint-Denis de Pallin, 18), le rendement du blé tendre varie entre 20 et 106 quintaux par hectare. Cette variabilité tient à plusieurs facteurs : histoire de la parcelle (climat, type de rotation de cultures, évolution du parcellaire, etc.), inhomogénéité des intrants apportés, erreurs de calibrage des capteurs de rendement et enfin inhomogénéité pédologique.

VARIABILITÉ SPATIALE INTRA-PARCELLAIRE

L'AP se doit de tenir compte de cette variabilité. A priori, la part de variation due au sol est la plus importante et surtout constitue le signal le plus stable dans le temps. La définition des « zones » homogènes de l'AP doit s'appuyer sur un ou plusieurs paramètres discriminants.

La définition géographique de ces zones doit aussi être compatible à la fois avec la précision de positionnement des outils agricoles, les possibilités offertes par les outils disponibles (semoir et épandeurs réglés) et enfin être économiquement viable (surcoût de l'AP balancé par la diminution des intrants, la rentabilité globale améliorée et un poids écologique plus faible).

L'échelle de caractérisation de la variabilité en fonction des restrictions actuelles mentionnées précédemment est selon nos estimations de l'ordre de 10 mètres. Ceci nécessite sur une parcelle de 30 ha, un ensemble de 3 000 mesures.

LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

La résistivité électrique est l'un des paramètres facilement mesurable et a priori sensible aux paramètres liés au développement des plantes et donc au rendement des parcelles : réserve utile en eau, taux en argile, structure du sol et éventuellement minéralisation. Son utilisation pour la pédologie est déjà bien attestée (Dabas *et al.*, 1989). Sa mesure par des systèmes auto-tractés est simple et robuste et plusieurs cartes ont déjà obtenues dans le cadre de pédologie (Dabas *et al.*, 1995). Un système MuCEP (Multi-Depth Continuous Electrical Profiling) a été développé par le Centre de Recherches Géophysiques de Garchy (fig. 1) pour différents types d'applications (Panissod *et al.*, 1998).

L'AP nécessite un temps de mesure rapide mais surtout un positionnement permettant de s'affranchir de la phase topographie toujours lourde à gérer sur le terrain. Un GPS différentiel a donc été utilisé et l'horloge du GPS synchronisé avec le système d'acquisition MuCEP. Trois configurations d'électrodes ont permis la cartographie de la résistivité jusqu'à trois profondeurs différentes (de l'ordre de 0,5 ; 1 et 2 mètres).

EXPÉRIMENTATION SUR UNE PARCELLE DE BLÉ

Sur deux parcelles emblavées en colza, un ensemble de 50 000 mesures ont été acquises par des ingénieurs d'EPIS CENTRE en trois jours grâce à un système tracté par un quad, début février 99 (hauteur de colza de 10 cm).

Le positionnement des mesures a été réalisé par un GPS Trimble en utilisant des corrections différentielles en post-traitement (précision métrique en dynamique). Les profils ont été acquis le long des passages du tracteur tous les 12 mètres et le long du profil tous les mètres. Afin d'avoir une maille isotrope pour la représentation des résistivités, les profils ont été filtrés (médiane) et réinterpolés tous les 6m dans les deux directions. La qualité des données acquises n'a pas nécessité de filtrage bidirectionnel.

La carte des résistivités (fig. 2) montre clairement des zones de résistivités bien différenciées (résistivité respectivement entre 40 et 280 ; 25 et 130 et 12 et 55 ohm.m pour les voies 1 à 3). Les zones résistantes (en sombre) ont pu être reliées à des facteurs naturels (calcaires de l'Oxfordien et du Stampien) et anthropiques (zone compactée par les tracteurs, deux mares remblayées et une limite parcellaire). Les zones conductrices sont liées aux épaisseurs de sols les plus importantes et aux textures des sols superficiels de type L ou ALO.

Différentes corrélations (visuelles) avec la carte de rendement (fig. 3) ont pu être mises en évidence malgré des problèmes liés aux capteurs de rendement sur la parcelle B du Nord. En particulier, les zones les plus conductrices correspondent aux zones où le rendement est maximal (zones les plus sombres). Les mares remblayées et où le calcaire se trouve dans les 40 premiers centimètres correspond aux zones où le rendement est le plus faible (zones en clair fig. 3). A ces facteurs évidents, d'autres plus complexes se superposent : 1 - facteurs anthropiques : une probable ancienne limite parcellaire se retrouve à la fois en zone résistante et en zone à faible rendement ; 2 - facteurs de texture : une zone compactée où la résistivité est anormalement haute en surface correspond à une zone à rendement faible ; 3 - facteur historique : une zone à résistivité faible correspondant à une zone à faible rendement se trouve liée à une rotation de culture différente à cet endroit précis : le blé avait un précédent en blé alors que pour le reste de la parcelle le précédent correspondait à du colza (culture de l'année précédente). La rotation blé sur blé induit fréquemment une maladie appelée piétin échaudage.

Cette première expérience montre la potentialité de la mesure de résistivité électrique au champ pour la définition de zones homogènes pour les traitements de l'AP. Il reste à étendre à un ensemble de parcelles et à différentes époques de l'année cette expérience.

BIBLIOGRAPHIE

Agriculture de précision - *Perspectives Agricoles*, 222, mars 1997.

Dabas M., Chéry P., Voltz M. (1995) - Epaisseur de la couverture de sol et prospection géophysique par méthode électrique : étude de cas en Petite Beauce, *Géologues*, 109, 17-23.

Panissod, Dabas M., Hesse A., Jolivet A., Tabbagh A., Tabbagh J., 1998 : Recent developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays, *Geophysics*, 63, 5, 1542-1550.

Dabas M., Ducomet G., Hesse A., Jolivet A., Tabbagh A. (1989) - Intérêt de la cartographie de la résistivité électrique pour la connaissance du sol à grande échelle, *Science du sol*, 27, (1), 65-68.

Dabas M., Duval O., Bruand A., Verbeque B. (1995) - Cartographie électrique en continu : apport à la connaissance d'une couverture de sol développée sur milieu deltaïque, *Etude et gestion des Sols*, 2, 4, 257-268.



Fig. 1 - Le dispositif MuCEP tiré par un quad (Epi Centre).

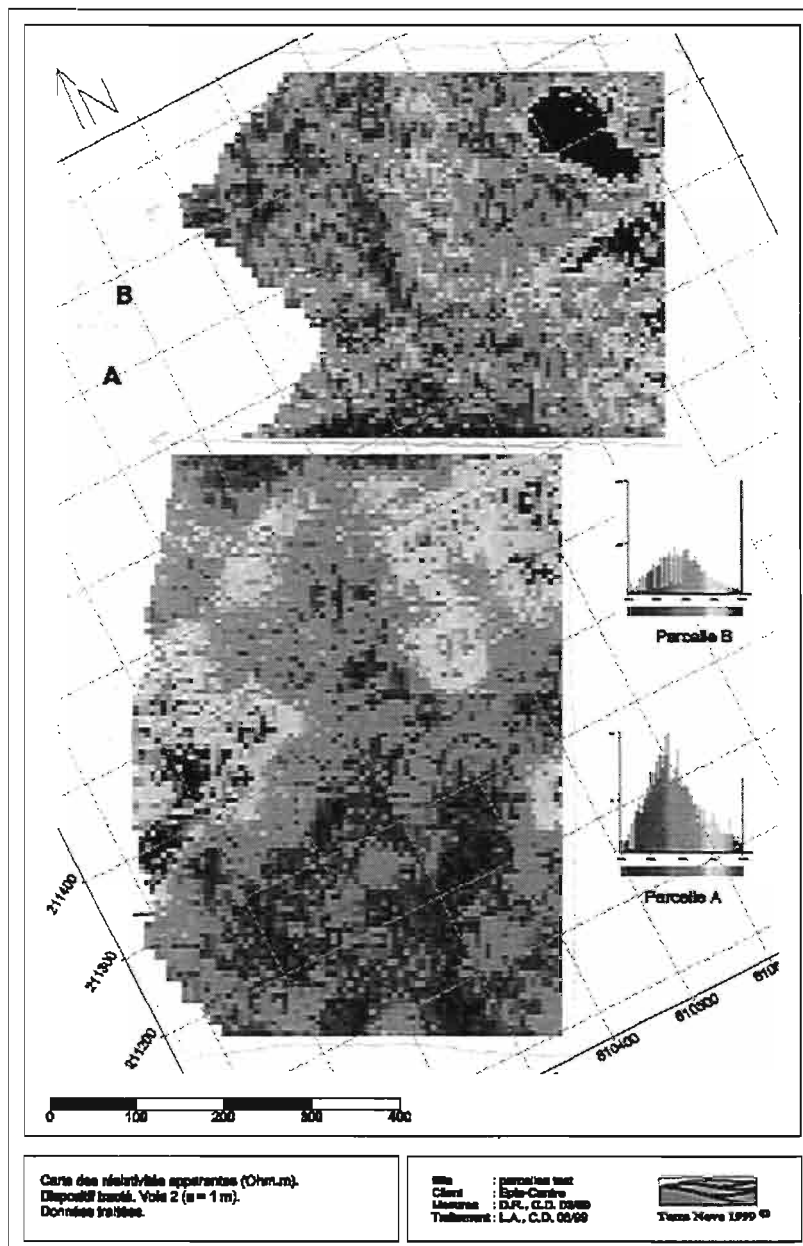


Fig. 2 – Carte des résistivités électriques parcelles A et B (mesures Epi Centre et traitement Terra Nova).

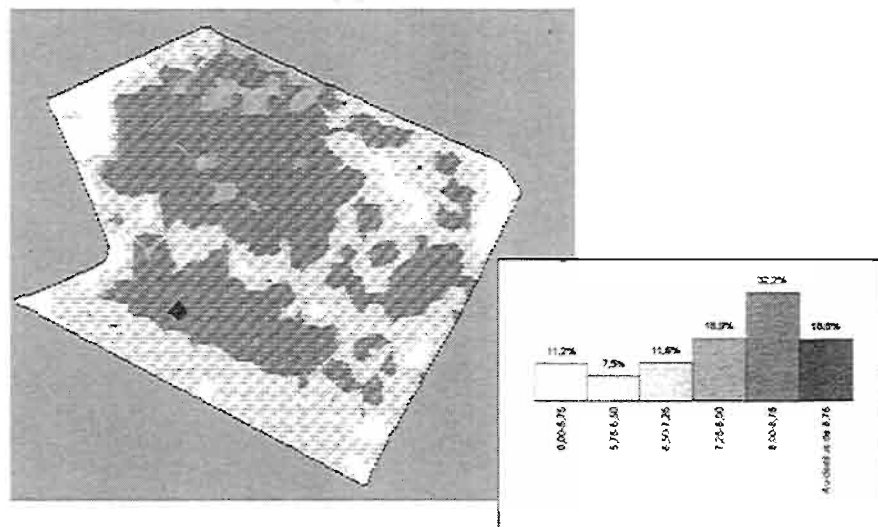


Fig. 3 - Carte des rendements parcelle B (Epis Centre).

Application de la méthode SASW dans le cadre du microzonage sismique du district d'Annecy

Hubert Fabriol¹, Adnand Bitri², Jean-Michel Baltassat², Benoit Lebrun¹

¹BRGM, 117 avenue de Luminy, 13009 Marseille, France.

²BRGM, Avenue Claude Guillemin, 45100 Orléans, France.

ABSTRACT

SASW (Spectral Analysis of Surface waves) measurements were carried out in the Annecy area (France) to determine vertical profiles of shear waves velocities (Vs). The aim was to use these profiles as an input to ground motion modeling, in the framework of a seismic zonation study of the Annecy area. Three types of seismic source were used : sledgehammer, dynamite and weight-drop. Results showed that SASW is able to investigate down to 30 m depth in urban sites and more, using explosive sources, in no urban sites. Velocities close to the surface vary from 100 m/s at the Pâquier garden, on the Lake bank, up to 300 m/s at the Airport. Depths of the bedrock agree with the seismic reflection profiles.

INTRODUCTION

Les effets de site ont montré leur caractère destructeur à Mexico et à Kobé lors des tremblements de terre de 1985 et 1995. Le calcul des mouvements du sol des sites non rocheux soumis à un tremblement de terre revêt donc une importance capitale dans les études de risque sismique et de génie parasismique. Les sismologues et les géotechniciens fournissent dans ce but aux aménageurs et aux architectes le spectre de réponse élastique d'un site, qui quantifie sa réponse aux sollicitations sismiques.

La détermination des spectres de réponse élastique sur des sites non rocheux nécessite, d'une part, la connaissance du mouvement au rocher et, d'autre part, la connaissance des caractéristiques géotechniques de la colonne de terrains, afin de pouvoir évaluer les modifications du signal sismique à la surface par rapport au mouvement au rocher. L'un des paramètres les plus importants permettant cette détermination est la vitesse de propagation des ondes de cisaillement (Vs), proportionnelle au module de rigidité G¹, dans les formations surmontant le substratum sismique. La méthode SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) permet de déterminer le profil des vitesses de propagation des ondes de cisaillement dans le sol grâce à la dispersion des ondes de surface.

¹ $G = \rho \cdot V_s^2$

Des mesures de SASW ont été réalisées dans le cadre du microzonage sismique demandé par le district d'Annecy, à la suite du tremblement de terre d'Epagny (MI = 5.2) du 15 juillet 1996. La présente communication décrit l'application de la méthode sur les sites suivants : Aéroport d'Annecy-Meythet, Zone industrielle des Îles dans la commune de Metz-Tessy, et la commune d'Annecy.

PRINCIPE DE LA MÉTHODE

La propagation des ondes sismiques dans le sol se fait sous trois formes : les ondes de compression, les ondes de cisaillement et les ondes de surface qui sont les plus énergétiques. Ces dernières se propagent parallèlement à la surface de la terre et ont une vitesse proportionnelle à la vitesse des ondes de cisaillement. Il est donc possible d'obtenir un profil de vitesse des ondes de cisaillement en connaissant à différentes profondeurs la vitesse des ondes de surface, fournie par les observations de terrain, et en faisant des hypothèses sur la vitesse des ondes P et la densité.

Si le milieu de propagation a des propriétés élastiques qui varient avec la profondeur, la vitesse des ondes de surface varie avec la longueur d'onde. Ce phénomène est appelé dispersion des ondes. La profondeur de pénétration de l'onde est inversement proportionnelle à sa fréquence. En déterminant la vitesse des ondes de surface en fonction de la fréquence, on obtient la courbe de dispersion. Il est alors possible, par des méthodes mathématiques, de retrouver le profil de vitesse des ondes de surface.

INSTRUMENTATION

Pour cette expérience, trois flûtes de 24 géophones ont été utilisées (intertrace 5 m, 10 m et 20 m). Les géophones étaient des capteurs 4.5 Hz ou 2 Hz, disposés en alternance. La profondeur d'investigation peut atteindre le quart de la longueur du dispositif, en admettant que la source est capable de générer des basses fréquences et que les géophones et le système d'acquisition peuvent les enregistrer. Trois tirs sont effectués par dispositif : un à chaque extrémité et au centre.

L'énergie transmise par la source au sous-sol est un autre facteur déterminant dans la profondeur d'investigation. Les sources habituellement utilisées sont le marteau ou la dynamite. En milieu urbain, la première n'est pas assez puissante et la deuxième impossible à utiliser pour des problèmes de sécurité. Nous avons donc effectué les mesures en ville avec une source à chute de poids : une masse de 80 kg est soulevée par des vérins et projetée à terre après mise sous pression. Ce système est trois à quatre fois plus puissant qu'un tir au marteau mais il ne permet pas d'utiliser des dispositifs de longueur supérieure à 120 m, du moins en milieu urbain. En tout état de cause, il est difficile de trouver des emplacements où disposer une telle longueur de câbles, exception faite des stades ou des parcs.

Nous avons utilisé une caméra 24 traces mise au point au BRGM. Elle permet la visualisation immédiate sur le terrain des enregistrements et la sauvegarde sous format SEG-2 sur disquette 3.5". La longueur des enregistrements était de 1 024 points pour le dispositif court, intertrace 5 m, ou de 2 048 points pour les dispositifs longs (pas d'échantillonnage 1 ms ou 2 ms). Le nombre d'enregistrements additionnés (nombre de sommation ou stack) nécessaire pour obtenir des sections sismiques acceptables est inférieur à 5 dans l'ensemble.

TRAITEMENT DES DONNÉES

Les données de terrain sont relues sous format SEG-Y sur PC puis transférées vers une station de travail DEC. Les logiciels de traitement et d'interprétation s'inspirent du logiciel SU (provenant du Center of Wave Processing, Colorado School of Mines) pour visualiser la collection de traces (fig. 1a) et éventuellement faire des traitements simples (Bitri *et al.*, 1997). La courbe de dispersion est saisie par l'opérateur sur le diagramme de dispersion, calculé dans le domaine vitesse-fréquence (fig. 1b) à partir de la collection de traces. C'est le lieu géométrique des maxima d'amplitude. L'inversion des courbes de dispersion se fait à l'aide du programme SURF (Herrmann, 1987). Le résultat de l'inversion est un modèle de vitesse en une dimension de Vs en fonction de la profondeur, la vitesse Vp et la densité étant des paramètres d'entrée du modèle.

Le nombre des courbes interprétées correspond à environ 40 % du nombre de tirs effectués. Cette différence s'explique comme suit: soit les courbes n'étaient pas interprétables (énergie insuffisante ou mélange entre le mode fondamental et ses harmoniques d'ordre supérieur), soit l'inversion ne convergeait pas, soit les enregistrements du tir au centre ou à l'offset opposé étaient comparables à celui de l'offset initial, et donc n'apportaient aucune information supplémentaire.

Parallèlement à l'interprétation SASW, une interprétation sommaire des premières arrivées directes et réfractées a été réalisée sur les sections sismiques, directement sur la centrale de mesures. Ces résultats n'ont pas été utilisés pour contraindre les inversions, mais ils permettent la comparaison a posteriori avec les modèles calculés par la SASW et la validation éventuelle des profondeurs des interfaces.

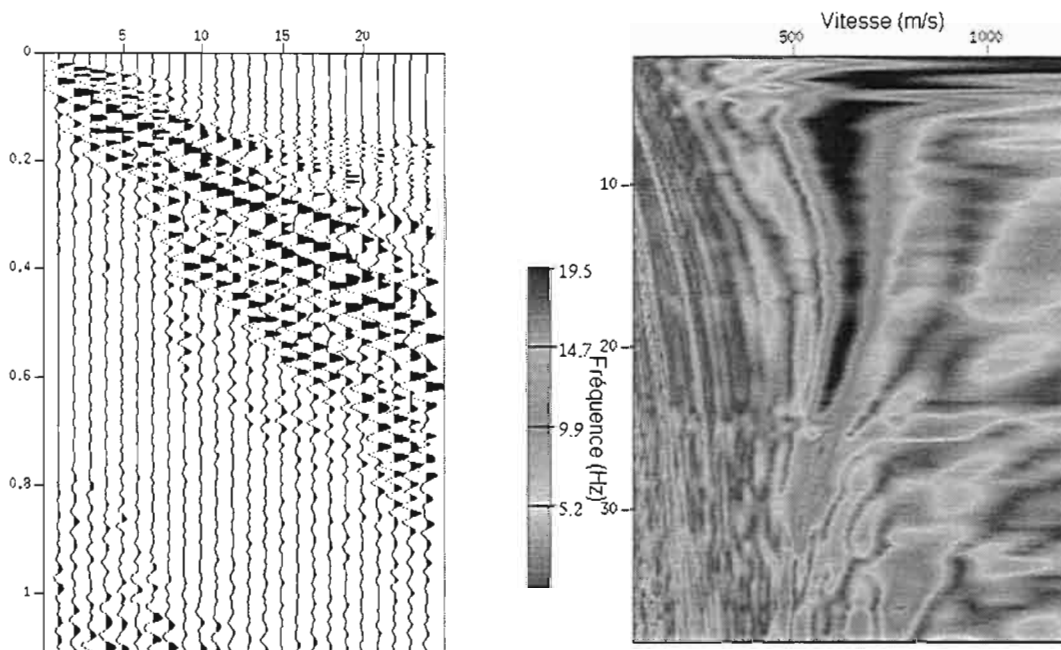


Fig. 1 - Dispositif ILS2 a) Exemple de collection de traces. Axe horizontal: numero de trace; axe vertical: temps double (s). Le tir a été effectué à gauche du dispositif. b): Diagramme de dispersion.

MISE EN ŒUVRE ET EXEMPLE DE MESURES

Nous avons fait des mesures d'abord sur l'aéroport d'Annecy-Meythet puis dans la Z.I. des Îles, pour comparer les résultats de la méthode SASW avec des forages effectués par le SIVOM des Îles, ainsi que des données de sismique enregistrées en 1993 par la CGG. Quatre autres endroits du District ont fait l'objet de mesures : le stade de football de la commune de Metz-Tessy, le stade Municipal, le stade du Coteau et les jardins du Pâquier dans la ville d'Annecy. Les tirs dans la Z.I. des Îles ont été réalisés à la dynamite. Le dispositif ILS2 (fig. 2a) est parallèle au profil AN01 de CGG. L'interprétation SASW présente la particularité de placer une couche à 800 m/s entre 11 m et 36 m de profondeur (fig. 2b). Cela est en accord avec les vitesses relativement élevées rencontrées en surface sur les rives du Fier (en contrebas d'une dizaine de mètres de la zone industrielle). L'interprétation en réfraction corrobore la présence d'une couche rapide à proximité de la surface, mais ne va pas au-delà de 20 m de profondeur. L'interface à 60 m de profondeur (couche 4 à 970 m/s) peut être associée au toit des molasses, détecté par la sismique réflexion entre 68 et 115 m de profondeur.

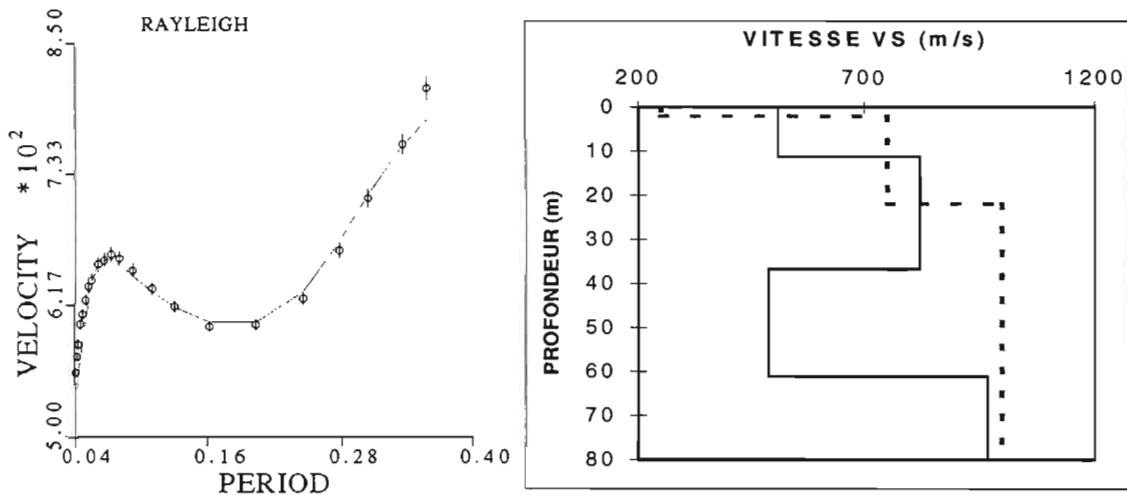


Fig. 2 - Dispositif ILS2 : a) Courbes de dispersion (vitesse en m/s, période en s). Les points discrets correspondent aux observations (barres d'erreur égales à $\pm\sigma$) et la courbe continue à la réponse du modèle final; b) Modèle de vitesse en fonction de la profondeur. Tiretés : interprétation en réfraction.

Le profil ILS4-5-6 (Fig. 3a) est parallèle à l'autoroute et au profil sismique AN02 de CGG. Les épaisseurs et vitesses des couches 1 et 2 sont cohérentes avec le profil perpendiculaire ILS2 et l'interprétation en réfraction. Il n'apparaît pas cependant de couche à faible vitesse, la vitesse augmentant jusqu'à 1 200 m/s ($Resv = 0.42$) à 45 m de profondeur (fig. 3b). Cet horizon peut être assimilé aux molasses, détectées par la sismique vers 30-50 m dans cette partie du profil. Cela est compatible avec les profondeurs de 50-65 m à l'Aéroport, situé à 20 m au-dessus de la zone industrielle. Il est à noter cependant un effet bidimensionnel marqué. En effet, la collection de traces et la courbe de dispersion d'ILS6 (tir au centre) montrent de grandes différences entre celles du côté sud (ILS4) et celles du côté nord (ILS5).

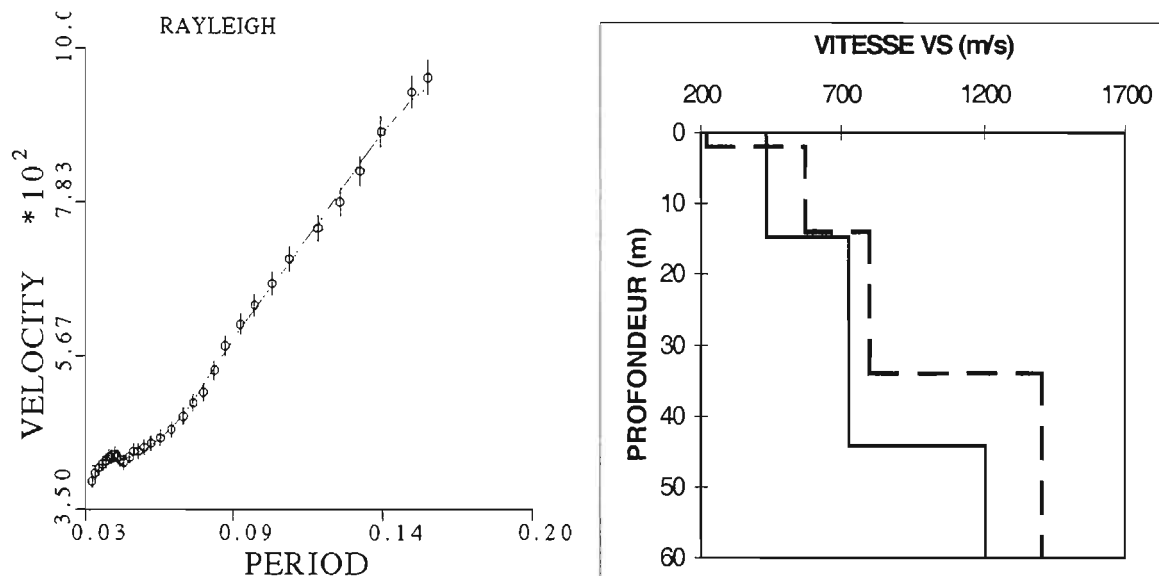


Fig. 3 - Dispositif ILS4 : a) Courbes de dispersion (vitesse en m/s, période en s). Les points discrets correspondent aux observations (barres d'erreur égales à $\pm\sigma$) et la courbe continue à la réponse du modèle final; b) Modèle de vitesse en fonction de la profondeur. Tiretés : interprétation en réfraction

CONCLUSION

La source à chute de poids est bien adaptée aux sites urbains. L'énergie transmise dans le sol permet d'atteindre 30 m de profondeur, ce qui est suffisant pour pouvoir calculer des effets de site. Trois autres sites périphériques, Aéroport, Les Îles-Rives du Fier et Metz-Tessy, ont fait l'objet de mesures. La dynamite permet de doubler la profondeur de pénétration, jusqu'à 60 m environ. L'utilisation de géophones 4.5 et 2 Hz semble améliorer le contenu en basses fréquences des enregistrements. L'inversion des courbes de dispersion permet de déterminer des coupes de vitesse V_s en fonction de la profondeur, validées de surcroît par l'interprétation des ondes de volume réfractées associées. Les modèles obtenus indiquent la grande variabilité de V_s , et par là-même du module de rigidité G , dans le sous-sol de la région d'Annecy. Les vitesses en surface varient de 100 m/s au Pâquier (au bord du Lac) à 300 m/s sur l'Aéroport. Au delà de 15-20 m de profondeur, les vitesses peuvent atteindre 600-800 m/s avec intercalation de couches plus lentes. Les profondeurs trouvées pour la couche associée aux molasses qui forment le soubassement sont cohérentes avec les résultats de la sismique réflexion.

Remerciements

M.F. Berthier, M. Gassiot, responsable de l'aéroport d'Annecy Meythet, et les maires des communes concernées nous ont facilité l'accès aux différents sites. G. Richalet a été un boute-feu hors pair.

BIBLIOGRAPHIE

Bitri A., Le Bégat S., Baltassat J.M. (1997) - Détermination des vitesses de cisaillement des sols à partir de la dispersion des ondes de Rayleigh, BRGM R39877, 49 p., 24 fig.

Herrmann R.B. (1987) - Computer Programs in Seismology. Saint Louis University, USA.

Les dix commandements du bon petit prospecteur en archéologie

Albert Hesse

Centre de Recherches Géophysiques (U.M.R. 7619) CNRS,
Garchy, 58150, Pouilly-sur-Loire, France.
mel: crg@garchy.cnrs.fr

ABSTRACT

The ten commandments of the genuine surveyor in archaeology : all that one must do and/or never do!

TEXTE

- 1 - Ne crois pas que la géophysique peut répondre à toutes les questions et qu'elle est l'unique façon d'y répondre. (Hesse et Renimel, 1978).
- 2 - N'entreprends jamais de soi-disant « expériences » qui n'en sont pas vraiment, ou ont été déjà réalisées (voir 3).
- 3 - Lis la littérature, pour éviter de refaire des bêtises déjà décrites (il y a trop de références pour pouvoir les citer).
- 4 - N'utilise jamais une seule méthode sans t'assurer (en fonction de résultats antérieurs ou d'essais préliminaires) qu'elle est bien celle qui répondra à la question posée (Hesse, 1980, fig. 6 ; Hesse and Doger, 1993).
- 5 - Tu peux utiliser plusieurs méthodes ensemble si tu veux, mais réfléchis avant (Hesse, 1997 et 1999).
- 6 - Dessine de grandes cartes plutôt que des profils séparés et avant de placer des sondages (Hesse, 1994).
- 7 - Rassemble tous tes résultats, quelle que soit la méthode utilisée, sur des cartes de synthèse juxtaposées ou superposées, à des échelles comparables (tu peux l'appeler un S.I.G. si cela t'amuse) (Hesse *et al.*, 1978 et à paraître).
- 8 - Ne crois pas toujours l'archéologue (surtout quand il te pose de mauvaises questions: ta réponse ne pourra être que mauvaise).
- 9 - Si tu ne sais pas répondre à la question posée, demande toi si tu ne peux pas répondre à une autre question qu'on a oublié de te poser (Hesse, 1970 et 1982).
- 10 - Oublie tout ce que je viens de te dire et garde les yeux ouverts.

BIBLIOGRAPHIE

- Hesse A. (1970) - Introduction géophysique et notes techniques ; I/ Essai de reconstitution du tracé du Nil à Mirgissa depuis le Moyen Empire et mise en évidence d'une « crue millénaire », in : J. Vercoutter, "Mirgissa I", Librairie Orientaliste P. Geuthner, Paris, 51-70.
- Hesse A., Renimel S. (1978) - Reconnaissance des limites du site néolithique de Khirokitia (Chypre) d'après les distributions superficielles de vestiges et la résistivité du sol. *Revue d'Archéométrie*, 2, 5-18.
- Hesse A., Bossuet G., Rémy J., Renimel S., Tabbagh A. (1978) - Succès de l'archéologie prospective à Saint Romain en Gal., *Archéologia*, 122, 7-17.
- Hesse A. (1980) - La prospection des vestiges préhistoriques en milieu proche-oriental: une douzaine d'années d'expériences géophysiques. *Paléorient*, 6, 45-64.
- Hesse A. (1982) - Une nouvelle hypothèse de tracé pour un rempart de la ville. *Argos, Bull. Corresp. Hellénique*, CVI, II-Chroniques et rapports, 10-15.
- Hesse A., Doger E. (1993) - Atelier d'amphores rhodiennes et constructions en pierre à Hisarönü (Turquie) : un cas original de prospection électromagnétique. *Revue d'Archéométrie*, 17, 5-10.
- Hesse A. (1994) - La prospection archéologique : des mesures extensives sur deux dimensions de l'espace. *Histoire et Mesure*, n° thémat. IX-3/4, 213-230.
- Hesse A. (1997) - De l'intérêt raisonné des investigations sur plusieurs paramètres en prospection archéologique, Colloque Geofcan, Géophysique des sols et des formations superficielles, 11-12 sept. 1997, Bondy, France, 111-115.
- Hesse A. (1999) - Multi-parametric survey for archaeology: how and why, or how and why not?, *Journal of Applied Geophysics*, Proceedings of the 1st International workshop "Electric, magnetic and electromagnetic methods applied to cultural heritage", EMEMACH 97, sept.29 - oct.1, Ostuni, Italie, vol. 41, n° 2-3, march, 157-168.
- Hesse A., Andrieux P., Atya M., Benech C., Camerlynck C., Dabas M., Féchant C., Jolivet A., Kuntz C., Mechler P., Panissod C., Pastor L., Tabbagh A. et J., à paraître, L'Heptastade d'Alexandrie (Egypte), in : Empereur J.Y. "Alexandrina n°?", IFAO Le Caire, 45p env.

Magnétisme et géochimie de sols soumis à des retombées de poussières métalliques

Hélène Lecoanet, François Lévêque, Jean-Paul Ambrosi
CEREGE – UMR 6635, Université d'Aix-Marseille III, Europôle de l'Arbois, BP 80,
13545 Aix en Provence Cedex 04, France. lecoanet@cerege.fr

ABSTRACT

Magnetism and geochemistry of soils contaminated by iron industry emissions. The investigated area is located inside a metallurgical plant of South-East France, directly submitted to steelworks fallout. A high resolution mapping of magnetic susceptibility has been realized on this small surface of about 1 km². The comparison between magnetic susceptibility mapping and aerial photography shows a high correlation between susceptibility measurements and the kind of vegetal cover. Soil profiles reveal an enhancement in concentration of magnetic particles and heavy metals (Zn, Cr, Cu, Ni, Pb et Fe) in the topsoil. The north part of the study area is salt marshy and crossed by a channel which drains water of the soil. Two soil profiles have been made there at different periods: it appears that magnetic parameters values along soil profiles are dependent on seasonal variation of waterlogging.

INTRODUCTION

Un des paramètres magnétiques les plus utilisés dans les études de magnétisme environnemental est la susceptibilité magnétique (Verosub and Roberts, 1995; Dearing, 1994; Thompson and Oldfield, 1986). Elle fournit une information sur les teneurs en minéraux ferrimagnétiques (magnétite, maghémite, ...) d'un matériau.

Dans les secteurs soumis aux retombées industrielles, à la phase magnétique naturelle du sol s'ajoute un signal magnétique provenant des poussières anthropiques (Strzyszc, 1993). La mise en évidence de corrélations entre teneurs en métaux lourds et paramètres magnétiques simples fait des méthodes magnétiques un outil privilégié d'évaluation de la contamination des sols en zone industrielle (Hoffman *et al.*, sous presse; Heller *et al.*, 1998; Georgeaud *et al.*, 1997; Hay *et al.*, 1997; Durza *et al.*, 1993).

CADRE DE L'ÉTUDE

La région d'investigation, d'une superficie d'environ 1 km², se situe dans le Sud-Est de la France au sein d'une industrie sidérurgique. Encadrée au nord et à l'ouest par deux sources émettrices de minéraux magnétiques et métaux lourds, cette zone d'étude se situe sous les vents dominants (mistral et brises de secteur nord-ouest).

Elle est traversée d'est en ouest par un canal qui draine l'eau du sol. D'un point de vue pédologique, les sols de cette région s'apparentent aux Anthrosols Artificiels salins (Baize et Rossignol, 1995). Le solum, constitué de remblais hydrauliques argilo-sableux datant des années 70 est soumis aux oscillations saisonnières de la nappe phréatique infiltrée d'eau marine.

MÉTHODOLOGIE

L'étude de cette région s'est effectuée en deux étapes. Tout d'abord une cartographie de la susceptibilité de surface a été réalisée en juin 1998 au moyen de la sonde de terrain Bartington MS2D (Lecoanet *et al.*, 1999). Puis des échantillons de sol ont été prélevés pour une étude au laboratoire couplant géochimie et magnétisme. Les résultats sur trois solums situés sous un pied de salicorne et sur deux autres profils adjacents réalisés en zone saline encroûtée mais échantillonnés à des saisons différentes sont présentés ici. Les concentrations en Zn, Cr, Cu, Ni, Pb et Fe ont été déterminées par analyse ICP-OES (Jobin Yvon, JY38). Les mesures de susceptibilité magnétique acquises en laboratoire sont obtenues avec l'appareil Geofyzika Kly-2 Kappabridge.

CARTOGRAPHIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNÉTIQUE

La carte de susceptibilité magnétique de la région étudiée (fig. 1a) est obtenue avec un lissage par interpolation linéaire des 2 000 mesures de surface.

Les informations fournies par la cartographie magnétique convergent avec celles de la photographie aérienne (fig. 1b). Les fortes valeurs de susceptibilité, supérieures à $7 \cdot 10^{-3}$ SI, se situent à proximité des deux sources émettrices, et en bordure sud du canal où elles correspondent à des encroûtements superficiels recouverts d'efflorescences blanches et une végétation propre aux sols salés (*Salicornia europea* et *Arena maritima*). Quant aux valeurs de susceptibilité magnétique mesurées dans la partie sud-est du secteur cartographié et en bordure nord du canal, elles sont minimales et correspondent à une couverture végétale composée de graminées (*Cruciferae* et *Avena*).

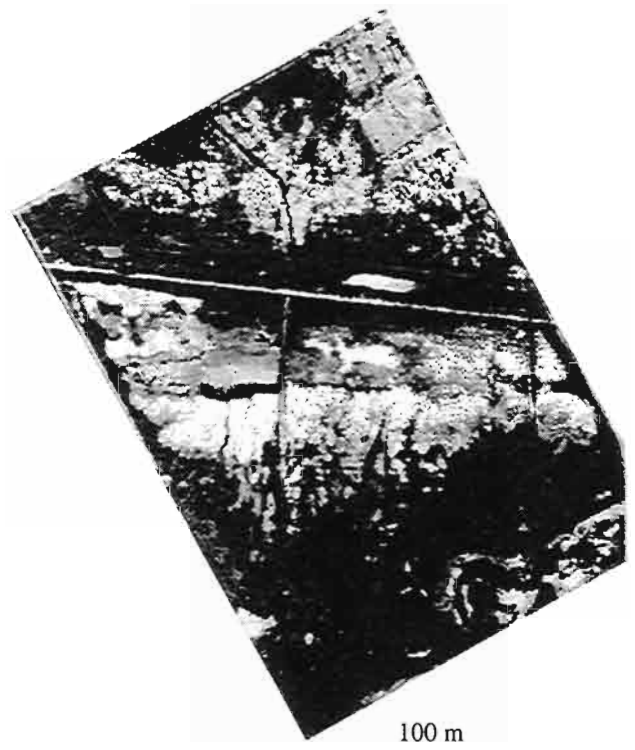
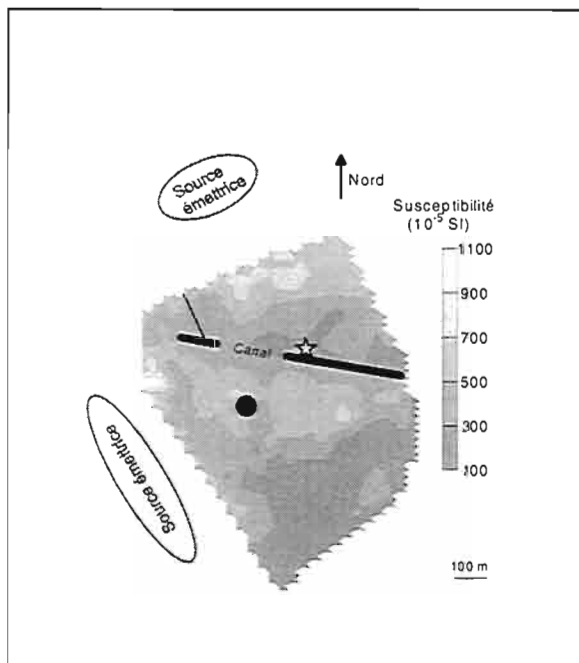


Fig. 1a - Cartographie de la susceptibilité magnétique de surface de la région étudiée.

Fig. 1b - Photographie aérienne de la région étudiée.

● Transect de solums, ☆ Suivi temporel).

SIGNAUX MAGNÉTIQUES, GÉOCHIMIQUES ET VÉGÉTATION

Les trois profils pédologiques, réalisés sous le pied de salicorne (fig. 1a), se caractérisent par une alternance d'horizons sableux et argileux délimités par des liserés rouille (fig. 2a).

Pour chaque solum, les valeurs maximales de susceptibilité magnétique et de teneurs en métaux lourds correspondent aux échantillons de surface (fig. 2b). Latéralement, ces enrichissements sont localisés dans l'horizon humifère et diminuent depuis les zones à fort recouvrement de salicorne (A) vers les surfaces dénudées et encroûtées (B).

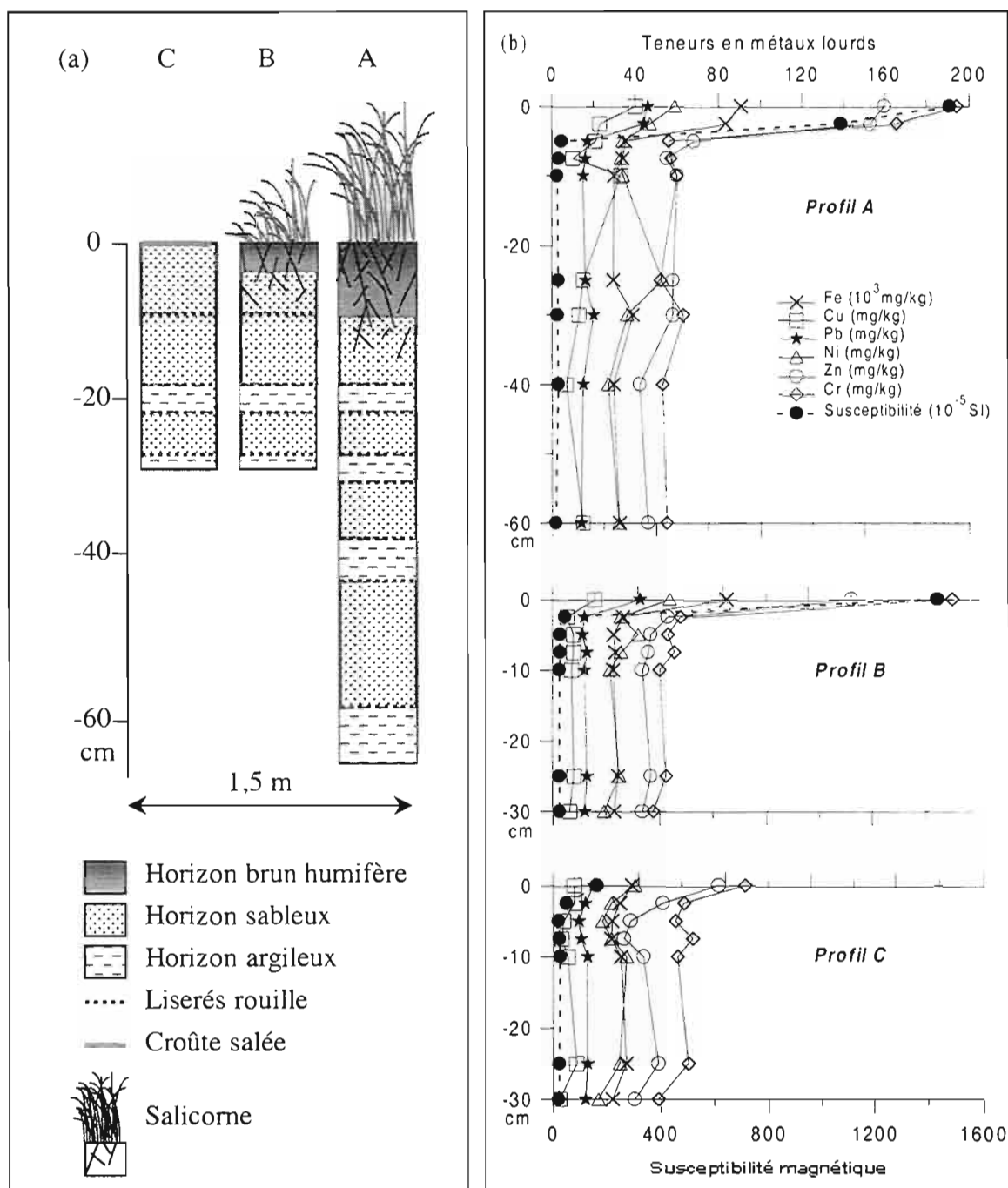


Fig. 2 - Transect radial depuis le recouvrement herbacé en salicorne (A et B) vers les zones encroûtées (C): (a) Profils pédologiques, (b) Profils géochimiques et magnétiques.

VARIATION TEMPORELLE DU SIGNAL MAGNÉTIQUE

Afin de caractériser le fonctionnement hydrologique du sol dans la zone marécageuse, un suivi temporel a été effectué au sud du canal (fig. 1a), sur un solum de type C (fig. 2a). Deux profils ont été réalisés au même endroit : le premier en période sèche (juillet 1998), et le deuxième après la période de ressuyage des pluies d'automne (orages estivaux et remontée de la nappe saline, octobre 1998).

Quelque soit la période, les signaux de susceptibilité montrent un enrichissement en minéraux ferrimagnétiques dans l'horizon de surface (7 cm) qui s'atténue rapidement avec la profondeur (fig. 3).

En revanche une diminution d'un facteur deux des valeurs de susceptibilité magnétique dans les horizons de surface entre juillet et octobre est observée, résultant du phénomène de lessivage du solum.

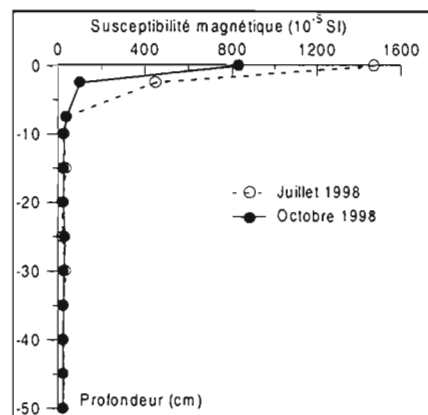


Fig. 3 - Profils de susceptibilité magnétique.

CONCLUSIONS

Ce travail, mené sur un site propice à une approche magnétique de par la nature des poussières émises, montre que les variations de susceptibilité magnétique de surface résultent de l'interaction de deux phénomènes : fonctionnement du sol et apports atmosphériques. Dans ce cas particulier, la cartographie de susceptibilité magnétique équivaut à une cartographie du couvert végétal, à laquelle se surimpose le signal des retombées en poussières anthropiques. Les variations spatiales (en surface et le long de profils) des valeurs de susceptibilité évoluent de façon analogue aux teneurs en métaux lourds, en l'occurrence Zn et Cr. De plus, elles permettent de mettre en évidence la dynamique saisonnière d'un sol soumis à des phénomènes d'hydromorphie temporaire.

BIBLIOGRAPHIE

- Baize D., Rossignol J.P. (1995) - Référentiel pédologique. Ed. INRA, 332 p.
- Dearing J.A. (1994) - Environmental Magnetic Susceptibility: using the Bartington MS2. System. Bartington Instrument Ed. Chi Publishing, Kenilworth, U.K., 104 p.
- Durza O., Gregor T., Antalova S. (1993) - The effect of the heavy metals soil contamination on the magnetic susceptibility. *Acta Univ. Carolinae Geol.* 37, 135-143.
- Georgeaud V.M., Rochette P., Ambrosi J.P., Vandamme D., Williamson D. (1997) - Relationship between metals and magnetic properties in a large polluted catchment: the Etang de Berre (South of France). *Phys. Chem. Earth*, 22, 211-214.
- Hay K.L., Dearing J.A., Baban S.M.J., Loveland P.J. (1997) - A preliminary attempt to identify atmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic susceptibility measurements. *Phys. Chem. Earth*, 22, 207-210.
- Heller F., Strzyszczyk Z., Magiera T. (1998) - Magnetic record of industrial pollution in forest soils of Upper Silesia, Poland. *J. Geophys. Res.*, 103, 17767-17774.
- Hoffmann V., Knab M., Appel E. (in press) - Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *J. Geochem. Explor.*
- Lecoanet H., Lévêque F., Segura S. (1999) - Magnetic susceptibility in environmental applications: comparison of field probes. *Phys. Earth Planet.*
- Strzyszczyk Z. (1993) - Magnetic susceptibility of soils in the areas influenced by industrial emissions. *Soil Monitoring, Monte Verità, Birkhäuser Verlag Basel*, 255-269.
- Strzyszczyk Z., Magiera T., Heller F. (1996) - The influence of industrial emissions on magnetic susceptibility of soils in Upper Silesia. *Studia Geoph. et Geod.*, 40, 76-286.

Thompson R., Oldfield F. (1986) - Environmental Magnetism. Allen and Unwin London Ed., 227 p.

Verosub L.K., Roberts P.A. (1995) - Environmental magnetism: past, present and future. *J. Geophys. Res.*, 100, 2175-2192.

Détection de cavités souterraines par couplage de mesures gravimétriques et sismiques (ondes de Rayleigh)

D. Leparoux¹, G. Grandjean¹, A. Bitri¹, N. Debégli¹, F. Lejeune¹
¹BRGM, BP 6009, 45060 Orléans cedex 02, France.

ABSTRACT

The study deals with seismic and microgravimetric methods used to detect underground cavities. Two field tests are presented. The first one contains a cavity with concrete masonry which provides Rayleigh waves diffraction allowing to accurately detect the lateral cavity position. Gravimetric measurements are well inverted in this context. In the second experiment, the cavity has no masonry. Rayleigh waves are not diffracted but an attenuated area on the profile indicates the lateral cavity position. In these two cases, the depth could be estimated through the spectral content shown in the dispersion diagram to give an information for gravimetric inversion.

INTRODUCTION

La stabilité des cavités souterraines, est un problème majeur pour les collectivités territoriales et les entreprises du bâtiment et des travaux publics. Qu'il s'agisse de karsts, d'anciennes mines ou d'anciennes galeries médiévales, leur localisation par méthodes géophysiques non destructives s'avèrent nécessaires pour étudier leur impact sur l'environnement. Des méthodes fiables dans certains contextes géologiques sont limitées dans d'autres. Ainsi, la présence d'argile diminue considérablement la profondeur d'investigation du radar géologique. Des études récentes montrent la sensibilité des ondes sismiques de Rayleigh à des obstacles ponctuels et à des cavités, même en milieux urbains (Al-Shayea N.A. *et al.*, 1994). Dans ce cadre, des premiers résultats par simulations numériques ont conduit à des tests de sismique sur le terrain. L'étude présentée porte sur deux typologies de cavités. Ainsi, dans un premier temps, les mesures sont réalisées sur une galerie maçonnée et dans un deuxième temps sur une galerie non maçonnée. Dans les deux cas, les résultats sont analysés et comparés avec des mesures microgravimétriques.

ACQUISITION DE TRAITEMENT DES ONDES DE RAYLEIGH

Le protocole utilisé, établi à partir de modèles numériques préliminaires, permet d'obtenir un profil de mesures. Ainsi, l'ensemble de la source et des récepteurs est déplacé le long d'un tracé recoupant le passage de la cavité (ou galerie). Par ailleurs, pour chaque position du dispositif, deux tirs symétriques sont réalisés. A partir du jeu de données, un profil est obtenu par addition des traces regroupées en « récepteurs communs ». Les corrections dynamiques nécessaires, « Dynamical Linear Move Out (DLMO) », prennent en compte la dispersion des ondes de surfaces évaluée par les diagrammes de dispersion (Bitri A. *et al.*, 1998). Par ailleurs, les résultats numériques ont montré que la présence d'une cavité perturbe le spectre de l'arrivée directe des ondes de Rayleigh. Tout se passe comme si ces dernières étaient filtrées au passage de l'obstacle, sa profondeur influençant les caractéristiques du filtre. Afin d'accéder à une information sur la profondeur, il est donc nécessaire d'étudier l'amplitude spectrale des enregistrements. Dans ce but, les diagrammes de dispersion permettent d'isoler le contenu fréquentiel des ondes de Rayleigh de celui des ondes de volumes.

CAS D'UNE CAVITÉ MAÇONNÉE À JARGEAU (45, FR)

Le premier site de mesures est situé en bord de Loire dans les calcaires surmontés d'une chaussée. La cavité correspond à une buse de béton de 2 m de haut sur 1 m de large dont le toit est à trois mètres. L'enregistrement des mesures sismiques a été réalisé avec l'équipement du BRGM (24 traces). La figure (1-a) montre le profil, résultant des corrections dynamiques et de l'addition des traces, présentant un rapport signal-sur-bruit important. La maçonnerie en béton a généré une diffraction des ondes de surface dont le sommet des branches permet de déterminer avec précision la position latérale de la cavité maçonnée. La figure (1-b) montre le spectre du profil, après filtrage des branches de diffraction. Il apparaît une zone atténuée, décalée par rapport à la position de la cavité, qui correspond vraisemblablement à une variation latérale des propriétés du terrain (présence d'une zone décomprimée, par exemple). L'effet de la cavité peut cependant être visualisé sur un diagramme de dispersion (fig. (1-c)) où la zone atténuée correspond à une fréquence de 30Hz, soit une profondeur de 3 mètres pour un rapport longueur d'onde-profondeur standard de 0,6. Toutefois, ces données ne permettent pas d'identifier la cavité puisque c'est la maçonnerie qui diffracte le signal et non la cavité. Pour cette raison, il est nécessaire de coupler ces résultats avec des mesures microgravimétriques. Ces dernières ont été réalisées avec un gravimètre Scintrex CG3 sur le tracé du profil sismique. La figure (2-a) montre l'anomalie résiduelle obtenue, dont l'amplitude et la largeur (12 microGal et 15 m) sont plus importantes que celles qu'on aurait mesurées pour cette cavité en milieu homogène (7 microGal et 10m de large). Cette différence, ainsi que la dissymétrie de la courbe, peuvent provenir de l'hétérogénéité de l'encaissant, déjà notée sur les résultats sismiques. Par ailleurs, le signe négatif de l'anomalie indique que l'obstacle est bien un vide. Afin d'imager la cavité, ces mesures ont été inversées par la méthode « inversion compact » (Last B.J. *et al.*, 1983 ; Guillen A. *et al.*, 1984). L'image inversée est présentée figure (2-b) : une source de densité nulle, de dimension correspondant à la cavité connue est imagée; la dissymétrie de l'anomalie est expliquée par une source superficielle de faible contraste de densité. Cependant, la profondeur du vide est sous-estimée. Cette imprécision peut être due à la faible amplitude de l'anomalie vis-à-vis du niveau de bruit. Il semblerait

donc intéressant de contraindre l'inversion gravimétrique par des critères sur la profondeur provenant de la sismique.

CAS D'UNE CAVITÉ NON MAÇONNÉE À MAY-SUR-ORNE (14, FR)

La deuxième partie de l'étude a consisté à tester les mesures sur une cavité non maçonnée. Le site de mesures se situe au-dessus d'une ancienne descenderie de 2,5 m x 2,5 m de section conduisant à une mine d'extraction du minerai de fer. La galerie se situe dans le calcaire surmonté d'un sol agricole. Le toit est situé à une profondeur de 5 mètres au niveau du profil. Les mesures sismiques ont été réalisées à partir de la caméra Géométrix équipée de 48 traces. La figure (3-a) montre le profil additionné après correction DLMO. Les deux zones d'oscillation « résonnantes basses fréquences » situées respectivement à 25 mètres et 62 mètres correspondent vraisemblablement à une variation latérale des propriétés du sous-sol et à un effet topographique. La cavité n'a pas généré de diffraction détectable des ondes de Rayleigh mais une zone atténuée se situe au niveau de la cavité (50 mètres). A ce niveau, le spectre du profil présente une atténuation sur toute la gamme des fréquences et ne permet pas d'identifier une profondeur spécifique liée à cette zone (fig. (3-b)). Cependant, la chute brutale des amplitudes à 50 Hz, visible sur le diagramme de dispersion (fig. (3-c)), correspond à une profondeur de 5 m et peut être reliée à la présence de la cavité. Il faut noter que la zone de forte amplitude apparaissant à cette fréquence est vraisemblablement due aux ondes de volumes non dispersives et se déplaçant à plus de 1 000 m/s. Finalement, le profil temporel et le diagramme de dispersion permettent d'identifier et de localiser une zone perturbée. Toutefois, puisqu'elle s'étend latéralement sur une dizaine de mètres, on ne peut pas déterminer s'il s'agit de l'effet d'une cavité ponctuelle ou d'une zone décomprimée. On aurait pu espérer lever cette ambiguïté par la gravimétrie. Malheureusement, les données disponibles sont trop espacées pour permettre l'inversion. La modélisation directe (figure (4b)) montre cependant que l'anomalie est compatible avec les dimensions et la profondeur de la galerie connue mais que d'autres hétérogénéités sont également présentes à l'Est du profil.

CONCLUSION

Les deux typologies de cavités superficielles étudiées ont fourni des résultats différents sur les enregistrements des ondes de Rayleigh. Cependant, dans les deux cas, les informations peuvent être d'un apport notable pour les mesures microgravimétriques notamment en milieu urbain où les mesures sont souvent bruitées. Ainsi, la cavité maçonnée est très bien détectée comme un objet ponctuel diffractant par les ondes de Rayleigh, sa position latérale est repérée précisément sur le profil sismique et sa profondeur est évaluée sur les diagrammes de dispersion. Dans ce cas, la microgravimétrie renseigne sur la nature de l'obstacle et permet de confirmer la présence d'une cavité. La cavité non maçonnée, est repérée latéralement sur le profil sismique par une atténuation du signal et sa profondeur est également estimée sur les diagrammes de dispersion. Ce type de signature peut correspondre à une zone décomprimée comme à une cavité ponctuelle. Des mesures gravimétriques détaillées seraient nécessaires pour tenter de lever cette ambiguïté. Par ailleurs, pour ces deux types de contexte, il semble intéressant de contraindre l'inversion microgravimétrique par la profondeur de la cavité recherchée, estimée à partir des résultats sismiques. Pour

cette estimation, d'autres tests sismiques sur le terrain sont nécessaires notamment pour valider la relation longueur d'onde-profondeur dans des contextes s'écartant des hypothèses de milieux purement élastiques et tabulaires.

Remerciements

Nous remercions les municipalités de Jargeau et May-sur-Orne de nous avoir autorisé à acquérir des mesures sur leurs communes. Nous remercions également le laboratoire Center of Wave Phenomena de la Colorado School of Mines pour la mise à disposition de son logiciel SU.

BIBLIOGRAPHIE

Al-Shayea N.A., Woods R., Gilmore P. (1994) - Detection of subsurface cavities using the spectral analysis of surface waves methods, *PH. D. dissertation*, Civil and environmental engineering department, the University of Michigan, Ann Arbor, 269 p.

Bitri A., Le Bégat S., Baltassat J.M. (1998) - Shear waves velocity determination of soils from in-situ Rayleigh waves measurements, *Proceeding of the IV Meeting of the E.E.G.S (European Section)*, 503-506, Barcelone (Spain).

Guillen A., Menichetti V. (1984) - Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional, *Geophysics*, vol. 49, n° 8, 1354-1360.

Last B.J., Kubik K. (1983) - Compact gravity inversion, *Geophysics*, vol. 48, n°6, 713-721.

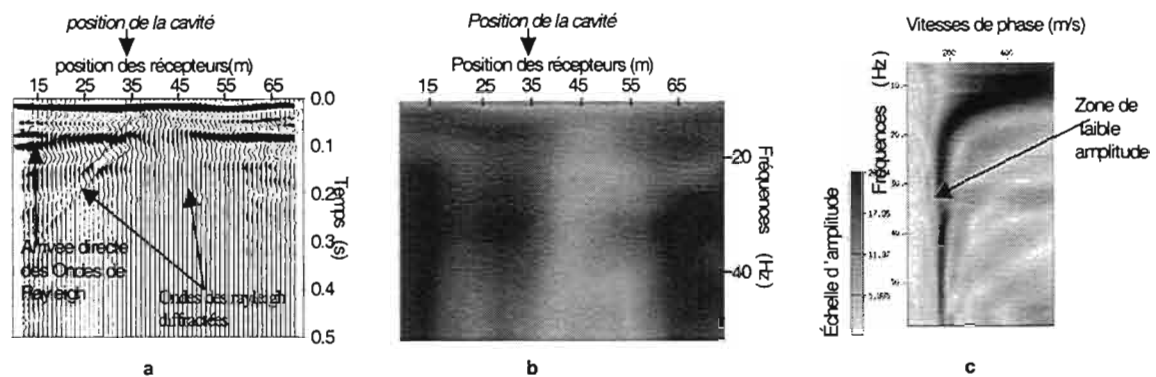


Figure 1 : Mesures des ondes de Rayleigh au-dessus d'une cavité maçonnée (Jargeau, 45,Fr);
a- profil temporel; b- amplitude spectrale de a; c- diagramme de dispersion d'un tir.

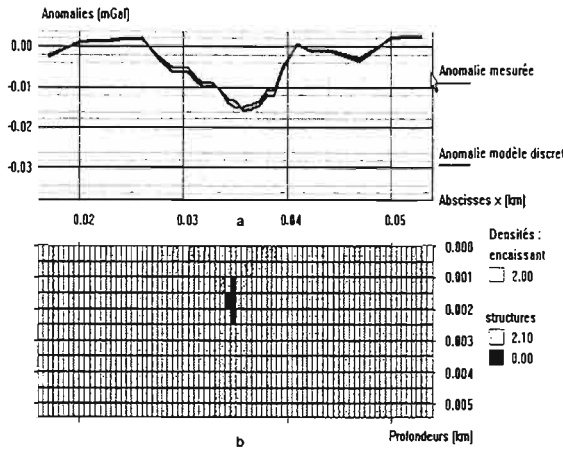


Figure 2 : Mesures microgravimétriques au-dessus d'une cavité non maçonnée (Jargeau, 45,Fr) et inversion.
a- Anomalie mesurées et effet du modèle résultant de l'inversion;
b- Section verticale décrivant les densités obtenues par inversion.

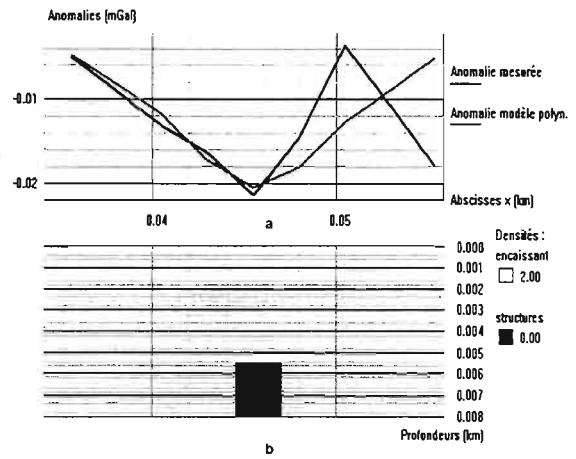


Figure 4 : Mesures microgravimétriques au-dessus d'une cavité non maçonnée (May-sur-Orne, 14, Fr) et modélisation directe.
a- Anomalie mesurée et effet prévisionnel de la cavité;
b- Section verticale du vide modélisé.

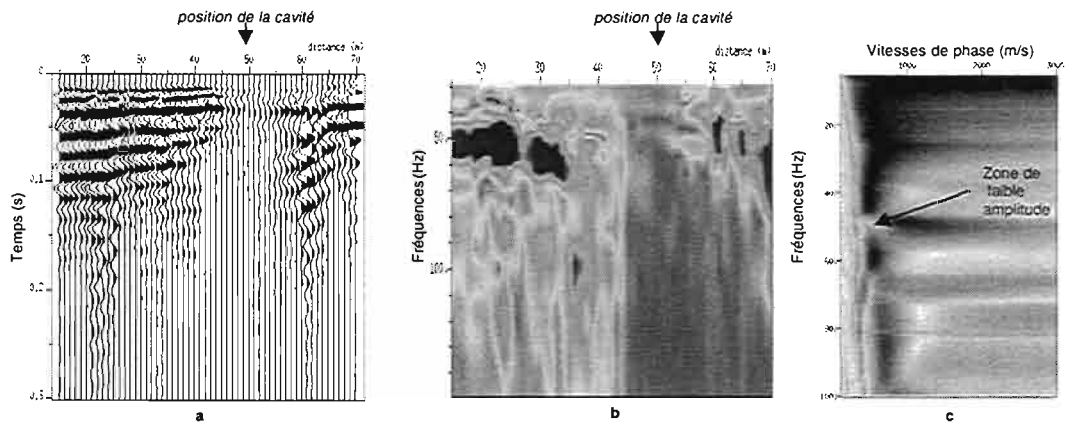


Figure 3 : Mesures des ondes de Rayleigh au-dessus d'une cavité non maçonnée (May -sur-Orne, 14,Fr);
a- profil temporel; b- amplitude spectrale de a; c- diagramme de dispersion d'un tir.

Spécificité de la résistivité pôle-pôle pour la description 3D des terrains. Bases théoriques et exemples

Michel Martinaud, Frédéric Madani

Centre de Développement des Géosciences Appliquées, EA 1675.
Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex. martinau@cdga.u-bordeaux.fr

ABSTRACT

In geoelectrical studies, the pole-pole array shows special properties as well as for vertical electrical sounding (VES), resistivity pseudo-sections (RPS) and mapping. For VES this array may be used in spatially restricted conditions relatively to the Schlumberger or to the Wenner ones. For RPS one can take advantage of its largest investigation depth and of the small anomaly due to a compact body. For mapping, the small vertical extent of the anomaly of a body allows true investigations at different depths. This permits an easy separation of the images of shallow anthropic targets from geological structure or separation of superimposed structures. Theoretical evidence and fieldworks examples of these properties are set out.

INTRODUCTION

En prospection électrique, le quadripôle dit pôle-pôle (demi-Wenner, two electrode) est constitué de deux électrodes mobiles, l'une de courant A et l'autre de potentiel M, distantes de $d=AM$. Les deux autres électrodes, B et N sont fixes à l'infini de AM et à l'infini entre elles. C'est la configuration qui a été employée dans les premières diagraphies électriques (Jakovsky, 1940) sous le nom de sonde normale ou sonde de potentiel.

Une variante, le twin probes (Aspinall et Lynam, 1970) qui diffère du pôle-pôle par la courte distance BN, a été largement diffusée par l'école anglaise de prospection archéologique (Clark, 1986). A l'exemple de quelques essais qui n'avaient pas eu de lendemain (Schwarz, 1961 et 1967), nous avons montré les avantages du pôle-pôle sur le twin electrode pour les cartes électriques et les pseudo-sections de prospection archéologique (Martinaud, 1990). L'utilisation du pôle-pôle dans ce domaine commence à se généraliser.

De tous les quadripôles employés en prospection électrique le pôle-pôle est celui qui a la plus grande profondeur d'investigation. Ce n'est qu'au début des années 70 que cet aspect a été reconnu théoriquement (Roy et Apparao, 1971) et expérimentalement, d'une

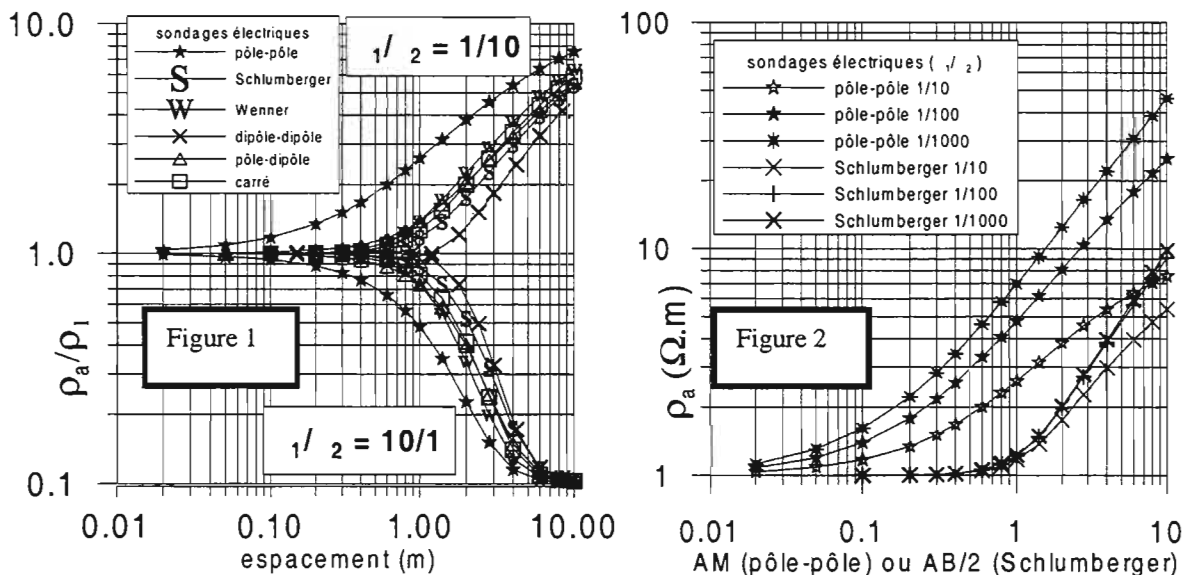
part en traîné électrique sur modèles réduits (Apparao et Roy, 1971) et d'autre part sur le terrain (Apparao et Roy, 1973). Les courbes de sondages électriques à deux couches (ρ_1 , $h = 1 \text{ m}$; ρ_2) de la figure 1, calculées avec EL3D (Dabas *et al.*, 1994), montrent la supériorité du pôle-pôle par rapport à tous les autres quadripôles, et ceci que la deuxième couche soit plus résistante ou plus conductrice que la première.

C'est la nécessité de deux électrodes à l'infini qui a empêché l'utilisation du pôle-pôle pour les investigations profondes, ce qui a finalement retardé (par tradition ?) son usage pour les études peu profondes.

LE SONDAGE ÉLECTRIQUE PÔLE-PÔLE

Outre sa plus grande profondeur d'investigation (fig. 1), le pôle-pôle présente aussi une meilleure résolution dans les forts contrastes positifs : par exemple le pôle-pôle sépare mieux les cas $\rho_1/\rho_2 = 1/100$ et $1/1\,000$ que le Schlumberger (fig. 2, calculs avec Winsev4, 1997).

La comparaison de sondages pôle-pôle et de sondages Schlumberger avec des types variés de terrains à trois couches, et en particulier les types K et H montre le décalage des courbes pôle-pôle par rapport aux courbes Schlumberger. L'espacement du Schlumberger qui est nécessaire pour obtenir la même information qu'en pôle-pôle est



en moyenne le double de celui qu'il faut en pôle-pôle. Ceci implique que la même information est obtenue avec un pôle-pôle de longueur égale au quart de celle du quadripôle Schlumberger. Cette propriété devrait faire préférer le pôle-pôle quand la zone étudiée est spatialement limitée, soit pour des raisons matérielles, en milieu urbain par exemple, soit pour des raisons d'applicabilité : lorsque la zone sur laquelle les couches peuvent être considérées horizontales ou sub-horizontales est restreinte. Cette circonstance est souvent rencontrée en prospection de subsurface et en particulier en archéologie où l'on demande au géophysicien de déterminer des épaisseurs de structures de faible surface horizontale. Le danger des effets latéraux parasites pour l'interprétation est important et on voit ici tout l'intérêt du pôle-pôle qui permet de les atténuer sinon de les éliminer. Un tel cas extrême est le suivant. Il s'agissait de déterminer l'épaisseur de remplissage fin restant à fouiller dans l'espace étroit d'un sondage archéologique exécuté dans une cavité karstique ouvrant à la surface du sol. Quatre sondages ont été réalisés

selon des orientations variées sur une surface disponible dont la plus grande dimension était de 3 m. Tous conduisent à environ 75 cm de matériau homogène ($30 \pm 3 \Omega.m$) sur un calcaire d'environ $4\ 000 \Omega.m$. La fouille est aujourd'hui descendue de 80 cm sans avoir trouvé le fond calcaire. Ceci prouve l'existence de l'effet latéral du calcaire dans lequel est creusé la cavité. Néanmoins on retiendra que seul le sondage électrique pôle-pôle était réalisable et qu'il a fourni une estimation minimale correcte de l'épaisseur de sédiments.

LES PSEUDO-SECTIONS DE RÉSISTIVITÉ (RPS) PÔLE-PÔLE

Par comparaison avec les classiques RPS pôle-dipôle (panneaux électriques) ou dipôle-dipôle, le pôle-pôle présente des particularités remarquables. En effet, une structure confinée crée avec ces dispositifs une anomalie en forme de croissant dont la concavité est dirigée vers le bas (fig. 3).

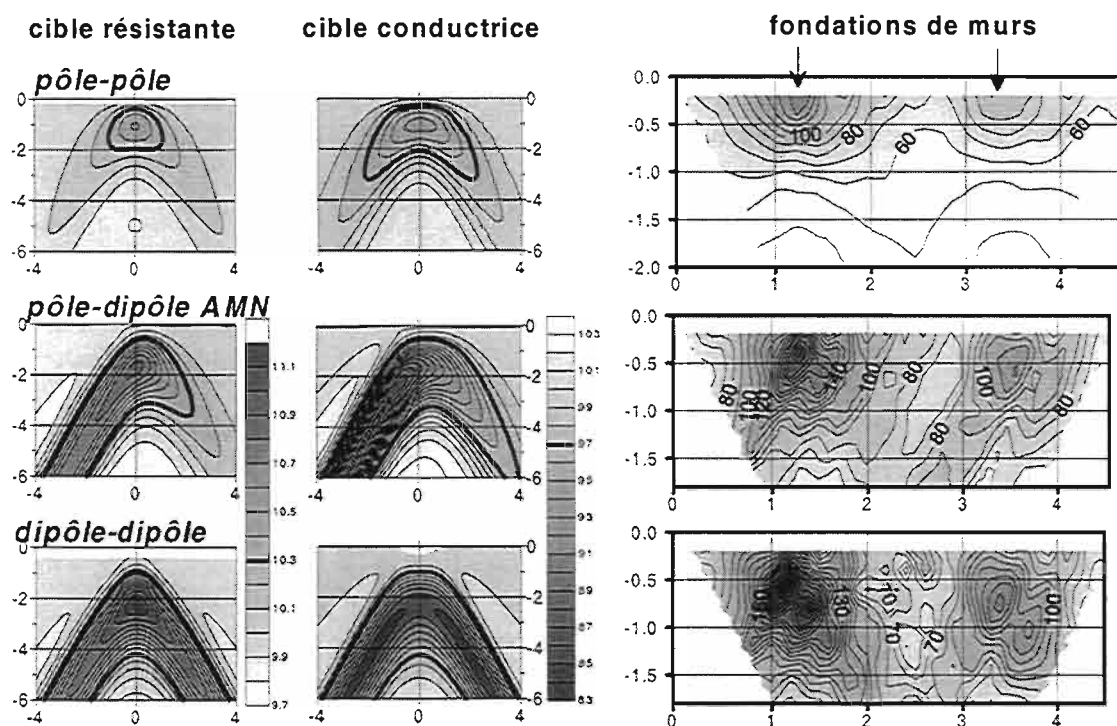


Fig. 3 - Pseudo-sections synthétiques (EL3D de Dabas *et al.*, 1994). Cible cubique de 1,2m de côté à 1m sous la surface, de résistivité ρ_C dans un milieu de résistivité ρ_M . $\rho_C/\rho_M = 100/10$ (résistante) et $10/100$ (conductrice). En gras la courbe limite à 3 % (résistante : $10.3 \Omega.m$, conductrice : $97 \Omega.m$).

Tests de terrain sur site gallo-romain (St Germain d'Esteuil, Gironde). Murs enfouis à 35 cm sous la surface. Pas de la flûte : 20 cm. Dans tous les cas l'échelle verticale est l'opposé de l'espacement. Pour le pôle-dipôle le point d'affectation de la mesure est à la verticale du milieu de AO, O milieu de MN.

Mais avec le pôle-pôle les cornes du croissant sont les plus courtes, de telle sorte qu'une RPS pôle-pôle ne présente pas les « rayures obliques » caractéristiques, créées par les hétérogénéités superficielles (symétriques pour le dipôle-dipôle, avec une seule direction pour le pôle-dipôle), gênantes au moins pour l'interprétation qualitative (Bonnet et Martinaud, 1996, Brunel *et al.*, 1996). Sur une RPS pôle-pôle, toute structure restreinte présente ainsi une anomalie dont la surface est elle aussi restreinte. Les RPS

pôle-pôle sont moins bruitées que les autres mais les contrastes d'anomalies sont plus faibles (fig. 3).

La plus grande profondeur d'investigation du pôle-pôle se révèle sur la RPS par une anomalie dont l'extremum se trouve plus haut (à des espacements plus faibles) qu'avec les autres dispositifs. Ainsi, avec une même « flûte » (dispositif multiélectrodes), le pôle-pôle va voir plus profond que les autres dispositifs pour deux raisons : (1) parce qu'à espacement donné (plus courte distance entre une électrode de potentiel et une électrode de courant (Kunetz, 1966)) le pôle-pôle présente une plus grande profondeur d'investigation et (2) parce que le pôle-pôle est le dispositif le plus court de tous (c'est le seul dispositif dont l'espacement est égal à la longueur totale). Concernant la qualité de la mesure, notons que pour un courant injecté donné, le pôle-pôle fournit des valeurs de différences de potentiel plus élevées que les autres dispositifs.

LES CARTES HORIZONTALES PÔLE-PÔLE

Aujourd'hui, la prospection horizontale est réalisée avec le quadripôle carré ou ses variantes (Panissod *et al.*, 1997), avec le "twin electrode", avec le pôle-pôle et plus rarement avec les quadripôles Wenner. La spécificité du pôle-pôle réside dans sa plus grande profondeur d'investigation qui nécessite des espacements plus courts que les autres, dans sa grande maniabilité et dans son aptitude à séparer des structures superposées (grâce à l'anomalie verticale restreinte). Les deux premiers caractères en font un bon outil d'évaluation sur de grandes surfaces (Clark, 1990 ; Martinaud et Schaad, 1991). Le troisième caractère autorise de réelles prospections à plusieurs profondeurs. Il est possible de séparer les images des structures profondes de celles des structures superficielles avec deux espacements différents, réalisant ainsi une sorte de filtrage vertical. On sépare ainsi les anomalies d'origine géologique des anomalies anthropiques plus superficielles ou les anomalies de structures anthropiques superposées. Exemple du premier cas : l'étude de la nécropole du col de Méatsé à Ixassou, Pyrénées Atlantiques (Martinaud, 1997). Exemples du deuxième cas : les structures superposées sur la villa de Plassac (Martinaud, 1997) ou sur l'agglomération de Saint Germain d'Esteuil, Gironde (Bonnet et Martinaud, 1998). Inversement la sélectivité du pôle-pôle en profondeur peut entraîner une perte d'information si l'espacement est mal choisi.

BIBLIOGRAPHIE

- Apparao A., Roy A. (1971) - Resistivity model experiments, 2. *Geoexploration*, 9, 195-205.
- Apparao A., Roy A. (1973) - Field results for direct current resistivity profiling with two-electrode array. *Geoexploration*, 11, 21-44.
- Aspinall A., Lynam J.T. (1970) - An induced polarization instrument for the détection of near surface features, *Prospezioni Archeologiche*, 5, 67-75
- Bonnet V., Martinaud M. (1996) - 3D modelling of resistivity pseudo-sections on a cubic body in a homogeneous medium. Proceedings of the second meeting : environmental and engineering geophysics. Nantes. 359-363
- Bonnet V., Martinaud M. (1998) - Specific properties of the pole-pole array for depth investigations in geoelectrical mapping. Proceedings of the fourth meeting environmental and engineering Geophysical Society. Barcelona. 755-758.

- Brunel P., Poussoumandji P., Roharic M., Andrieux P. (1996) - Multipole arrays in direct current A systematic study of 2D structures: confined targets - complex geology - Geological noise. One application in pedology in Cameroun. Proceedings of the second meeting : environmental and engineering geophysics. Nantes. 375-378.
- Clark A.J. (1986) - Archaeological geophysics in Britain, *Geophysics*, 51 (7), 1404-1413.
- Dabas M., Tabbagh A., Tabbagh J. (1994) - 3-D inversion in subsurface electrical surveying - *I. Theory. Geophys. J. Int.*, 119, 975-990.
- Jakosky J.J. (1940) - Exploration Geophysics. p.1024-1029, Trija Publishing Company, Los Angeles, USA.
- Kunetz G. (1966) - Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Geopublication Associates, Gebruder Borntraeger, Berlin.
- Martinaud M. (1990) - Intérêts du dispositif bipôle CP en prospection électrique non mécanisée. *Revue d'Archéométrie*, 14, 5-16.
- Martinaud M., Schaad D. (1991) - Un exemple de stratégie d'évaluation du potentiel archéologique: le site antique d'Eauze (Gers), *Revue d'Archéométrie*, Rennes, 15, 17-27.
- Martinaud M. (1997) - La pratique de la méthode électrique par une unité de service en prospection archéologique. Choix des quadripôles et exemples de résultats. *Revue d'Archéométrie* 21, 5-20.
- Panissod C., Dabas M., Jolivet A., Tabbagh A. (1997) - A novel mobile multipole system (MUCEP) for shallow (0-3m) geoelectrical investigation : the "Vol-de-canards" array. *Geophysical prospecting* 45, 983-1002.
- Roy A., Apparao A. (1971) - Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36, (5), 943-959.
- Schwarz G.T. (1961) - The "zirkelsonde": a new technique for resistivity surveying. *Archeometry*, 4, 67-70.
- Schwarz G.T. (1967) - Prospecting without a computer in Southern Switzerland. *Prospezioni archeologiche*, 2, 73-80.

L'endoscopie sismique : une méthode d'imagerie volumique autour d'un puits

Florence Nicollin, Dominique Gibert, Frédéric Conil
Géosciences Rennes, UPR CNRS 4661, Université de Rennes 1,
35042 Rennes Cedex, France.

ABSTRACT

A new acoustic method to image the few meters around borehole with a centimetric accuracy is presented. The developed tool is composed of a multi-directional source and directional receivers working in the 10-50 kHz frequency range. The seismic data are acquired at different locations along the borehole for different offsets and azimuths. After processing, the cylinder of acoustic impedance obtained allows accurate location of reflectors. This method has been applied to obtain experimental results both in an acoustic tank and in a borehole.

INTRODUCTION

Actuellement, il n'existe pas de véritables méthodes permettant d'obtenir une image volumique autour d'un puits. Les diagraphies soniques classiques multi-émetteurs et multi-récepteurs, si elles permettent de pénétrer dans la formation au-delà du puits, ne donnent aucune information sur l'orientation azimutale des hétérogénéités. Inversement, le téléviewer fournit l'information azimutale, mais les gammes de fréquences utilisées ne permettent d'imager que la paroi du puits. L'outil que nous présentons ici combine les avantages de ces deux techniques afin d'obtenir une image sur une épaisseur de quelques mètres autour du puits. Une directivité imposée à l'enregistrement des signaux captés par les récepteurs permet de détecter précisément la position d'un objet dans le milieu. La géométrie du dispositif permet de réaliser des acquisitions de type couverture multiple selon la direction du puits (verticalement dans un puits vertical) pour chaque secteur angulaire ausculté. On peut alors appliquer les méthodologies classiques de la sismique réflexion, et développer des traitements utilisant l'information fournie par la couverture azimutale. Nous présentons ici le principe de la méthode et les traitements associés, le prototype développé au laboratoire et des données expérimentales acquises en cuve acoustique et dans un puits traversant un quai portuaire.

PRINCIPE DE LA MÉTHODE

L'outil se compose d'une source omnidirectionnelle et de récepteurs alignés selon l'axe du puits (axe z pour un puits vertical) (fig. 1). L'utilisation de plusieurs récepteurs ou la translation verticale d'un récepteur unique vers plusieurs positions fournit autant d'offsets d (distance entre émission et réception) pour l'enregistrement. Les capteurs utilisés en réception sont, comme le capteur utilisé pour la source, omnidirectionnels. Afin de pouvoir connaître précisément la provenance des échos enregistrés, les récepteurs sont rendus directionnels en étant individuellement inséré dans un élément composé d'écrans et appelé « oreille ». Ainsi, seuls les échos provenant du secteur angulaire d'écoute seront enregistrés. On construit de cette manière des collections de traces fonction du temps de propagation selon un azimuth donné, avec les différents offsets dont on dispose. Un tel assemblage de traces est équivalent à une collection « point de tir » de la sismique réflexion, où les signaux réfléchis forment des hyperboles.

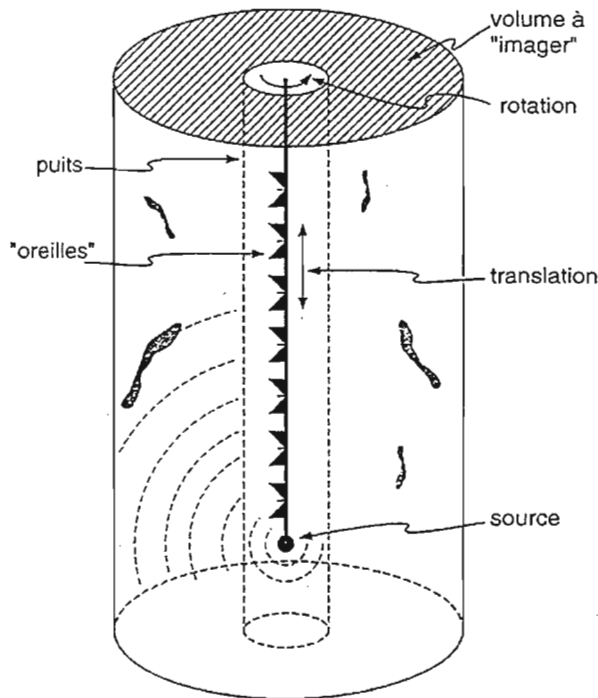


Figure 1 : principe de la sonde d'endoscopie sismique

En répétant l'acquisition à différentes profondeurs dans le puits, on peut construire des collections de traces « point milieu commun » ou cdp, qui permettent d'obtenir la section des traces stack moyennant les traitements classiques (analyse de vitesse et correction de courbure normale notamment). La coupe ainsi réalisée donne une image profondeur z - temps t de propagation latéralement selon un azimuth précis à partir du puits.

Pour obtenir une image volumique autour du puits, il suffit alors de procéder de façon identique en écoutant dans différents secteurs angulaires et construire autant de coupes que d'azimuts θ auscultés. Ceci peut être réalisé soit en faisant subir à l'outil une rotation autour de l'axe vertical, soit en disposant

une couronne de récepteurs aux différents offsets, chaque récepteur de la couronne écoutant dans un secteur angulaire défini par son propre cadran. Ce procédé d'acquisition permet aussi de construire des collections de traces iso-offset avec les différents azimuts dont on dispose. Sur de tels assemblages, les ondes coniques réfractées à l'interface puits - formation ainsi que toutes les ondes de tube présentent des variations de temps d'arrivée avec l'azimut, liées au décentrage de l'outil dans le puits ou aux imperfections du puits (cavation de la paroi, ovalisation...). Cette information est utilisée dans un traitement privilégiant les ondes réfléchies.

En résumé, la méthode baptisée endoscopie sismique permet d'acquérir depuis un puits des données $S(t, z, d, \theta)$, et les traitements associés conduisent à l'obtention d'un cylindre d'impédances acoustiques $Z(r, z, \theta)$ autour du puits.

CARACTÉRISTIQUES INSTRUMENTALES

L'objectif est d'obtenir une pénétration de quelques mètres avec une résolution de quelques centimètres. Si l'on considère que l'absorption et la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les formations à imager se situent respectivement dans les intervalles 0,2-0,5 dB/λ et 1 500-5 000 m/s, les fréquences de travail doivent être choisies dans la gamme 10-50 kHz.

Le prototype développé à Géosciences Rennes est composé d'une source et de deux récepteurs. Ces trois capteurs sont des hydrophones piézo-électriques omnidirectionnels, travaillant dans la bande de fréquence souhaitée. En réception, « l'oreille » assure une directivité de 40 degrés environ, sur toute la bande de fréquence. La source est placée en bas de l'outil, et les récepteurs, distants de la source, sont espacés verticalement l'un de l'autre de 3 cm. Ils sont fixés sur une tige verticale coulissante, autorisant un offset compris entre 22 et 73 cm. Un moteur placé à l'extérieur du puits assure la rotation pas à pas de l'outil.

Un générateur de signal permet d'émettre des signaux de forme parfaitement connue (ricker, sweep, ...). Ces signaux sont amplifiés et transmis au capteur source qui les émet. En réception, les signaux reçus aux deux capteurs sont enregistrés sur ordinateur via une carte d'acquisition qui assure la conversion analogique/numérique des deux voies simultanément. L'ensemble de cette chaîne instrumentale est piloté par l'ordinateur, via le logiciel LabView.

Avec ce prototype, des expériences ont été menées, d'abord en cuve acoustique afin de tester la faisabilité de la méthode et de calibrer la sonde, puis dans un puits foré à travers un quai portuaire.

DONNÉES EXPÉRIMENTALES

Les premières expériences ont été réalisées au laboratoire dans une cuve acoustique cubique de 2 m de côté emplie d'eau. La figure 2a présente le dispositif expérimental (sonde entourée d'objets réfléchissants) et la figure 2b les données obtenues. Le signal émis est un ricker de fréquence centrale 100 kHz. Les capteurs sont restés à offset constant (22 et 25 cm), et l'azimut d'écoute a varié de 0 à 355 degrés par pas de 5 degrés. Une seule position en profondeur a été occupée. Avec cette procédure, seules des collections de traces iso-offset ont pu être construites (fig. 2b). Cependant, la position azimutale des échos correspondant aux différents objets démontre que la directivité est correctement obtenue (Valéro, 1997).

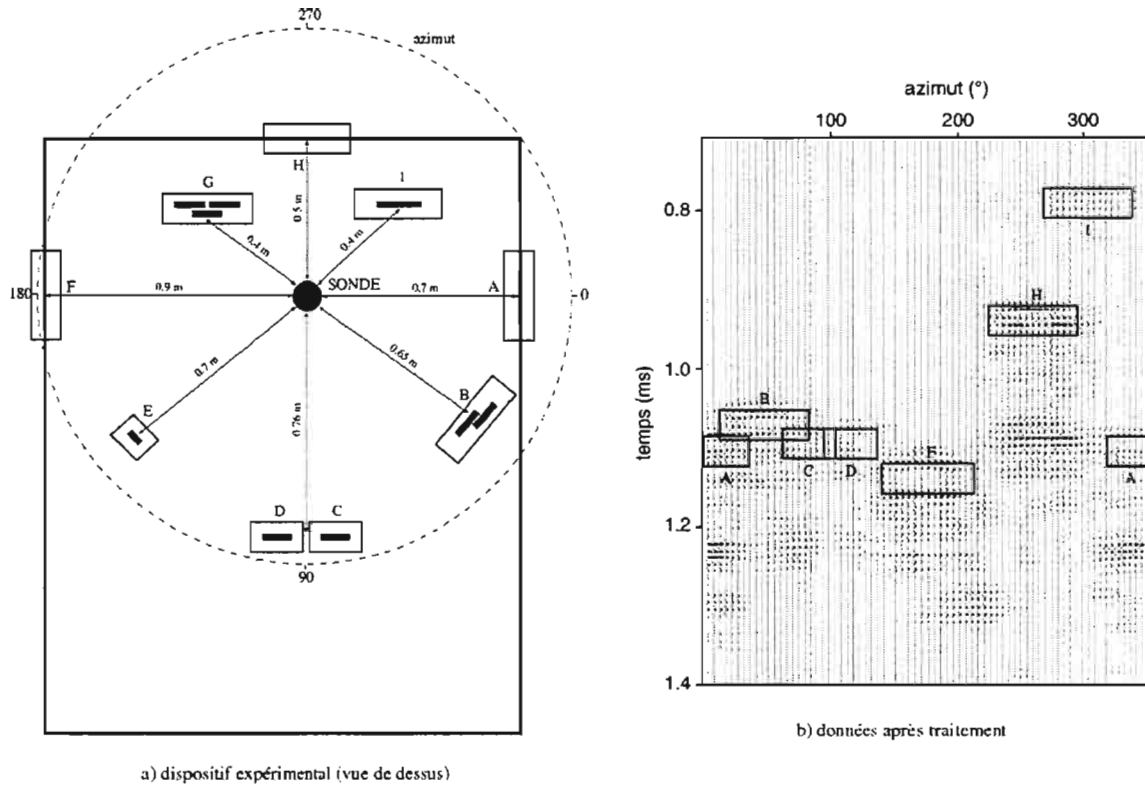


Fig. 2 – Expérience en cuve acoustique (sonde entourée d’objets).

Une expérience sur le terrain a alors été menée, dans un puits de 250 mm de diamètre et de plusieurs mètres de profondeur, foré à travers un quai en maçonnerie en bord de mer à Concarneau (fig. 3a). Le puits est situé à 1,3 m du bord de la mer, et à une distance imprécise (entre 1 et 3 m) du remblai. Le signal émis est un ricker de fréquence centrale 20 kHz. La source a occupé une profondeur fixe de 3,5 m sous la surface du quai. L’expérience a été conduite avec 18 offsets variant de 22 à 73 cm par pas de 3 cm, et pour 36 positions azimutales entre 0 et 350 degrés par pas de 10 degrés. L’unique position de la sonde dans le puits ne permet pas de construire des cdp. Cependant, l’analyse de vitesse, les corrections de courbure normale et le stack ont été réalisés sur les collections iso-azimut, après estimation et extraction des ondes de tube sur les collections iso-offset. Les vitesses de correction trouvées sont en général proches de 1 500 m/s (eau du puits) et 3 700 m/s (vitesse quadratique moyenne de 12 cm à 1 500 m/s et 1,3 m à 4 000 m/s). La figure 3b présente les traces stack calculées pour chaque azimut, après corrections de courbure normale effectuées avec une vitesse de 3700 m/s. Le bord du quai côté mer est détecté à une position azimutale correcte, et le bord opposé du quai est peut-être également détecté. Cependant, la présence de nombreuses ondes parasites (ondes réfléchies de multiples fois sur les bords du puits, ondes réfléchies ou diffractées dans la maçonnerie, ...), rend complexe l’interprétation des données.

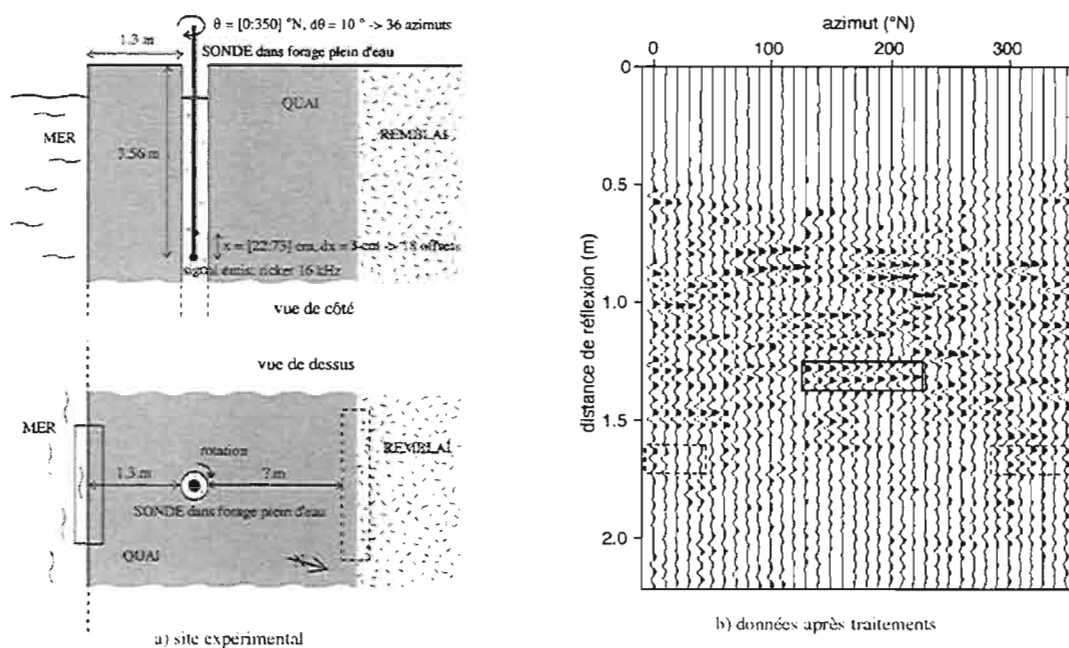


Fig. 3 – Expérience en forage (quai Carnot à Concarneau, juillet 1998).

CONCLUSION

L'imagerie volumique autour d'un puits, ou endoscopie sismique, est aujourd'hui faisable. Les premières données acquises avec un prototype de sonde ont montré que directivité et pénétration peuvent être compatibles. Elles ont également mis en évidence les difficultés d'interprétation des images obtenues. Afin de mieux comprendre ce que contiennent de telles données et révéler les événements intéressants, un intermédiaire entre cuve acoustique et terrain s'avère indispensable. A cette fin, nous construisons un site test constitué d'une colonne de béton de 2 m de diamètre sur 8 m de profondeur dans laquelle divers objets sont placés à des positions connues autour d'un puits central. Les résultats acquis grâce à ce site test permettront d'analyser les enregistrements et de développer les traitements adaptés.

BIBLIOGRAPHIE

Valéro H.P. (1997) - Endoscopie sismique, Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris.

Reconnaissance spatiale d'un méandre : la Haute-Ile à Neuilly-sur-Marne (77) : prospection géophysique couplée au GPS différentiel

Delphine Vergnaud¹, Christian Camerlynck¹, Yann Lejeune²

¹UMR 7619 « Sisyphe », Département de Géophysique appliquée, Université Paris 6, 4 place Jussieu, case 105, 75252 Paris cedex 05, France.

²Service Régional d'Archéologie, 6 rue de Strasbourg, 93200 Saint-Denis, France.

ABSTRACT

This study falls under the program of evaluation of the archaeological potential of a meander in Neuilly-sur-Marne. The geophysical prospection intended, in a non-destructive way, to image the meander thanks to a snapshot of the space distribution of electric conductivity. The acquisition of the electromagnetic data was made using an EM-31 which allows a fast acquisition of measurements. The positioning of the points of measurement was carried out by the simultaneous use of a DGPS. To supplement this study, some vertical electric soundings and a set of 3 electrical panels was also used in order to provide local information concerning the vertical distribution of the resistivities. The results show a complexity and a space variability which can be highlighted only by a dense distribution of measurements. However, in order to interpret these results as well as possible, it seems necessary to correlate the geophysical cartography with microtopographic data, before complementary analyses, like depth inversions. It thus proves that the acquisition of the digital model of ground must be included as a preliminary in the geophysicist process.

INTRODUCTION

Cette étude s'inscrit dans le programme d'évaluation du potentiel archéologique de la Haute-Ile à Neuilly-sur-Marne, à la demande de la Direction des Espaces Verts du Conseil Général de Seine-Saint-Denis. Ce site, situé dans un méandre de la Marne, entre celle-ci et le canal de Chelles, est classé en ZNIEF (Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique et Faunistique). Jusqu'à présent aucune étude n'a encore été faite sur cette zone et il était donc important avant toute exploitation ou aménagement de ce terrain d'évaluer son potentiel archéologique. Ce site est également le dernier endroit naturel, accessible pour des études paléo-environnementales dans la basse vallée de la Marne.

La prospection s'est récemment développée vers la cartographie de très grandes surfaces avec un maillage de plus en plus fin. Au regard de la superficie du site, la prospection géophysique ne peut avoir pour but la détection de cibles de taille limitée, telles les sites d'occupation anthropiques. L'utilisation de la géophysique appliquée vise ici à apporter, de manière non destructrice, une image du méandre par l'intermédiaire d'un cliché instantané de la répartition spatiale de la conductivité électrique. Pour une transformation de cette information en épaisseur, la cartographie doit être complétée par une information verticale, obtenue par des techniques de sondage géophysique. On peut cependant s'interroger sur l'opportunité d'une telle démarche lorsque le milieu risque d'apparaître spatialement très différencié, les zones de méandres en constituant des exemples typiques. L'analyse de la nature des terrains prospectés et la compréhension des réponses enregistrées par les divers appareils de prospection ne peut alors se satisfaire des seules données géophysiques.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

L'appareil utilisé pour l'acquisition des données électromagnétiques est un appareil Slingram EM-31 (Geonics). Cet appareil a l'avantage d'être portable par une seule personne et permet une acquisition rapide des mesures qui sont caractéristiques d'une profondeur d'investigation en mode dipôles verticaux d'environ 5 mètres. Pour la mise en œuvre du GPS différentiel, nous avons utilisé deux récepteurs Land Surveyor II en station de base et ProXL en station mobile. Les corrections différentielles ont été réalisées à l'aide du logiciel PATHFINDER.

La prospection a eu lieu pendant un intervalle de temps homogène (de mai à juillet), au moment du régime d'étiage de la Marne. Elle s'est déroulée en deux temps. Dans un premier temps nous avons réalisé une prospection en implantant, au décimètre et à l'équerre optique un carroyage classique, permettant une mesure suivant un maillage régulier avec un pas d'échantillonnage de 5 mètres (densité d'acquisition adaptée à la profondeur d'investigation de l'appareil). Dans un second temps, nous avons validé l'utilisation simultanée d'un appareil GPS différentiel pour positionner nos points de mesure en essayant de garder une distance jamais supérieure à 5 mètres entre deux points consécutifs. En GPS différentiel, la perte de précision ne dépasse jamais le mètre et est donc tout à fait satisfaisante. L'acquisition des mesures de conductivité utilise un datalogger utilisé en mode d'acquisition manuelle, qui grâce à une option GPS enregistre l'heure d'enregistrement des points de mesure. Il suffit de synchroniser l'horloge du datalogger sur le temps GPS afin d'associer à chaque mesure de conductivité sa position.

Quelques sondages électriques et un ensemble de trois panneaux électriques ont également été réalisés afin de fournir une information locale de place en place concernant la distribution verticale des résistivités électriques.

RÉSULTATS

La prospection géophysique révèle trois zones significatives :

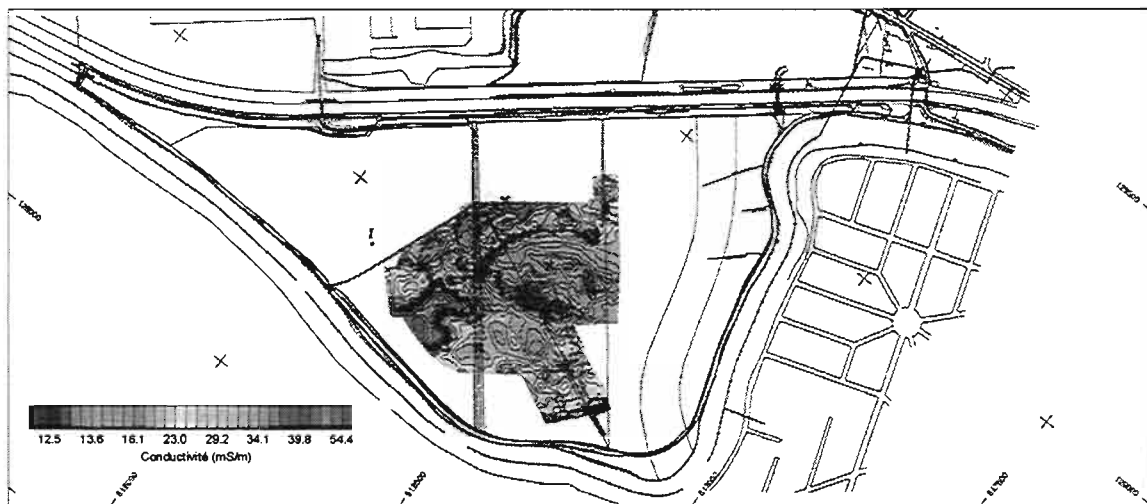
- la première est une zone conductrice, avec des conductivités comprises entre 22 et 59 mS/m. Elle constitue les parties ouest et nord de la carte et se situe en fait dans le même axe que la Grande Noue, identifiée comme un ancien bras de la marne ;
- la deuxième zone (sud et sud-est de la carte), est caractérisée par des conductivités comprises entre 20 et 30 mS/m pour la plus grande partie, et pour la partie la plus proche de la Marne par des conductivités allant jusqu'à une quarantaine de mS/m, correspondant à un ancien lit de la Marne ;
- la troisième zone (au centre) forme un dôme résistant, avec des conductivités variant de 10 à 22 mS/m.

Cependant, la confrontation des mesures géophysiques avec, d'une part des données de nivellement (représentées en ombrage sur la figure pour mieux faire ressortir la microtopographie), et d'autre part la carte des épaisseurs de découverte établie par le BRGM en 1978 montre des anomalies surprenantes. La coïncidence entre le dôme topographique et la zone la plus résistante ou celle du creux topographique en aval avec la zone la plus conductrice s'expliquent naturellement respectivement par les épaisseurs de découvertes moins importantes et les accumulations de limons en aval. Cependant, le contour de la découverte minimale ne correspond que très imparfaitement avec la délimitation des zones résistantes. Les variations microtopographiques se repèrent donc sur la carte de conductivité. Un ancien bord de berge, est notamment repérable et constitue une accumulation superficielle de limons conducteurs. Ces matériaux produisent donc une forte réponse sur la mesure de conductivité.

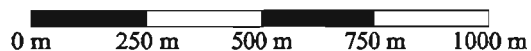
CONCLUSION

L'utilisation de l'EM31 pour la cartographie de conductivité électrique se révèle très rentable pour la cartographie extensive de larges zones, tels les grands méandres. Les résultats montrent également une complexité et une variabilité spatiale dont la richesse ne peut être mise en évidence que par une répartition dense des mesures. Cependant, afin que l'interprétation bénéficie de cette richesse, il semble nécessaire de corréler la cartographie géophysique avec des données microtopographiques de la zone prospectée, ceci préalablement avant toute analyse complémentaire, incluant les inversions en profondeurs. L'acquisition du modèle numérique de terrain doit alors être incluse au préalable dans la démarche du prospecteur interpréteur.

Les informations structurales obtenues permettent d'orienter plus précisément la recherche de traces potentiellement anthropiques en bordure des zones conductrices, mais également limitrophes du dôme résistant au centre du méandre. En effet, l'environnement des premières est favorable à de bonnes conditions de préservation du matériel. Cependant, la forme en dôme laisse présager l'existence d'une sorte d'îlot à la périphérie duquel des traces d'occupation éventuelles pourraient avoir été préservées.



Conductivité apparente (EM31 - DMV)
 (prospection juin-juillet 1998)

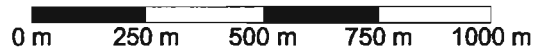




Nivellement IGN NGF 69



Epaisseur de "découverte" ou profondeur du toit des alluvions anciennes
(d'après 50 sondages à la tarière effectués par le BRGM en 1978)



THÈME III

MONITORING GÉOPHYSIQUE

(pollution, risque naturel...)

Effets magnétiques associés à l'activité volcanique et aux circulations de fluides

M.-H. Ardisson, J. Zlotnicki

CNRS, 3D avenue de la recherche scientifique, Orléans, France.

ABSTRACT

Measuring the intensity of magnetic field is one of the methods for monitoring active volcanoes. Since 1986, magnetic stations are installed at Le Piton de la Fournaise volcano on La Réunion island. Two kinds of informations are described in this paper ; ones are magnetic signals related to the volcanic activity, and others are related to the circulation of fluids inside the volcano during non-activity period.

After six years of calm, the 9th of March 1998, was the beginning of long months of eruption.

The intensity of the magnetic field at the station MGE (north flank) and CMD (south-east summit crater) increased by 12 and 4 nT, respectively, on the day of eruption. Some variations are correlated to the tilt data.

Otherwise, during the quiet year 1995, a correlation between large rainfalls and magnetic change (PMC ; north flank) was observed. This magnetic signal is probably due to fluid circulation through the massif.

INTRODUCTION

Le Piton de la Fournaise, volcan de l'île de la Réunion est instrumenté par de nombreuses méthodes géophysiques et géochimiques : sismologie, inclinométrie, gravimétrie, polarisation spontanée, magnétotellurie, mesures du radon et magnétisme. Huit stations magnétiques de surveillance sont installées sur le Piton de la Fournaise depuis 1986.

Ce réseau identifie des variations du champ magnétique corrélées à l'activité volcanique et, en période d'accalmie, il décèle l'existence de circulation de fluides au sein du massif.

La première observation de signaux magnétiques associés à l'activité volcanique remonte à 1936 (Nagata, 1941). Depuis, de nombreuses corrélations entre variations du champ magnétique et activité de différents volcans ont été observées (parmi d'autres, au volcan Saint-Helens : Davis *et al.*, 1984; Johnston *et al.*, 1989 ; sur l'île d'Oshima : (Sasai *et al.*, 1990 ; sur la Soufrière de Guadeloupe : Zlotnicki *et al.*, 1986).

Sur La Fournaise, la plupart des éruptions ont montré des perturbations de l'intensité du champ magnétique terrestre (Zlotnicki and Le Mouél, 1988 ; Zlotnicki *et al.*, 1992 ; Zlotnicki *et al.*, 1993). La méthode utilisée pour détecter ces variations de quelques nanoteslas est le magnétisme différentiel. Elle consiste à calculer les différences de l'intensité des champs magnétiques en différents points du volcan par rapport au champ mesuré en une station de référence non perturbée par l'activité volcanique (fig. 1).

Le 9 mars 1998, le Piton de la Fournaise est entré en éruption après six années d'accalmie. L'activité sismique ne s'est ralentie qu'à partir du 14 septembre 1998.

Le 9 mars vers 15 h 25 (heure locale), des fissures se sont ouvertes au Nord des cratères sommitaux (Bory et Dolomieu). D'importants signaux magnétiques ont été observés sur le flanc Nord. Le 12 mars vers 3 h 00, d'autres fissures se sont ouvertes, au sud-ouest du sommet. Des signaux magnétiques existent pour chacune des éruptions, avec une amplitude beaucoup plus forte pour la première.

D'autres variations magnétiques se présentent en l'absence de toute activité : par exemple ; en 1995, cinq périodes de fortes pluies sont associées à une diminution du champ magnétique à PMC, qui atteint 5 nT.

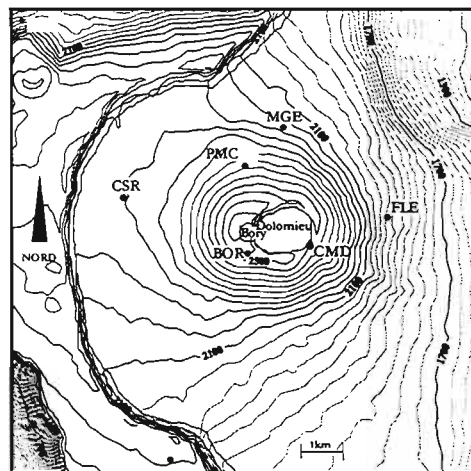


Fig. 1 - Emplacement des stations magnétiques au Piton de la Fournaise. La station CSR est la station de référence. Les stations du Nord sont PMC et MGE, celles dites du sommet sont BOR et CMD.

SIGNAUX MAGNÉTIQUES ET ÉRUPTIONS EN 1998

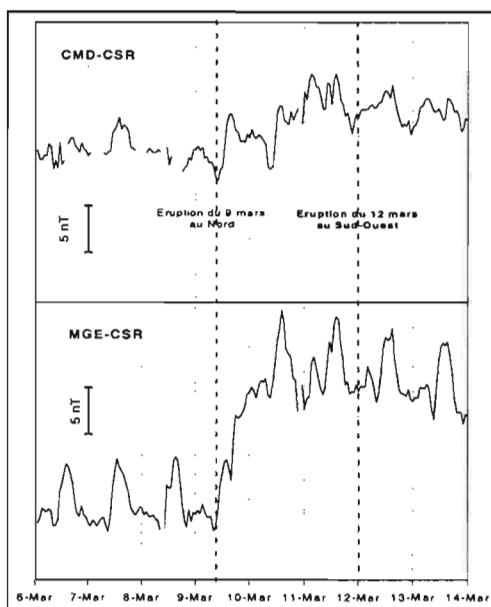


Fig. 2 - Le 9 mars 1998, la différence (MGE-CSR) augmente de 12 nT. Par contre, lors de l'ouverture des fissures du 12 mars, cette différence d'intensité de champ magnétique ne présente aucune variation notable.
(CMD-CSR) augmente de 4 nT du 9 au 11 mars 1998.

Dès le début de l'année 1998, le nombre de séismes a augmenté, mais la crise sismique n'a commencé que le 8 mars avec un total de 840 séismes. Les premières fissures se sont ouvertes le 9 mars, vers 15 h 25 heure locale. Des signaux magnétiques sont associés à une inflation (fig. 2).

Au cours de l'ouverture des fissures, les signaux les plus importants sont observés sur le flanc Nord; à MGE : 12 nT, à Bory (situé au sommet) : 4 nT. par ailleurs, un signal précurseur est observé au sommet quelques heures avant l'éruption.

Ce signal est lié à l'ascension du magma sous le sommet, le magma migre ensuite vers le Nord, c'est pourquoi le signal observé à MGE est postérieur à celui observé à BOR. Par contre, lors de l'ouverture des fissures le 12 mars, ce sont les champs magnétiques des stations du sommet qui présentent les variations les plus importantes.

INFLUENCE D'UNE FORTE PLUVIOMÉTRIE

Une forte pluviométrie peut perturber le champ magnétique. En 1995, il tombe jusqu' à 1 m de pluie en 5 jours, ce qui entraîne une diminution de 5 nT du champ magnétique à PMC (fig. 3). L'année 95 n'est marquée par aucun événement volcanique, seule la pluie est responsable de cette variation du champ magnétique.

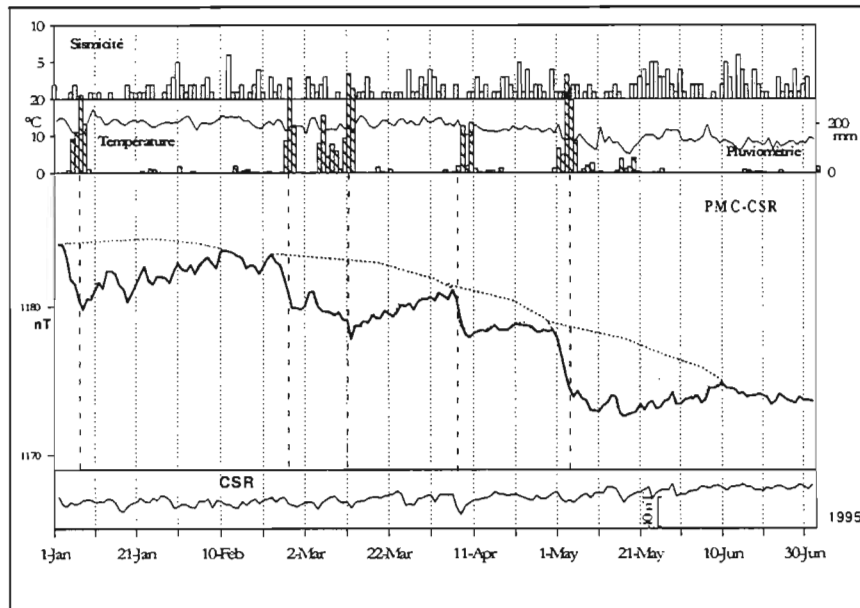


Fig. 3 - De haut en bas, sont représentées la sismicité, la pluviométrie et la température, la différence d'intensité du champ magnétique (PMC-CSR), et l'intensité du champ magnétique à CSR.

L'infiltration de l'eau météorique dans le sol diminue d'une part la résistivité des roches et d'autre part la circulation de fluides dans le massif. Aussi, cette variation de résistivité électrique induit un champ magnétique qui s'ajoute au champ magnétique local. La perturbation du champ magnétique local peut être expliquée aussi par le phénomène d'électrofiltration. Ces deux mécanismes peuvent induire des variations anormales du champ magnétique terrestre.

Ensuite, la variation brutale du champ magnétique due à la pluie est suivie par un lent retour de l'intensité du champ qui recouvre peu à peu sa valeur. Cette deuxième étape est liée à l'évaporation de l'eau qui s'est infiltrée dans les premiers mètres du sol. Le temps de relaxation du champ dépend de la quantité d'eau tombée sur le massif par unité de temps. On a calculé que le rapport de la quantité de pluie tombée sur ce temps de retour correspond aux coefficients d'évaporation, soit environ 30 mm par jour.

Ainsi, on remarque que la présence d'eau sur quelques mètres de profondeur peut créer une variation du champ magnétique d'intensité égale ou supérieure à celle observable en présence d'activité volcanique.

Fin 1996, on observe les deux effets conjoints à la station MGE : une augmentation du champ lié à la mise en place d'une intrusion sous le sommet modulé par l'occurrence du cyclone Daniella, le 9 décembre 1996: une crise sismique avait eu lieu le 26 octobre 1996 : le champ magnétique avait commencé à augmenter depuis cette date, sous l'influence de l'intrusion du magma sous le sommet. Mais la variation du champ magnétique la plus importante a été causée par le passage du cyclone. Elle a rendu difficile le suivi de cette intrusion de magma au sommet (fig. 4).

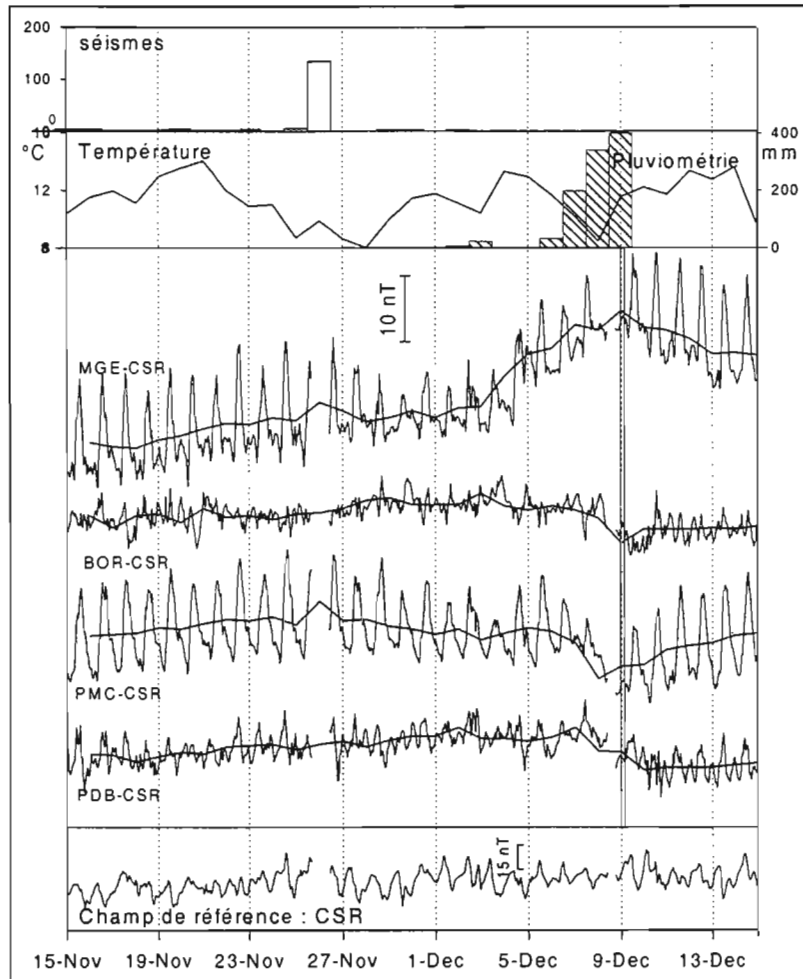


Fig. 4 - Variation des différences de l'intensité des champs magnétiques enregistrés du 15 novembre au 15 décembre 1996. Un crise sismique a lieu le 26 novembre 96 (150 séismes). Une tempête tropicale commence le 8 décembre, elle induit une diminution des différences d'intensité de champs magnétiques (BOR-CSR), (PMC-CSR) et (PDB-CSR).

CONCLUSION

L'activité volcanique génère des signaux magnétiques d'une dizaine de nanoteslas. L'étude de tous les enregistrements de l'éruption de 1998 affine l'évolution spatiale et temporelle du signal.

Les circulations de fluides, qu'elles soient d'origine volcanique ou non (forte pluviométrie) sont à l'origine de la plupart des signaux observés.

Potential of ERS and RADARSAT images for assessing surface roughness of bare soils

N. Baghdadi¹, C. King¹, A. Bourguignon²

¹Laboratoire de Géomorphologie et de Télédétection (LGT)

²Laboratoire de Géologie et de Métallogénie (LGM)

BRGM, 3 avenue C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France.

ABSTRACT

The potential of ERS and RADARSAT images (5.3 GHz) for roughness states mapping has been investigated over bare agricultural fields from one ERS image (23⁰) and two RADARSAT images (39⁰ and 47⁰). To determine the best SAR configuration for roughness states monitoring, the relationships between backscattering coefficient, incidence angle, soil surface roughness, and row direction have been examined. At high incidence angle (47⁰), the influence of the soil roughness on the radar return is predominant over the influence of others soil parameters. Thus, it is possible to discriminate and map the surface roughness classes (smooth, medium rough and rough areas) of agricultural fields.

Key words: ERS, RADARSAT, Soil roughness, Incidence angle, Soil moisture, and Row direction.

INTRODUCTION

In many parts of the world, runoff and erosion are the main sources of disasters and the monitoring on a catchment scale is necessary for flood prediction and water resources management. The soil surface roughness is one of the main indicators for mapping potential runoff surfaces because it is one of the parameters, which governs the infiltration processes. Namely, in loamy context it has been proved that a smooth soil is very often crusted and has a poor infiltration capacity comparatively to rough soils. Surface runoff occurs when the rainfall intensity exceeds the soil infiltration capacity (Boiffin *et al.*, 1988 ; Le Bissonnais, 1990). One way to estimate surface roughness consists of using active microwave remote sensing (Benallegue *et al.*, 1995; King *et al.*, 1995).

Recent works based on scatterometer, airborne and spaceborne experiments as well as theoretical studies indicate that C-band backscattered signal is very sensitive to surface interaction (e.g., surface roughness and soil moisture) in bare soils (Ulaby *et al.*, 1978-

1986; Beaudoin *et al.*, 1990; Champion, 1996). At microwave frequencies the backscattering signal is highly correlated with the soil surface roughness. The radar signal is also a function of the moisture content and is affected in agricultural fields by the tilled row direction (Ulaby *et al.*, 1978; Remond *et al.*, 1999).

This study has been carried out within the European project FLOODGEN (FLOOD risk reduction by spaceborne recognition of indicators of excess runoff GENERating areas). This project is based on the good relationship between runoff production and states of physical characteristics of the upstream drainage basin. In this study, we examine over loamy bare soils the effects of incidence angle, soil moisture, and row direction on the radar return and the possibility to map the different roughness classes by using satellite data. The attainment of this objective would be viewed as a precursor to using roughness information in application models for predicting watershed runoff.

STUDY SITE AND DATA DESCRIPTION

The test site is located at Pays de Caux (North of Rouen, France). It is studied by soil scientists since 1982. This site is mostly representative of the problem of runoff over loamy soils due to the conjunction of fragile soils, and intensive agricultural practices. It consists mainly of agricultural fields. The soil is very homogeneous and composed of about 67 per cent loam, 13 per cent clay, and 17 per cent sand. Three SAR images have been obtained by the ERS and RADARSAT sensors (C-VV and C-HH, 5.3 GHz) over this site in winter 1998. The site center was located at longitude 0° 50' and latitude 49° 47' N. The modes of the images acquisition have allowed incidence angles (θ) of about 23° for ERS data, 39° and 47° for RADARSAT data. Absolute calibration of ERS and RADARSAT images has been carried out (Laur, 1992; Shepherd, 1997). This calibration enable the derivation of backscattering coefficients (σ°). In order to remove SAR image distortions caused by the topographic relief, the images have been geocoded in using a digital elevation model.

Several training sites were selected and field campaigns were conducted simultaneously to the acquisition of SAR data in order to measure the dielectric and structural properties of the soil surface as well as the soil characteristics. The training fields were mainly of wheat sowing fields with low vegetation density (inferior to 20 per cent of the surface) and ploughed fields. The soil moisture was estimated by using TDR at the 0-10 cm sampling depth surfaces. A needle profilometer of 1 m long was used to measure the height profiles of the soil surfaces. From these measurements, we have calculated the standard deviation of surface height (rms) and the correlation length (L). The rows spacing of ploughed fields varie between 30 cm and 50 cm. The variability of rms fluctuates between 3 mm and 5 cm. These values depend on soil practices: the lower values correspond mainly to wheat sowing fields whereas the higher to ploughed fields.

DATA ANALYSIS

A. Sensitivity of σ° on soil moisture

Figure 1 shows the backscattering coefficient σ° plotted against the soil moisture content (mv) for ERS (C-VV, $\theta = 23^\circ$) and RADARSAT (C-HH, $\theta = 39^\circ$ and 47°) data. The main result is to note the low dynamic of soil moisture content (30 to 40%), that corresponds to an homogeneous situation of the soils in the time of the campaign. At

every incidence angle (23°, 39° and 47°), we show that it is impossible to establish a relationship between radar data and the moisture content over bare soils. The variability of σ° for a given soil moisture is due to influence of the roughness parameters. The range of this variability is greater at high incidence angle (8dB and 9dB at 39° and 47°, respectively) than at low incidence angle (4dB at 23°). Thus, we can conclude that the influence of surface roughness parameters is important at high incidence angles.

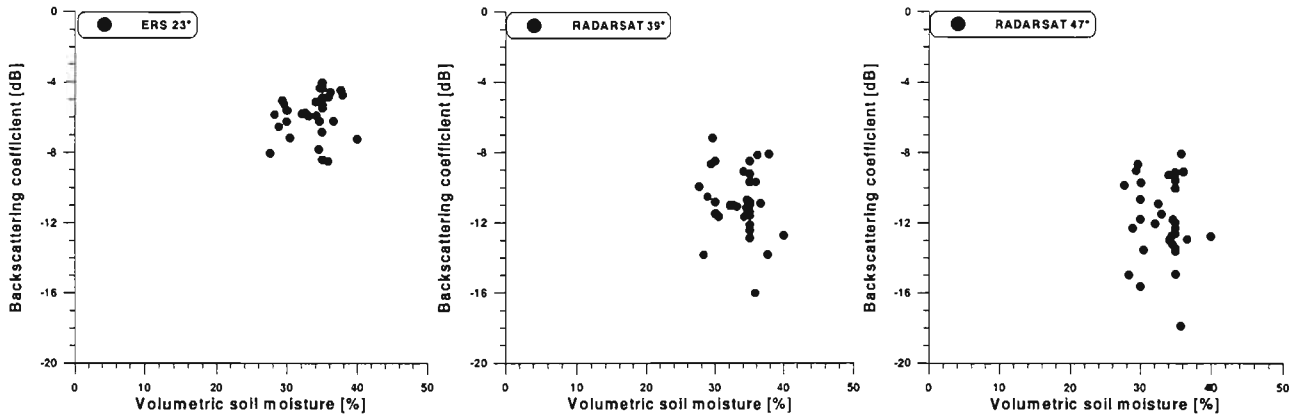


Fig. 1 - Mean backscattering coefficient σ° derived for each training field versus volumetric moisture content in the 0-10 cm top layer of soil: (a) VV-23°, (b) HH-39°, and (c) HH-47°.

B. Sensitivity of σ° on the row directional effect

Figure 2 displays the influence of the row direction (ϕ) on the backscattering coefficient (σ°) for the three incidence angles. $\phi=0^\circ$ corresponds to rows direction parallel to the radar look direction and $\phi=90^\circ$ to rows direction perpendicular. The comparison of backscattering coefficient (σ°) with the row direction measurements (ϕ) shows that the direction of rows acts only at high incidence angles. As observed, the ERS data (23°) are much less sensitive to the rows. The mean difference between $\sigma^\circ(\phi=90^\circ)$ and $\sigma^\circ(\phi=0^\circ)$ increased from 0.5dB at incidence angle of 23° to 1dB at incidence angle of 39° and to 2 dB at incidence angle of 47°. According to results shown in Figure 1 where the soil moisture contributes as much as the surface roughness to radar return at low incidence angle, we can conclude that the variability of the backscattering coefficient at 23° for a given row direction is due to both surface roughness and soil moisture. At high incidence angles (39° and 47°), the effect of the roughness parameter becomes more important. These conditions of incidence angles favor the study of the variation of σ° in relationship with the surface roughness.

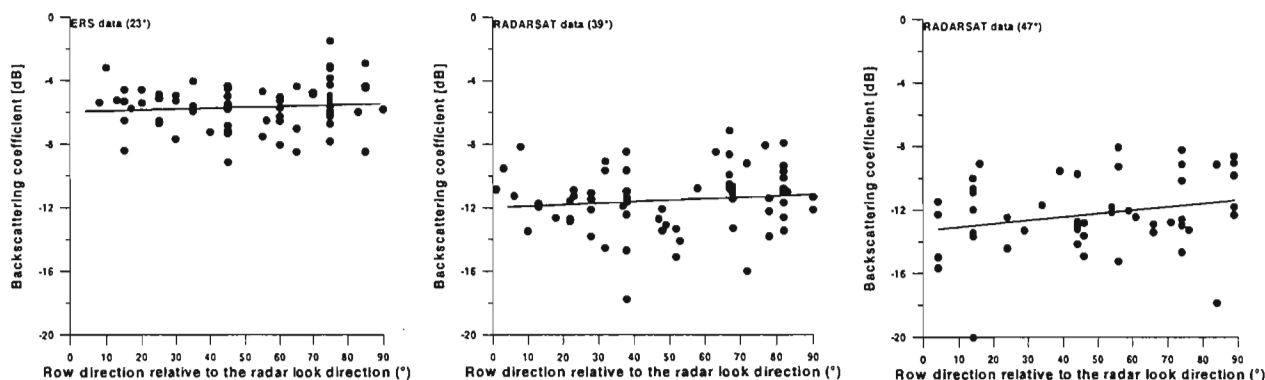


Fig. 2 - Mean backscattering coefficient σ° for each field with the corresponding row direction: (a) VV-23°, (b) HH-39°, and (c) HH-47°. $\phi = 0^\circ$ and 90° correspond to radar look direction parallel and perpendicular to the row direction, respectively.

C. Sensitivity of σ° on soil roughness

Figure 3 shows for each incidence the relationship between the backscattering coefficient (σ°) and the mean rms surface height (mean on the two directions parallel and perpendicular). Results confirm that σ° of rough surfaces are higher than the ones obtained over smooth surfaces. The difference between the backscattering coefficient for rough areas and smooth areas is of the order of 1dB for ERS data, of 3.5dB for RADARSAT at 39°, and of 5dB for RADARSAT at 47° (Figure 4). Three roughness classes can be isolated: smooth areas ($rms < 1cm$), medium rough areas ($1cm \leq rms \leq 2cm$), and rough areas ($rms > 2cm$). The behavior of the radar signal indicates that ERS cannot be used for monitoring the roughness states. At high incidence angle, the radar return is more sensitive to surface roughness than to soil moisture and row direction.

However, several studies have demonstrated the dependence of the backscattering coefficient on the roughness parameters (Fung, 1994; Oh *et al.*, 1992). The contrast between the various roughness classes is greater at HH polarization and increase as the incidence angle increases.

Exponential relationships of the form $\sigma^\circ(\theta) = a + b e^{-k rms}$ (Sano *et al.*, 1998) between the backscattering coefficient σ° (in dB) and the mean rms surface height (in cm) were empirically obtained. We observe that the sensitivity of radar signal to soil roughness is stronger at lower roughness conditions. The results show that the best configuration for a surface roughness measurement requires the use of one SAR image at high incidence angle. So, we can obtain with the image at 47° a good indicator of the degree of area roughness.

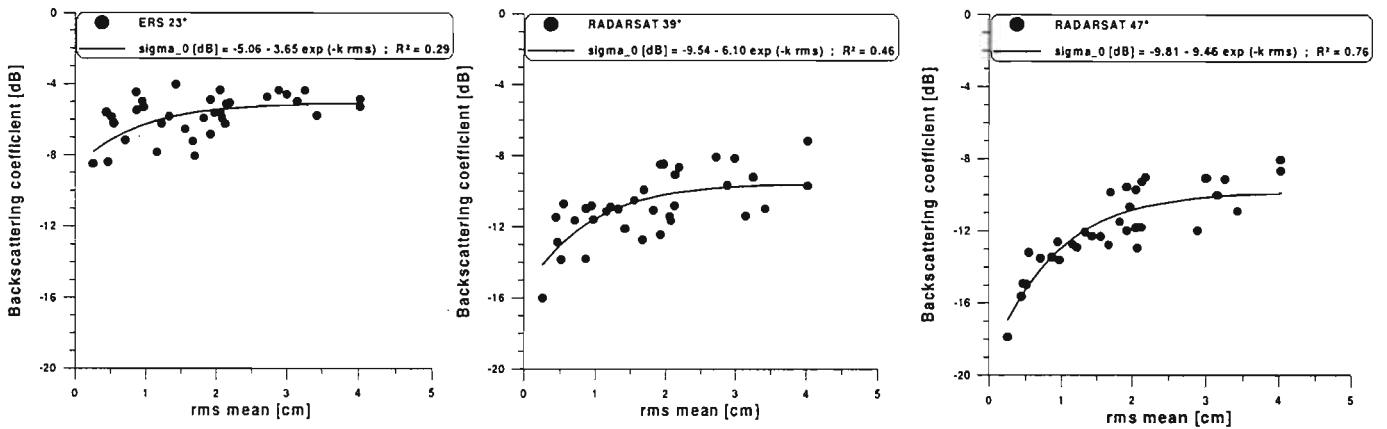


Fig. 3 - Variation of the backscattering coefficient σ° with function of surface rms height: (a) 23°, (b) 39°, and (c) 47°.

CLASSIFICATION OF ROUGHNESS CLASSES

The statistical analyses presented in Figure 4 show that only the RADARSAT image at 47° is reliable to develop a simple empirical algorithm for roughness classes assessing and mapping. As for ERS data, the surface roughness classification is impossible.

For mapping surface roughness over bare soils from the RADARSAT image at 47°, the classification is based on simple thresholding:

$$\begin{array}{ll}
 \text{If } \sigma^{\circ} < -13\text{dB}, & \text{then smooth areas} \\
 \text{If } -13\text{dB} \leq \sigma^{\circ} \leq -11\text{dB}, & \text{then medium rough} \\
 \text{Else} & \text{then rough areas}
 \end{array} \quad (1)$$

The three rules defined in (1) were used to classify the bare soils of the study area (fig. 5). So, a pixel by pixel classifier separated the scene into three categories: smooth, medium rough and rough areas. The classification result was compared to observations. The classified image shows a good agreement with the training fields.

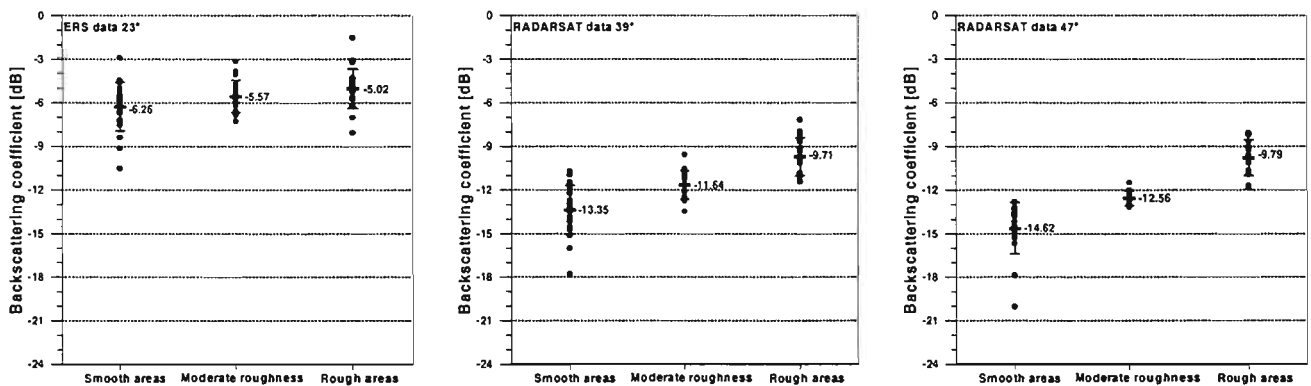


Fig. 4 - Backscattering coefficient for various roughnesses types as a function of incidence angle. Smooth areas: rms<1cm, Medium rough areas: 1cm≤rms≤2cm, and Rough areas: rms>2cm. (a) 23°, (b) 39°, (c) 47°.

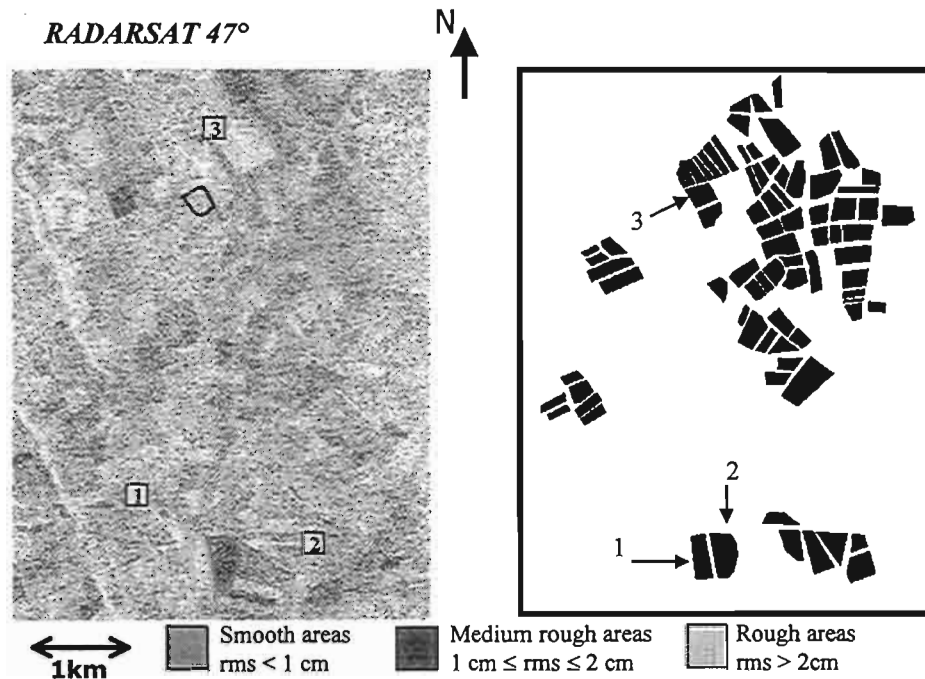


Fig. 5 - Segment of RADARSAT image acquired at 47° (a), and the corresponding image classified (b). In this example, Image dimension is 4.7km (horizontal dimension) by 6.2km (vertical dimension). Three ranges of roughness classes have been identified: smooth, medium rough and rough surfaces.

CONCLUSION

The retrieval of the physical parameters of the soil surface, as the surface roughness is important for environmental studies such as hydrology and agriculture as they appear to be among the major parameters for runoff forecasting on a watershed. The potential and limitations of ERS and RADARSAT SAR (C-VV and C-HH) has been investigated from two RADARSAT images (incidence angles of 39° and 47°) and one ERS image (23°).

The sensitivity of backscattering coefficient to roughness increases with the incidence angle, in good agreement with the theoretical and local results. RADARSAT at 47° provides a better way to discriminate among the different roughness classes (smooth, medium rough and rough areas) of agricultural fields. On the other hand, the assessment of this parameter from ERS data (23°) appears to be very difficult.

This shows the potential of simple operational processing of radar images for retrieving from SAR data a geophysical variable such as roughness. It could be used as runoff indicator. Thus immediate applications of this result will improve the characterization of the roughness classes of the watershed so that it will be possible to assess the areas contributing to runoff and so to use it in spatial modelling of excessive runoff. Note that a site is viewed by RADARSAT every 24 days with the same incidence angle. This frequent revisit affords the opportunity to analyze the spatial and temporal variability of surface soil roughness, to monitor erosion problems, and to provide information for models in runoff problem areas.

Acknowledgments

This work has been financed by the European project FLOODGEN (CEO program). Thanks to Agnès Remond for her participation in the ground campaign and to INRA team for their logistic support.

REFERENCES

- Beaudoin A., Le Toan T., Gwyn H.J. (1990) - SAR observation and modeling of the C-Band backscatter due to multiscale geometry and soil moisture. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, 886-894.
- Benallegue M., Taconet O., Vidal-Madjar D., Normand M. (1995) - The use of radar backscattering signals for measuring soil moisture and surface roughness. *Remote Sensing of Environment*, vol. 53, 61-68.
- Boiffin J., Papy F., Eimberck M. (1988) - Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré: I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, vol. 8, 663-673.
- Champion I. (1996) - Simple modelling of radar backscattering coefficient over a bare soil: variation with incidence angle, frequency and polarization. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 17, no. 4, 783-800.
- King C., Le Bissonnais Y., Taconet O., Benkhadra H., Tutrel R. (1995) - Soil Roughness assessment at a watershed scale using active microwave remote sensing: interest for assessing risk of runoff and erosion. *Symposium: "Extraction de paramètres bio-géophysiques à partir de données RSO pour les applications terrestres"*, CNES-IEEE, 338-347.
- Laur H. (1992) - Derivation of backscattering coefficient σ_0 in ERS-1 SAR PRI products. European Space Agency, October 1992.
- Le Bissonnais Y. (1990) - Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. In Bryan R.B. (Ed.), *Soil erosion – experiments and models*, Catena, Suppl., 17, 13-28.
- Remond A., Beaudoin A., King C. (1999) - SAR imagery to estimate roughness parameters when modelling runoff risk. *International Journal of Remote Sensing*, in press.
- Sano E.E., Huete A.R., Troufleau D., Moran M.S., Vidal A. (1998) - Relation between ERS-1 synthetic aperture radar data and measurements of surface roughness and moisture content of rocky soils in a semiarid range land. *Water Resources Research*, vol. 34, no. 6, 1491-1498.
- Shepherd N. (1997) - Extraction of beta nought and sigma nought from RADARSAT CDPF products. Report No. AS97-5001, 30 September 1997, Canadian Space Agency.
- Ulaby F.T., Batlivala P.B., Dobson M.C. (1978) - Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture: Part I - Bare soil. *I.E.E.E. Trans. on Geos. and Remote Sensing*, vol. 16, 286-295.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. (1986) - *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Volume Scattering and Emission Theory-Advanced Systems and Applications*. Artech House, Inc., Dedham, Massachusetts, vol. 3, 1 100 pages.

Reconnaissance des surfaces de rupture dans les formations superficielles instables par mesures électriques

T. Lebourg, M. Frappa, C. Sirieix

CDGA, Université Bordeaux I, av. des Facultés, 33405 Talence, France.
thomaslebourg@hotmail.com, frappa@cdga.u-bordeaux.fr,
sirieix@station1.cdga.u-bordeaux.fr

ABSTRACT

The purpose of this paper is to study from electrical methods unstable glacial tills existing in a glacial valley (Aspe valley in the Western Pyrenees). The electrical resistivity section survey shows the presence of geomorphological structures inherited and failures surface in tills. It has been observed also on many sites that, in association with failure planes leading to slides, there is channel system with an important overpressure increasing instability. These observations by geophysical survey investigations have been correlated by observation on the field an also in a tunnel.

INTRODUCTION

Cet article présente les résultats géophysiques d'un projet lancé depuis deux ans, sur la reconnaissance des instabilités de versants montagneux dans les Pyrénées Atlantiques et plus particulièrement dans la vallée d'Aspe. Cette vallée a subi au cours des dernières glaciations un surcreusement glaciaire laissant en place de nombreuses formations morainiques qui se sont déposées à flanc de versant se plaquant sur des substratums d'origines variées et comblant par endroit des reliefs plus ou moins accidentés (cuvettes, dépressions,...).

La reconnaissance de la topographie sous-jacente complexe est un élément fondamental pour caractériser les différents types de glissements de cette vallée. En effet, une étude générale sur les glissements de terrain dans ces formations nous a montré l'existence d'une géométrie des surfaces de rupture très particulière, liée à la géomorphologie héritée (Lebourg, 2000, à paraître).

On propose dans cet article de montrer d'une part, que la prospection électrique est un excellent moyen d'investigation dans des secteurs à géologie complexe et difficiles d'accès, et d'autre part, qu'elle permet d'obtenir des renseignements sur de nombreux facteurs conditionnant les glissements de terrain, comme les cryptoreliefs (relief du

substratum caché par les formations superficielles), les surfaces de ruptures actives et un système de chenalisation interne favorisant l'alimentation en eau et les surpressions interstitielles déstabilisatrices. Nous allons donc présenter dans cette note, deux études réalisées sur les sites de Gouetsoule (moraines K et E), et du tunnel du Peilhou (moraine D), (Fabre *et al.*, 1999 et Lebourg *et al.*, 1999).

GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE DU SECTEUR D'ÉTUDE

Les formations rencontrées peuvent être séparées en deux ensembles :

- les formations superficielles, constituées principalement par des moraines, mais aussi, des dépôts de pentes et des terrasses alluviales ;
- les formations du socle paléozoïque constituées par des grès et schistes du Carbonifère et calcaires du Dévonien (fig. 1).

Les moraines sont des formations détritiques issues de l'érosion glaciaire et présentant une très forte hétérogénéité, tant d'un point de vue granulométrique, que pétrographique (Menzies, 1995). Les moraines présentes sur les sites de Gouetsoule et du Peilhou sont constituées par une majorité de grès, de quartz et de schiste et ceci pour la fraction granulométrique supérieure à 0.4mm, avec moins de 6 % d'argile en proportion massique. Elles reposent sur un socle carbonifère, constitué d'alternances de bancs schisteux et gréseux, qui offre un contraste de résistivité assez fort favorisant la distinction entre les formations superficielles et le substratum.

Les porosités mesurées dans les moraines nous donnent des valeurs moyennes de l'ordre de 20 % pouvant aller au-delà au voisinage des réseaux de chenaux interconnectés, intramorainiques. On ne retrouve la trace de ces systèmes de chenalisation interne qu'à l'affleurement ou à la faveur de tunnels fracturés, comme cela est le cas au Peilhou. La détection de ces drains d'alimentation en eaux constitue un objectif de cette étude (Lebourg, 2000).

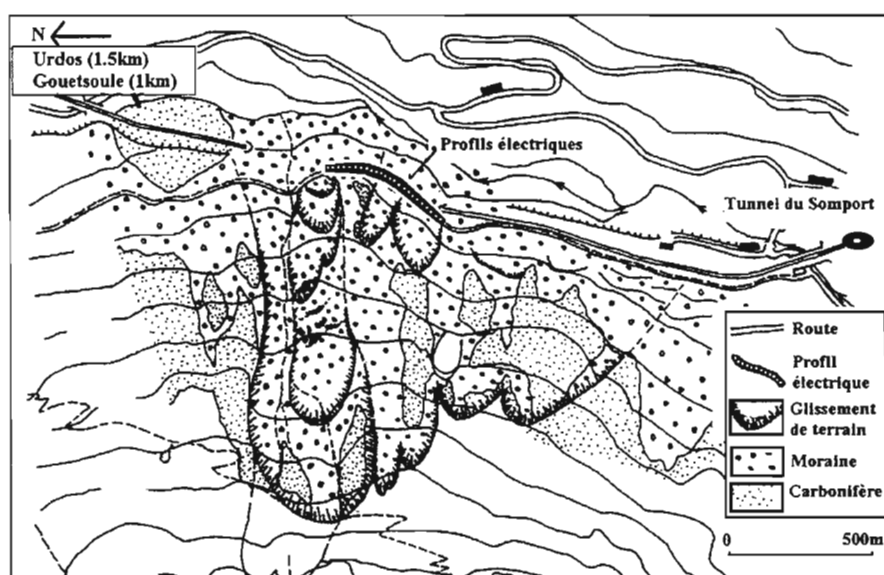


Fig. 1 - Carte géologique avec localisation des glissements et des profils électriques du secteur du Peilhou.

ACQUISITION DES DONNÉES

Des pseudosections de résistivité (pôle-pôle, pôle-dipôle et dipôle-dipôle) ont été réalisées le long des courbes de niveaux, soit perpendiculairement à l'axe de glissement (fig. 1). Les avantages des différents dispositifs sont bien connus, la transformation des diverses représentations à partir d'une mesure unique (pôle-pôle) n'est exacte que pour les structures tabulaires pour lesquelles l'apport des sections de résistivité est de peu d'intérêt (Beard *et al.*, 1995). Les données ont été traitées à l'aide du logiciel RES2DINV de L.H. Loke.

Le site de Gouetsoule : la reconnaissance de la surface de rupture et de la limite du substratum.

Le glissement de terrain du site de Gouetsoule (versant est à 1 km en aval du site du Peilhau, fig. 1) est un glissement qui a été activé suite aux travaux d'aménagement de la route reliant le village d'Urdo et le tunnel du Somport. Les traces et les indices d'instabilités ont démarré seulement trois mois après la construction d'une portion de route qui a entamé le versant recouvert par les moraines. Les instabilités ont été observées principalement en amont de la route, sur un chemin forestier. Nous avons tenté, en vue de prédire l'évolution du glissement, d'estimer la profondeur de la surface de rupture.

Les sections de résistivité mettent en évidence de bas en haut : un socle résistant dont la résistivité est supérieure à 2 000 $\Omega.m$, constitué par des grès, une « surface » concave de résistivité inférieure à 500 $\Omega.m$, et en surface, des résistivités comprises entre 1 000 et 5 000 $\Omega.m$ (fig. 2). Les faibles résistivités sont assimilées à la surface de rupture, d'autant plus facilement que des fentes de tension sont visibles sur le terrain au niveau des électrodes 5 et 18. La faible résistivité relative de la surface de rupture correspond à une augmentation de la teneur en eau.

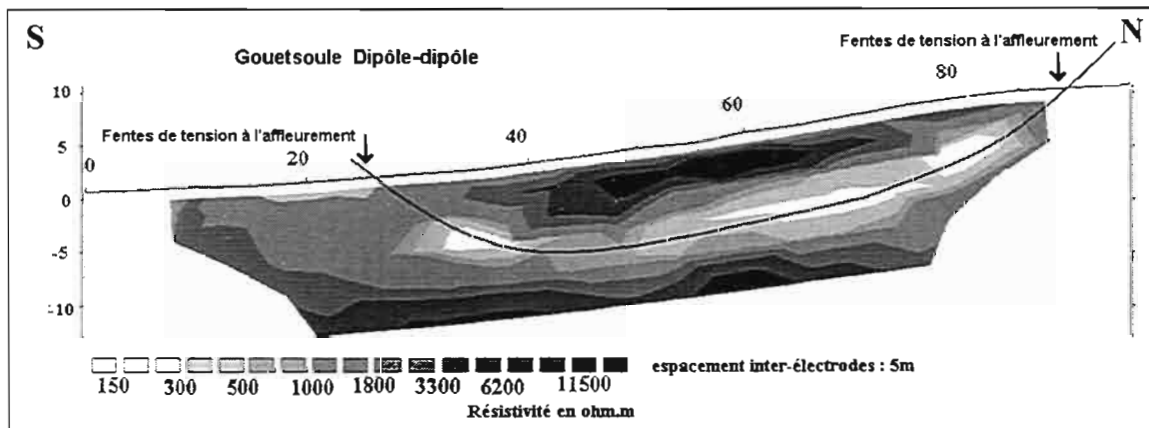


Fig. 2 - Section de résistivité (dipôle-dipôle) du site de Gouetsoule ($\Delta\epsilon$: 40 % d'erreur entre le modèle et les mesures).

Le site du Peilhau : la reconnaissance des drains d'alimentation en eau et du cryptorelief.

Ce glissement de terrain est complexe et comprend plusieurs surfaces de glissement emboîtées. Les sections de résistivité (pôle-pôle) ont permis d'évaluer la profondeur (20-40 m du sud au nord) et la morphologie du contact moraine/substratum, où le substratum forme une cuvette (morphologie héritée et typique d'un processus d'érosion

glaciaire) (fig. 3). On remarquera que dans ce cas, le substratum schisteux se distingue par des résistivités plus faibles (inférieures à 250 $\Omega.m$).

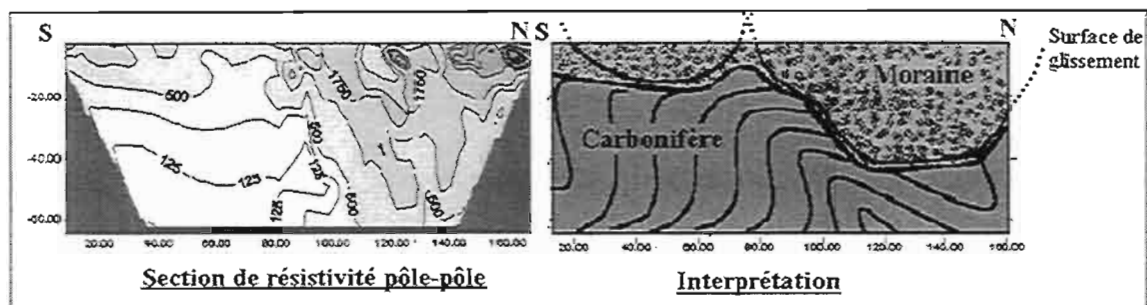


Fig. 3 - Sections de résistivité (pôle-pôle) du site du Peilhou et coupe interprétative du substratum et de la surface de glissement.

Dans la masse du glissement, les sections de résistivité en pôle-dipôle permettent d'identifier des anomalies conductrices localisées correspondant à des chenaux qui sont corrélés à des arrivées d'eau massives observés dans le tunnel fracturé du Peilhou (fig. 4). Ces chenaux sont également visibles sur la section pôle-pôle, dispositif les mettant moins en valeurs (fig. 3). Ce système de chenalisation interne favorise l'alimentation en eau interne du glissement et favorise les surpressions interstitielles déstabilisatrices.

Cette analyse peut s'avérer être un excellent moyen dans la prévention des glissements de terrain, permettant ainsi la pose très précise de drains subhorizontaux de rabattement au niveau de ces chenaux à grande perméabilité.

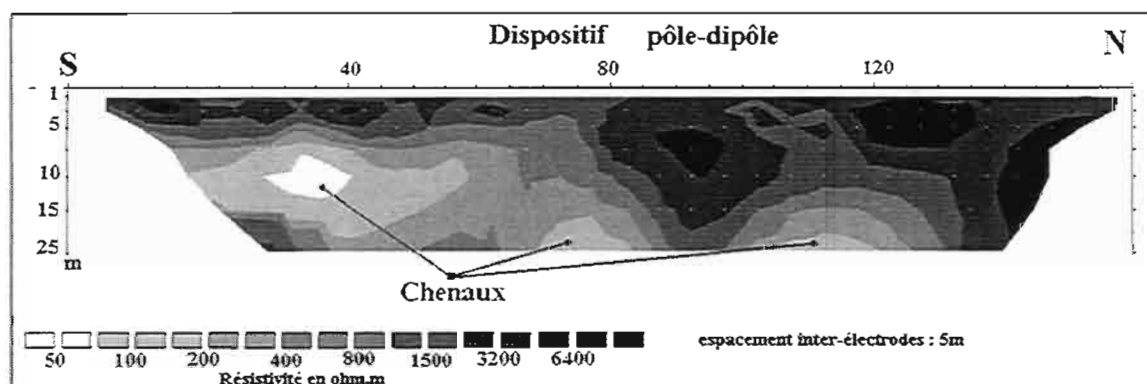


Fig. 4 - Section de résistivité (pôle-dipôle) du site du Peilhou et localisation des chenaux ($\Delta\epsilon$: 28 % d'erreur entre le modèle et les mesures).

CONCLUSION

La connaissance et l'étude de l'évolution des glissements de terrain dans des secteurs montagneux est complexe, surtout lorsque l'on a affaire à des formations superficielles dont l'épaisseur est très variable. Les seules méthodes permettant d'avoir une connaissance de l'épaisseur des formations mises en mouvement sont, soit des sondages ponctuels, soit des méthodes géophysiques dont les sections de résistivité à condition de les inverser. Ces dernières nous ont permis, sur plusieurs sites d'estimer de façon précise les épaisseurs réelles des moraines instables. De plus, grâce à des corrélations faites dans un tunnel et à l'affleurement, nous avons mis en évidence la présence d'un

système de chenalisation interne favorisant l'alimentation en eau interne du glissement mais aussi les surpressions interstitielles déstabilisatrices. La corrélation de plusieurs sections de résistivité permettrait d'estimer la géométrie tridimensionnelle des glissements, il deviendrait ainsi possible de définir précisément les conditions aux limites géométriques et hydrauliques utilisées dans les calculs de stabilité.

BIBLIOGRAPHIE

Beard L.P., Tripp A.C. (1995) - Investigating the resolution of IP arrays using inverse theory. *Geophysics*, vol 60, n°5, 1326-1341.

Fabre R., Lebourg T., Riss J. (1999) - Textural characteristics of tills formations. International Symposium on Imaging Applications in Geology, Liège.

Lebourg T., Fabre R., Riss J. (1999) - Comparaison de la taille et de la forme des sables et des graviers de différentes moraines. 22^e ISS France, E.M.P.

Lebourg T. 2000 (à paraître) - Glacial tills instability on mountainsides, influence of the geomorphologic inheritance and the heterogeneity, for forecasting the behaviour of slope movements. VIII International Symposium on Landslides, Cardiff.

Menzies J. (1995) - Modern glacial environments, processes, dynamics and sediments. Butterworth Heinemann, Vol. 1, 621 p.

Simulation du suivi de l'infiltration en sol non saturé par sondage électrique et réflectométrie radar

Alain Tabbagh, Yves Benderitter

UMR 7619 « Sisyphé », Université Paris 6 et CNRS CRG 58150 Garchy, France.

ABSTRACT

To assess the capabilities of infiltration monitoring using electrical sounding or GPR reflectometry, we have built a model coupling water and thermal transfers in unsaturated soil. This model calculates both the electrical sounding curve and the radar response. These measurements are sensitive to water content variations but, for clayey soil, a simultaneous temperature monitoring and reliable measurements of the intensity of the GPR response will be necessary.

PROBLÉMATIQUE

Une bonne connaissance de la ressource en eau nécessite en premier lieu la détermination de chacun des termes du bilan hydrique à la surface. Parmi ceux-ci l'infiltration (ou recharge) est la plus difficile à mesurer. Il existe toute une série de méthodes (ce qui signifie implicitement qu'il n'en est pas de vraiment satisfaisante) qui, si l'on met à part les lysimètres, nécessitent que l'on introduise des capteurs dans le milieu de façon à faire des mesures en plusieurs points (au moins deux) sur un profil vertical. Les tensiomètres, les sondes TDR (time domain reflectometry), ou les sondes capacitatives sont bien connues des hydrologues, la polarisation spontanée (PS) est applicable aussi au prix d'un étalonnage *in situ* (qui nécessite en fait l'utilisation simultanée d'une autre méthode), la température ouvre de très intéressantes possibilités (Tabbagh *et al.*, 1999). Jusqu'à présent, cependant, très peu de travaux ont été entrepris sur les méthodes qui permettraient de déterminer l'infiltration à partir de la surface sans que, par l'introduction de capteurs, on risque de faire subir de modifications au milieu et aux circulations dont il est le siège. Cette voie semble prometteuse: des travaux expérimentaux récents ont été publiés sur l'application des micro-ondes passives (Jackson *et al.*, 1998) et sur l'application du sondage électrique (Benderitter et Schott, 1997). Il convient maintenant de développer une modélisation permettant d'interpréter les résultats et de quantifier l'infiltration.

Le travail présenté ici consiste à simuler les variations d'humidité et de température produites par l'infiltration consécutive à la pluie, et à en déduire les réponses que l'on

obtiendrait au cours du temps en sondage électrique et en réflectométrie radar (on traite donc le problème direct). Ces deux méthodes sont sensibles à l'humidité du sol et à ses variations, elles sont d'une utilisation éprouvée et rapide. On doit prendre en compte les variations de température qui ont, au moins sur la résistivité, une influence importante.

MODÈLE

Le modèle développé est un modèle de circulation verticale dans la zone non saturée, il comprend le calcul de transferts thermiques par conduction et convection. La première fonction calculée est la teneur en eau volumique ou humidité, $\theta(z,t)$, elle vérifie l'équation de Richards :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1),$$
 où $K(\theta)$ est la perméabilité hydraulique et $D(\theta)$ la diffusivité hydraulique. Les relations de ces deux paramètres avec l'humidité sont définies par le modèle de van Genuchten (1980) :

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2, \quad D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta} \text{ avec}$$

$$\psi_m = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}. \text{ Dans ce modèle } K_s \text{ est la perméabilité à saturation, } \theta_s$$

l'humidité à saturation, θ_r l'humidité résiduelle, ψ_m le potentiel matriciel, α et n sont des constantes empiriques d'adaptation du modèle et $m=1-1/n$. L'humidité étant connue, on

peut déterminer dans chaque maille la vitesse de Darcy, $u = -K(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right)$, la

conductivité thermique, k , par la loi de mélange géométrique et la chaleur volumique, C_v , par la loi de mélange arithmétique. On résout ensuite l'équation de la chaleur :

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - u C_w \frac{\partial T}{\partial z} - C_v \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (2),$$
 où C_w est la chaleur volumique de l'eau. La méthode

des différences finies avancées est utilisée à chaque pas de temps pour calculer θ puis T . Connaissant ces deux fonctions on peut en déduire la résistivité, $\rho(z)$, et la permittivité diélectrique relative, $\epsilon(z)$. Pour la première on utilise en l'absence d'argile la loi d'Archie: $\rho = \rho_w \theta^{-2}$, en présence d'argile la sommation des conductivités volumique et surfacique. Dans les deux cas on adopte une croissance de 2 % par degré pour la dépendance de la conductivité avec la température. Pour la partie réelle de la permittivité on utilise l'expression parabolique : $\epsilon' = (1.35+7.62\theta)^2$ et une décroissance avec la température de 0.45 % par degré. En présence d'argile on adopte pour la partie imaginaire $\epsilon'' = \epsilon'/4$, en absence d'argile $\epsilon'' = \epsilon'/20$. Le calcul du sondage électrique et de la réponse radar peut être fait à tout moment avec un code de calcul direct 1D.

APPLICATIONS

La première application de ce modèle porte sur un sol dont les paramètres hydrauliques correspondent à ce qui a été mesuré sur le site des "Sapins Dousset" à Machelainville (Ould-Mohamed *et al.*, 1997). Ce cas est représentatif de l'ensemble des formations limono-argileuses du secteur de Villamblain, adopté comme secteur test pour tout un ensemble de mesures géophysiques. Ce cas correspond cependant à une gamme de granularité très défavorable au suivi de l'humidité puisque la sensibilité de la résistivité globale à l'humidité est fortement réduite par la présence d'argile et que cette même présence provoque un amortissement important du signal radar.

Le sol est homogène sur toute sa hauteur et on a déterminé les paramètres suivants: $\theta_s = 0.416$, $\theta_r = 0.172$, $\alpha = 1,05$ et $n = 1,23$ pour les propriétés hydrauliques, $k_s = 5.9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, $k_w = 0,60 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, $k_{\text{air}} = 0,024 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, $C_s = 2.10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ et $C_w = 4,18 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ pour les propriétés thermiques. La résistivité électrique de l'eau à 20°C est de 22 $\Omega\cdot\text{m}$, la contribution de la fraction argileuse à la résistivité globale de 40 $\Omega\cdot\text{m}$. On se place dans des conditions hivernales, on part d'un profil d'humidité proche de la capacité au champ (0,39 pour ce sol) et on calcule l'effet d'une pluie de 50 mm sur 5 h dans deux cas : le cas où la pluie est à la même température que le sol, et celui où la pluie est plus froide de 5°C, dans les deux cas on ne tient pas compte de la variation diurne de température (mais le programme le permet).

Dans le cas où la pluie n'apporte pas de froid, le profil de température reste le même sur les 15 heures du suivi. Le profil d'humidité initial présente une pente uniforme ; l'apport de la pluie s'y marque très bien, après cinq heures l'essentiel de cet apport est stocké dans les 15 premiers centimètres. Il diffuse ensuite, à 15 heures il se trouve réparti dans les 40 premiers centimètres. Ces variations ont des effets modestes sur le sondage électrique: une décroissance de 2 $\Omega\cdot\text{m}$ (-4 %) pour les plus faibles écartements. Cette décroissance est sensible jusqu'à $a = 1 \text{ m}$. A 10 et 15 heures la courbe de sondage est pratiquement identique, l'écart qu'elle présente par rapport à la situation initiale est un indicateur de la quantité d'eau stockée. Dans ce sol très homogène, la réponse radar initiale est pratiquement nulle. A 5 h, le front de progression de l'humidité présente une réflexion bien marquée à 6,8 ns ce qui pour $\epsilon' = 22$ serait interprété comme une interface à 21 cm. A 10 h et *a fortiori* à 15 h, la réponse est plus tardive et plus amortie.

Dans le cas d'un apport de froid par la pluie, les profils de température sont nettement différents alors que les profils d'humidité restent identiques au cas précédent. La réponse radar est très peu modifiée alors que le sondage électrique présente, du fait de la température une variation inverse de celle du cas précédent: + 2 $\Omega\cdot\text{m}$, l'effet de la température l'emportant nettement sur celui de l'humidité dans ce sol argileux.

Dans une deuxième application, on a considéré un sol très différent comportant deux couches, une première de limon argilo-sableux dont les paramètres sont (Shao & Horton 1998) $\theta_s = 0,54$, $\theta_r = 0,10$, $\alpha = 1,51$, et $n = 1,59$ et $k_s = 4,8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Pour la deuxième couche on considère un limon sableux avec $\theta_s = 0,44$, $\theta_r = 0$, $\alpha = 2,65$, $n = 3,15$ et $k_s = 6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. On adopte toujours une pluie de 50mm pendant 5h dont on suit les effets sur 15 h. Du fait de la forte perméabilité hydraulique, l'humidité est très faible au sommet de la deuxième couche (l'eau ne peut remonter et celle qui est présente part très vite vers le bas) et cette humidité décroît tout au long du suivi malgré l'apport de la pluie. On a donc à partir de 25 cm une zone de forte résistivité et de faible permittivité qui marque le sondage électrique et la réponse radar sur tout le suivi. Le sondage électrique est sensible à la diminution de son humidité, on a de faibles variations d'intensité et un léger décalage de la réponse en radar (non visible sur la figure).

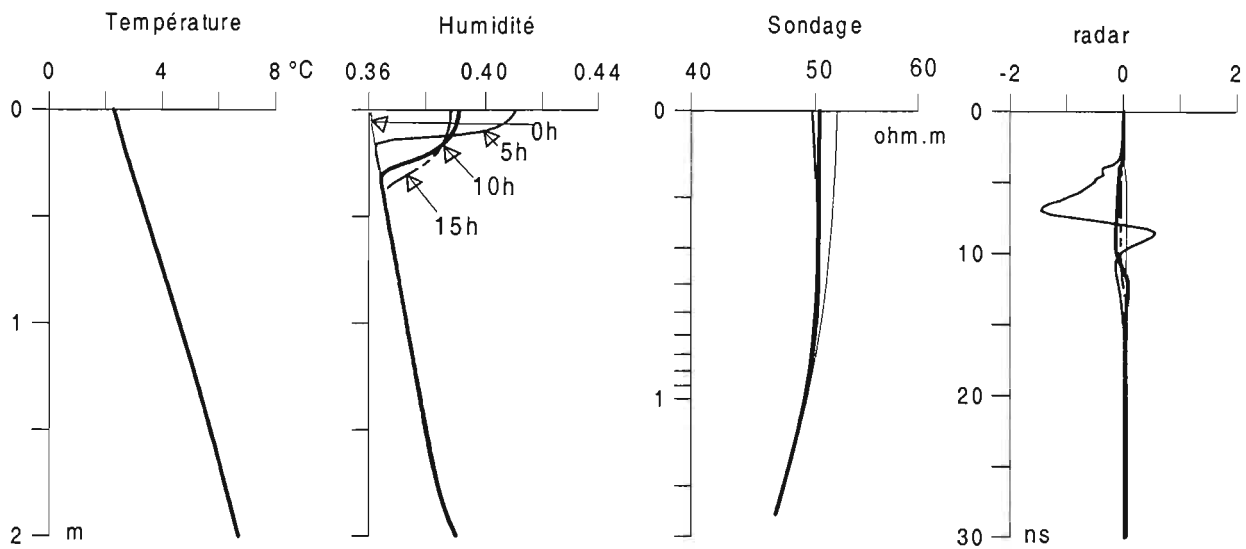
CONCLUSION

On retrouve bien par les modèles la sensibilité observée sur les données expérimentales aux variations du profil vertical d'humidité. Pour les sols argileux, il sera nécessaire d'associer au suivi par sondage électrique une mesure de la température superficielle (ce qui ne pose pas de difficulté expérimentale). Les changements de granularité, par les changements de perméabilité qu'ils induisent, sont la cause principale des réflexions radar et il sera nécessaire de disposer d'une mesure fidèle des intensités.

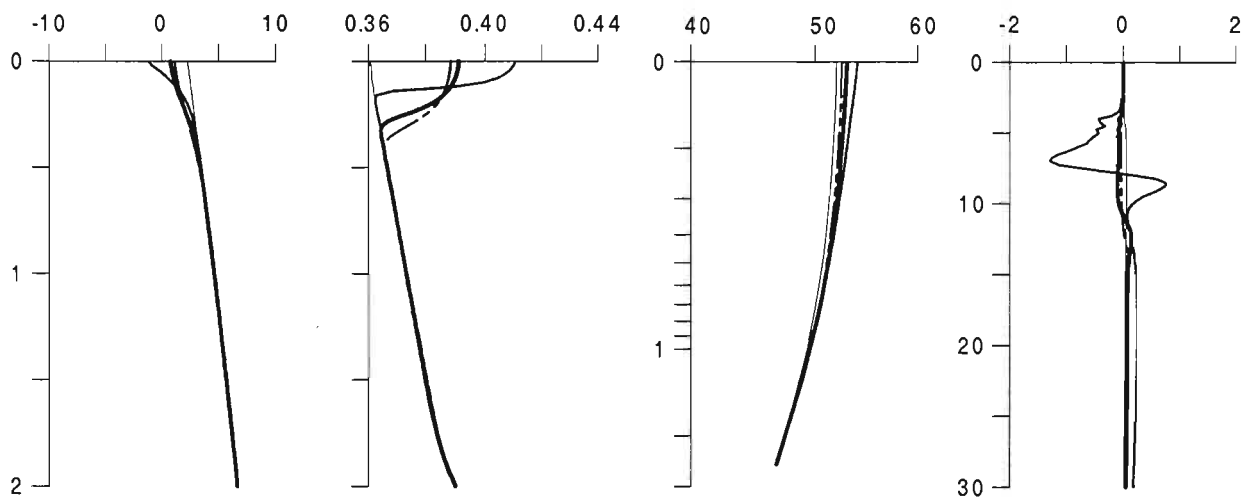
BIBLIOGRAPHIE

- Benderitter Y., Schott J.-J. (1997) - Chute de pluie et résistivité du sol. Actes du colloque « Géophysique des sols et formations superficielles », Bondy, France, 127-131.
- Van Genuchten M.T. (1980) - A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Jackson T.J., Schmugge T.J., O'Neil P.E., Parlange M.B. (1998) - Soil water infiltration observation with microwave radiometers. *I.E.E.E. Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 36-5, 1376-1383.
- Ould-Mohamed S., Bruand A., Bruckler L., Bertuzzi P., Guillet B., Raison L. (1997) - Estimating long term drainage at a regional scale using a deterministic model. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 1473-1482.
- Shao M., Horton R. (1998) - Integral method for estimating soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 585-592.
- Tabbagh A., Bendjoudi H., Benderitter Y. (1999) - Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring. *Water Resource Research*, 35, in press.

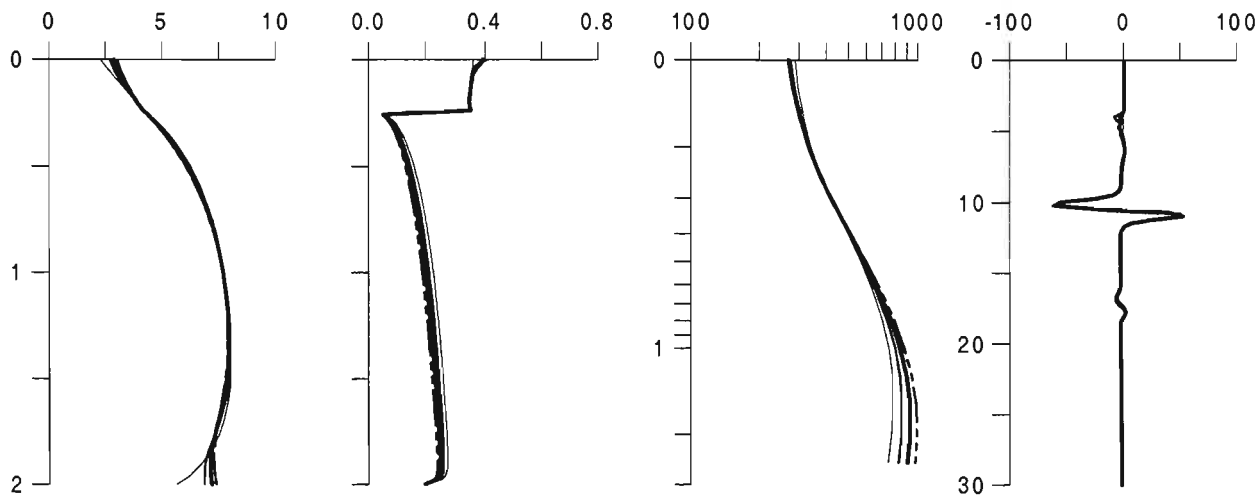
cas des "sapins Dousset"
sans apport de froid par la pluie



Pour une pluie 5° plus froide que le sol



cas d'un limon argilo-sableux sur limon sableux
sans variation de température liée à la pluie



légende : 0h ——— 5h ——— 10h ——— 15h - - - -

THÈME IV

METHODOLOGIE

Moins d'électrodes, pour de meilleurs trainés de résistivité

Robert Bazinet

Scintrex Ltd, 222 Snidercroft Rd., Concord, ON, Canada, L4K 1B5

ABSTRACT

Two electrode arrays should be used more often in resistivity profiling. Two electrode arrays generally offer more penetration, easier interpretation, and more productivity than the more conventional 4 electrode arrays. The gradient array is a good reconnaissance tool. The lateral pole-pole array offers a good combination of penetration and simple interpretation. Allowing depth interpretation without the use of multiple spacing, it provides us with a considerable increase in survey productivity.

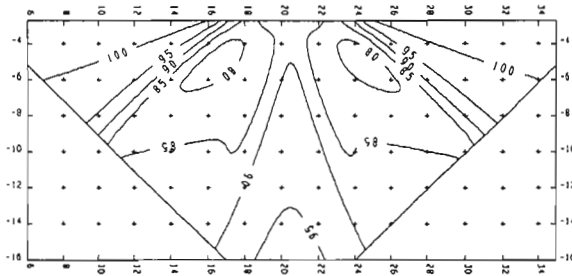
INTRODUCTION

Les levés de résistivité s'effectuent traditionnellement à l'aide de dispositifs à quatre électrodes mobiles, de type Schlumberger, Wenner ou dipôle-dipôle. Les deux premiers sont particulièrement bien adaptés aux sondages de résistivité mais aucun de ces dispositifs n'est idéal en trainé, particulièrement lorsqu'on recherche des structures latérales. Il est surprenant que les dispositifs à deux électrodes mobiles, assez populaires en polarisation provoquée (exploration minière) ne soient pas plus utilisés en résistivité. Ils offrent à la fois une plus grande pénétration, une efficacité accrue et une interprétation simplifiée.

SIMPLIFICATION DE L'INTERPRETATION

En première approximation, la courbe de résistivité produite lorsqu'on passe au-dessus d'une structure verticale comportera un pic, positif ou négatif, par électrode. Le profil sera donc d'autant plus complexe que le dispositif comporte d'électrodes.

Par exemple, une pseudo-section Wenner, au-dessus d'un corps conducteur vertical (10 * 10 * 1m, profondeur 1m, contraste de résistivité de 20), montre une résistivité assez forte, immédiatement au-dessus du conducteur, encadrée par deux zones de plus faible résistivité apparente :

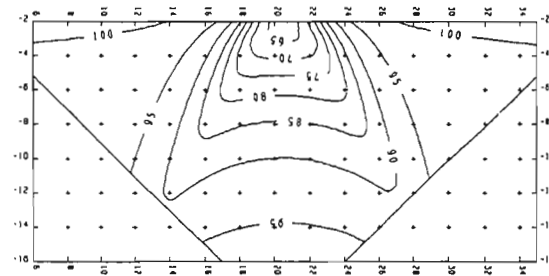


Cela prête facilement à confusion pour toute autre personne qu'un géophysicien expérimenté. On peut croire qu'on observe un corps résistant ou bien deux corps conducteurs inclinés.

La profondeur et la dimension de la cible affectent aussi l'aspect de la pseudo-section de résistivité. Les courbes d'isocontribution de Barker sont très instructives. Elles indiquent, entre autres choses, qu'un levé dipôle-dipôle au-dessus d'un corps conducteur montrera soit une baisse soit une hausse de la résistivité au-dessus du corps, en fonction de sa profondeur et de son extension verticale. La hausse de résistivité sera, tout comme en Wenner, flanquée de deux zones de faible résistivité apparente.

Comme l'interprétation des résultats obtenus à partir de dispositifs quadripolaires n'est pas particulièrement évidente au-dessus de structures simples, il est bien évident qu'elle peut devenir extrêmement difficile lorsque que l'on passe au-dessus de structures complexes.

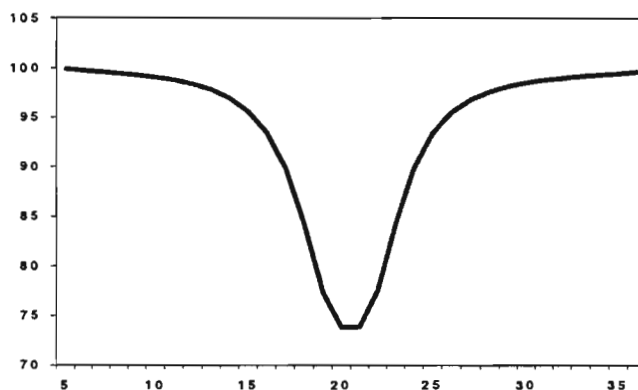
Utiliser des dispositifs comportant moins d'électrodes mobiles améliore la situation : il y aura moins de « bosses » et de « creux » au-dessus d'une structure donnée. La pseudo-section pôle-pôle, ci-dessous, est plus simple que la section Wenner au-dessus de la même cible.



Il n'y a plus qu'une seule zone conductrice, centrée sur la cible. On remarque cependant que l'anomalie tend encore à montrer deux lobes en profondeur.

La courbe la plus simple et la plus nette devrait provenir d'un dispositif à une seule électrode qui n'est malheureusement pas réalisable en pratique. Un dispositif pôle-pôle latéral, à savoir perpendiculaire

à la direction de déplacement, constitue cependant une bonne approximation d'un dispositif à une électrode. La courbe produite au-dessus d'une structure verticale ne comporte plus qu'un seul pic, quelque soit la profondeur de la cible et l'écartement des électrodes.



En première approximation, on a reproduit une méthode de potentiel et on peut utiliser les outils d'interprétation développés pour ces méthodes. Le pôle-pôle latéral s'interprète (approximativement) comme de la gravimétrie. En particulier, on peut, tout comme en gravimétrie, estimer la profondeur de la cible en fonction de la largeur de l'anomalie. Il n'est donc plus

nécessaire de faire des mesures à plusieurs écartements pour estimer la profondeur de la cible. Cela offre un gain de temps appréciable.

Dans les cas où un dispositif latéral est impraticable, le dispositif « gradient » mérite d'être considéré. Comme il ne mesure que des différences de potentiel, les courbes produites tendent, comme en pôle-pôle latéral, à être simples et faciles à interpréter. C'est un excellent outil de reconnaissance rapide, qui permet de couvrir un terrain très rapidement. Par contre, ce dispositif ne se prête pas très bien à une interprétation quantitative. Il est aussi susceptible au masquage de certaines anomalies par des conducteurs « régionaux » qui canalisent le courant injecté.

MEILLEURE PÉNÉTRATION

Plusieurs auteurs, dont Roy et Jain (1973) ont déjà démontré que les dispositifs bipolaires offrent une meilleure pénétration, pour une dimension donnée du dispositif, que les dispositifs quadripolaires.

De plus, le dispositif pôle-pôle latéral permet d'augmenter la séparation entre les électrodes, et par conséquent la pénétration, sans pour autant perdre de résolution latérale, comme cela se produirait pour un dispositif axial.

CONSIDÉRATIONS OPÉRATIONNELLES

A défaut « d'électrodes intelligentes », réduire le nombre d'électrodes mobiles qui doivent être déplacées manuellement à chaque mesure augmente considérablement la productivité. Par contre, cet avantage est moins évident lorsqu'on dispose « d'électrodes intelligentes. »

L'inconvénient des dispositifs bipolaires reste la nécessité de disposer les deux électrodes restantes à « l'infini ». On parle ici de 7 à 10 fois la séparation des électrodes, à partir de la périphérie de la zone explorée. Cela n'est pas un problème sérieux dans la plupart des profilages de résistivité, qui tendent à couvrir des superficies restreintes.

L'utilisation d'un dispositif latéral élimine, à toutes fins pratiques, la nécessité de faire des mesures à des écartements variables. On réduit donc le nombre de mesures, aisément par un facteur de 5 ou de 6, pour un gain de productivité considérable.

Par contre, comme le dispositif latéral est disposé perpendiculairement à l'axe de déplacement, il est un peu plus difficile à mettre en œuvre qu'un dispositif axial, particulièrement si on utilise un grand écartement ou si l'accès au site est difficile. Cependant, c'est rarement prohibitif : On a beaucoup utilisé le pôle-pôle latéral en exploration minière, même dans les régions boisées. En pratique, tenant compte du fait que les séparations d'électrodes tendent à être relativement faibles, l'accès latéral est rarement un problème pour les levés de résistivité. Enfin, c'est extrêmement facile à mettre en œuvre avec un appareil, comme le résistivimètre SARIS, de Scintrex, qui contrôle simultanément deux jeux d'électrodes intelligentes.

Il est à noter qu'en dehors de considérations logistiques, il est parfaitement possible d'utiliser un dispositif quadripolaire en mode latéral. En général, cela n'offre aucun avantage évident tout en étant plus difficile à mettre en œuvre que le pôle-pôle.

CONCLUSION

La conclusion est simple : les dispositifs bipolaires devraient être utilisés plus souvent en trainé de résistivité. Ils offrent plus de productivité que les dispositifs conventionnels et facilitent de plus la reconnaissance visuelle des cibles. Le gradient est une excellente solution pour une reconnaissance rapide alors que le pôle-pôle latéral offre sans doute la meilleure combinaison de profondeur de pénétration et de facilité d'interprétation. Le pôle-pôle conventionnel (axial) est un bon compromis si des considérations logistiques empêchent la mise en œuvre du pôle-pôle latéral.

Remerciements

M. Daniel Doucet (D. Doucet Ing. Conseil), 3 rue Col. Fabien, 45400 Fleury-les-Aubrais) a effectué les modélisations de résistivité 3D qui sont présentées ici.

BIBLIOGRAPHIE

Bazinet R., Bérubé P. (1988) - The lateral pole-pole: a « new » array for increasing induced polarization survey performance. Presented at the 58th annual SEG Meeting.

Roy A., Jain S.C. (1973) - Comparative field performance of electrode arrays in time-domain induced polarization profiling. *Geophysical Prospecting*, 21, 626-634

Seigel H.O. (1959) - Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, 24, 547-565

Améliorations apportées par l'introduction d'éléments infinis en modélisation électrique 3D

Muriel Lajarthe¹, Nicolas Florsch¹, Jean-Jacques Schott²

¹C.L.D.G., Université de La Rochelle, Avenue Marillac,
17042 La Rochelle cedex 01, France.

²Département de Géophysique Appliquée, EOST, 5 rue Descartes,
67000 Strasbourg, France.

ABSTRACT

Solving the 3D resistivity problem is fundamental to understand the complex response in most environmental contexts. The finite-element method is a classical tool to solve the dc equations (Coggon 1971, Pridmore et al., 1981; Holcombe et al., 1984).

The forward modelling is often performed in a limited domain, and requires to specify potential boundary conditions. Since the latter are physically unrealistic, they lead to unacceptable errors, especially when dealing with small domains.

The finite-element method allows one to use elements with an infinite size in one or more directions. These permit to represent over an infinite domain, functions that tend to zero when distance tends to infinity.

Introducing such elements in the outer part of the main studied domain, yields more realistic boundary conditions and, consequently, reduces the approximation errors especially in small domains.

INTRODUCTION

Résoudre le problème direct en 3D en électrique est essentiel pour l'interprétation des données de terrains complexes. La méthode des éléments finis est une des méthodes d'approximation couramment employée pour résoudre ce problème (Coggon 1971, Pridmore *et al.*, 1981 ; Holcombe *et al.*, 1984).

Lors de la modélisation, la restriction du demi-espace à un domaine borné nécessite la mise en place de conditions sur le potentiel aux frontières de ce domaine. Celles-ci ne font qu'approcher la réalité physique et entraînent des erreurs d'autant plus importantes que le domaine d'étude est petit.

Nous présentons dans cet article les améliorations apportées par l'implantation d'éléments infinis en bordure du domaine d'étude.

MODÉLISATION 3D

La modélisation électrique 3D a pour but de chercher la répartition du potentiel dans le sous-sol à partir d'une répartition des conductivités. En pratique, cela revient à chercher les solutions du système d'équations suivant :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \nabla \cdot (\sigma \nabla u) = -I \cdot \delta(x - x_0, y - y_0, z - z_0) & \text{sur } \Omega \quad (1) \\ \frac{\partial u}{\partial n} = 0 & \text{à la surface} \quad (2) \\ u = f(x, y, z) & \text{sur les autres frontières de } \Omega \quad (3) \end{array} \right.$$

où Ω est le domaine d'étude, $\sigma(x, y, z)$ la conductivité dans le domaine, u est le potentiel scalaire recherché, I l'intensité du courant, $\delta(x, y, z)$ la distribution de Dirac, n le vecteur normal à la surface, (x, y, z) les coordonnées du point d'observation, (x_0, y_0, z_0) les coordonnées de la source de courant, et $f(x, y, z)$ représente les conditions imposées au potentiel sur les bords du domaine.

Pour des configurations simples (sous-sol tabulaire, contact vertical (faille), sphère enfouie etc. dans un demi espace homogène), les équations possèdent des solutions analytiques (Van Nostrand, Cook, 1966).

En revanche, pour des structures 2D plus générales et des modèles 3D, la résolution des équations nécessite l'utilisation de méthodes numériques, telles que la méthode des éléments finis.

MÉTHODE DES ÉLÉMENTS FINIS

La résolution par éléments finis de l'équation ci-dessus (eq.1) en tenant compte des conditions aux limites associées (eq.2 et eq.3), peut se ramener, conformément à la méthode de Galerkin (Dhatt & Touzot, 1984) au problème variationnel suivant :

$$W = \iiint \delta u \cdot (\nabla \cdot (\sigma \nabla u) + I \cdot \delta(x - x_0, y - y_0, z - z_0)) \cdot dV = 0 \quad (4)$$

Le domaine Ω est ensuite décomposé en éléments Ω_e , sur chacun desquels la fonction recherchée (u) est approchée par une fonction présentant un comportement simple (souvent linéaire). L'introduction d'éléments de référence permet de faciliter le calcul de certaines intégrales. Dans le cas d'un élément de référence tétraédrique, le potentiel peut être approché par :

$$u = (1 - \xi - \eta - \zeta) \cdot u_1 + \xi \cdot u_2 + \eta \cdot u_3 + \zeta \cdot u_4$$

où (ξ, η, ζ) sont les coordonnées dans le repère de référence, et u_1, u_2, u_3 et u_4 , les valeurs du potentiel aux nœuds du tétraèdre.

Pour simplifier le problème, W_e est exprimée sous forme matricielle. Les formes intégrales élémentaires discrétisées ainsi obtenues sont ensuite assemblées en une forme globale qui aboutit à un système d'équations linéaires que l'on résout en tenant compte des conditions aux limites.

CONDITIONS AUX LIMITES

La restriction du demi-espace à un domaine borné entraîne la mise en place de conditions à la frontière du domaine (eq.3) qui est peu représentative de la réalité physique. La condition exacte ne pourrait être appliquée qu'après résolution complète du problème. En effet, le potentiel dû à une source ponctuelle dans un demi-espace homogène présente une décroissance en $1/r$. Dans le cas d'un domaine d'étude possédant des frontières situées à grandes distances de la source, le potentiel peut être approché sur ces frontières : soit par 0 ($f(x,y,z) = 0$), soit par la valeur du champ primaire créée par la source ponctuelle dans un demi-espace homogène de résistivité ρ ($f(x,y,z) = \rho I / 2\pi r$).

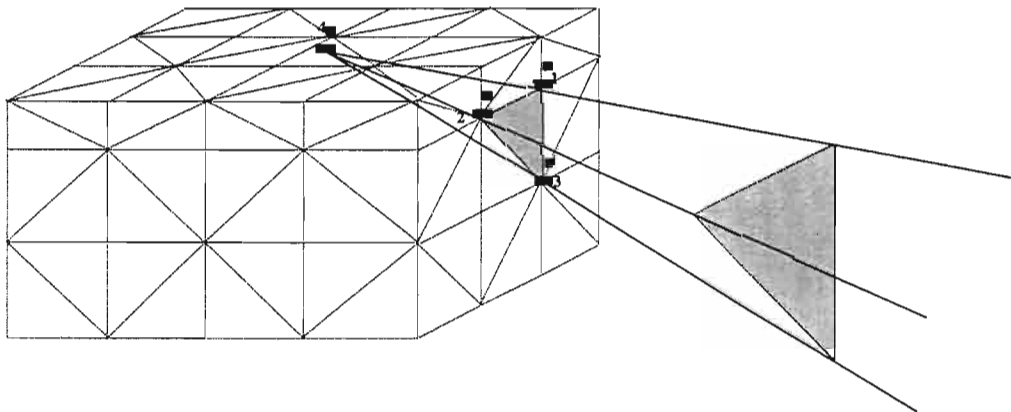
Dans un cas comme dans l'autre, l'erreur commise est d'autant plus grande que le domaine est petit et possède de nombreuses hétérogénéités.

ÉLÉMENTS INFINIS

La méthode des éléments finis autorise une grande souplesse dans le choix des structures de maille. En particulier, il est possible d'utiliser des éléments présentant une longueur infinie dans une ou plusieurs directions.

Grâce à de tels éléments, placés en bordure du domaine, il est possible de rejeter la condition de Dirichlet $u=0$ à l'infini.

Pour un espace discrétisé à l'aide de tétraèdres, les éléments infinis entourant le domaine auront une forme prismatique :



Pour un élément prismatique infini dans la direction d'allongement du prisme (ζ), les fonctions de transformations deviennent (Zienkiewicz, 1977) :

$$x = \frac{\zeta+1}{\zeta-1} \cdot x_1 - 2 \cdot \frac{1-\xi-\eta}{\zeta-1} \cdot x_2 - 2 \cdot \frac{\xi}{\zeta-1} \cdot x_3 - 2 \cdot \frac{\eta}{\zeta-1} \cdot x_4$$

où (ξ, η, ζ) sont les coordonnées dans le repère de référence, et x_1, x_2, x_3, x_4 , les abscisses des nœuds permettant de définir le prisme à partir de la source (et idem en y et z respectivement).

Les fonctions d'interpolation associées sont respectivement données par :

$$u = \left(\frac{1-\zeta}{2} \right) \cdot (1-\xi-\eta) \cdot u_1 + \left(\frac{1-\zeta}{2} \right) \cdot \xi \cdot u_2 + \left(\frac{1-\zeta}{2} \right) \cdot \eta \cdot u_3$$

où u_1, u_2, u_3 sont les valeurs du potentiel aux trois nœuds situées sur le bord.

En introduisant ces expressions dans (4), on prend en compte directement la condition de Dirichlet dans la formulation intégrale.

EXEMPLES

Le tableau ci-dessous résume les résultats obtenus pour trois points d'un sondage électrique Wenner (distance inter-électrode (a)) dans deux cas (11 X 8 X 9 - 5*2*9) pour un modèle deux terrains ($\rho_1 = 50 \Omega.m$, $\rho_2 = 500 \Omega.m$, $h=1.5 m$).

	Théorie	Grand domaine (taille $\gg a$)			Petit domaine (taille $\approx a$)		
		Résistivité apparente ($\Omega.m$)			Résistivité apparente ($\Omega.m$)		
		u=0	$U = \rho I / 2\pi r$	Elém. Inf.	u = 0	$u = \rho I / 2\pi r$	Elém. Inf.
a = 1	58	61	61	62	40	57	58
a=2.5	98	98	99	100	56	75	81
a = 6	187	190	192	192	112	132	142

CONCLUSIONS

L'amélioration apportée par les éléments infinis dans la résolution du problème direct dans le cas de domaines de petite taille est notable.

Ces résultats devraient être encore améliorés par élimination de la singularité à la source, grâce à la décomposition du potentiel en un potentiel primaire (dû à la source de courant dans un demi-espace homogène) et un potentiel secondaire (dû aux hétérogénéités de conductivité) comme le propose Lowry *et al.*, 1989.

BIBLIOGRAPHIE

Van Nostrand R.G., Cook K.L. (1966) - Interpretation of resistivity data: USGS Prof. Paper 449, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office.

Coggon J.H. (1971) - Electromagnetic and electrical modelling by the finite-element method: *Geophysics*, 36, 132-155.

Pridmore D.F., Hohmann G.W., Ward S.H., Sill W.R. (1981) - An investigation of finite-element modelling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. *Geophysics*, 46, 1009-1024.

Holcombe H.T., Jiracek G.R. (1984) - Three dimensional terrain corrections in resistivity. *Geophysics*, 49, 439-452.

Lowry T., Allen M.B., Shive P.N. (1989) - Singularity removal: A refinement of resistivity modeling techniques: *Geophysics*, 54, 766-774.

Zienkiewicz O.C. (1977) - The Finite Element Method in Engineering Science, McGraw-Hill, New York, 3rd edition, 181-189.

Dhatt G., Touzot G. (1984) - Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine éditeur Paris, 149-151.

Apports de la modélisation pour l'interprétation des résistivités apparentes mesurées dans un forage

Virginie Leroux, Richard Lagabrielle

Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Section Reconnaissance et Géophysique,
44340 Bouguenais, France. Virginie.Leroux@lpc.fr

ABSTRACT

Multielectrode electrical measurements from a single borehole can sometimes be delicate to interpret. We address here a few simple cases : apparent resistivities have been calculated for a stratified medium and for a localized body in a homogeneous medium, with pole-pole and Wenner arrays. If we can, with caution, interpret the results in the case of a stratified medium, we must consider some extra assumptions to find localized bodies.

INTRODUCTION

On s'intéresse ici aux mesures de résistivités apparentes acquises à partir d'un seul forage. Des électrodes sont régulièrement réparties sur l'axe d'un forage vertical. On peut travailler avec le dispositif pôle-pôle en plaçant deux des électrodes B et N à l'infini, ou en dispositif Wenner, les quatre électrodes régulièrement espacées se trouvant dans le forage. Par combinaison, on obtient un grand nombre de positions et d'espacements pour les deux ou quatre électrodes de forage utilisées.

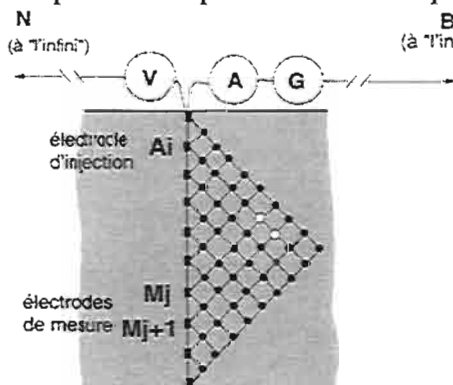


Fig. 1 - Géométrie.

Les mesures sont représentées sur des images analogues à des pseudo-sections verticales. Elles sont influencées par les propriétés du sous-sol tout autour du forage et ne contiennent par conséquent aucune information azimutale. On peut seulement espérer localiser une hétérogénéité en profondeur, et éventuellement radialement. Ce type de mesures est notamment commercialisé sous le nom de « cylindre électrique » (Lantier, 1992).

Nous avons étudié quelques cas simples par le calcul : le cas d'un milieu stratifié semi-infini pour lequel on connaît une solution analytique (Stefanescu et Schlumberger, 1930, Künetz, 1966), et le cas d'un milieu homogène semi-infini où se trouve une hétérogénéité, étudié avec la méthode des moments (Hohmann, 1975, Tabbagh, 1985) grâce au programme EL3D, adapté pour des électrodes en forage.

Toutes les pseudo-sections verticales en pôle-pôle ont été tracées avec 465 points calculés, correspondant à 30 valeurs de AM, entre 0.5 m et 15 m, reportées latéralement à la cote AM/2.

Les pseudo-sections verticales en Wenner ont été tracées pour les mêmes valeurs de AM, ce qui correspond à 126 points calculés, reportés latéralement à la cote 3AM/2.

UNE COUCHE CONDUCTRICE OU RÉSISTANTE

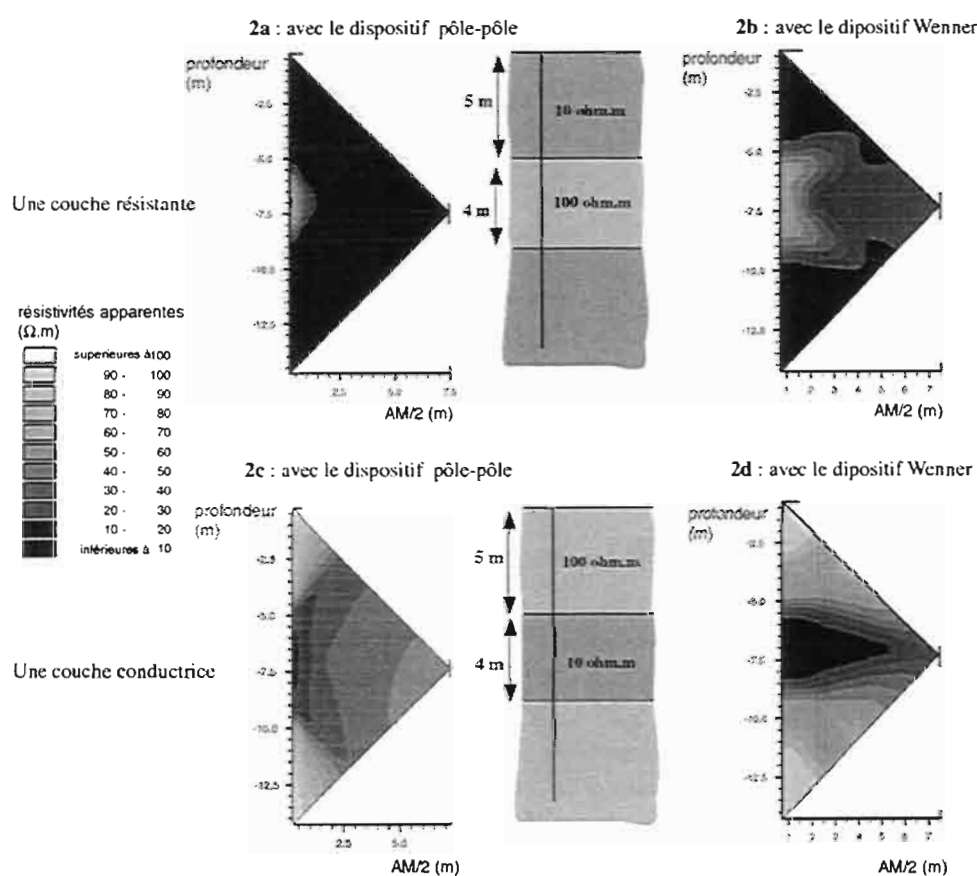


Fig. 2.

Avec le dispositif pôle-pôle dans un seul forage, comme on le voit sur les figures 2a et 2c, la profondeur du centre d'une couche conductrice ou résistante est bien retrouvée. La couche résistante provoque une anomalie de surface très réduite sur l'image par rapport à la surface de l'anomalie conductrice : dès que l'une des électrodes se trouve dans une couche plus conductrice, la résistivité apparente prend une valeur plus faible.

Les contacts horizontaux apparaissent comme des lignes obliques sur la pseudo-section, comme on peut l'observer aussi en prospection de surface. Pour une « lecture directe », ce seront surtout les plus petites distances inter-électrodes qui nous permettront d'estimer l'épaisseur de la couche.

Avec le dispositif Wenner dans un seul forage, comme on le voit sur les figures 2b et 2d, une couche conductrice ou résistante sera bien localisée en profondeur. Surtout, elle apparaîtra comme une anomalie localisée entre deux lignes horizontales et on pourra assez facilement estimer son épaisseur, ses limites inférieures et supérieures correspondant approximativement aux points d'inflexion sur les profils tracés suivant la profondeur.

Pour une « lecture directe » des mesures de résistivités apparentes en milieu stratifié, le dispositif Wenner apparaît plus intéressant.

UNE HÉTÉROGÉNÉITÉ LOCALISÉE

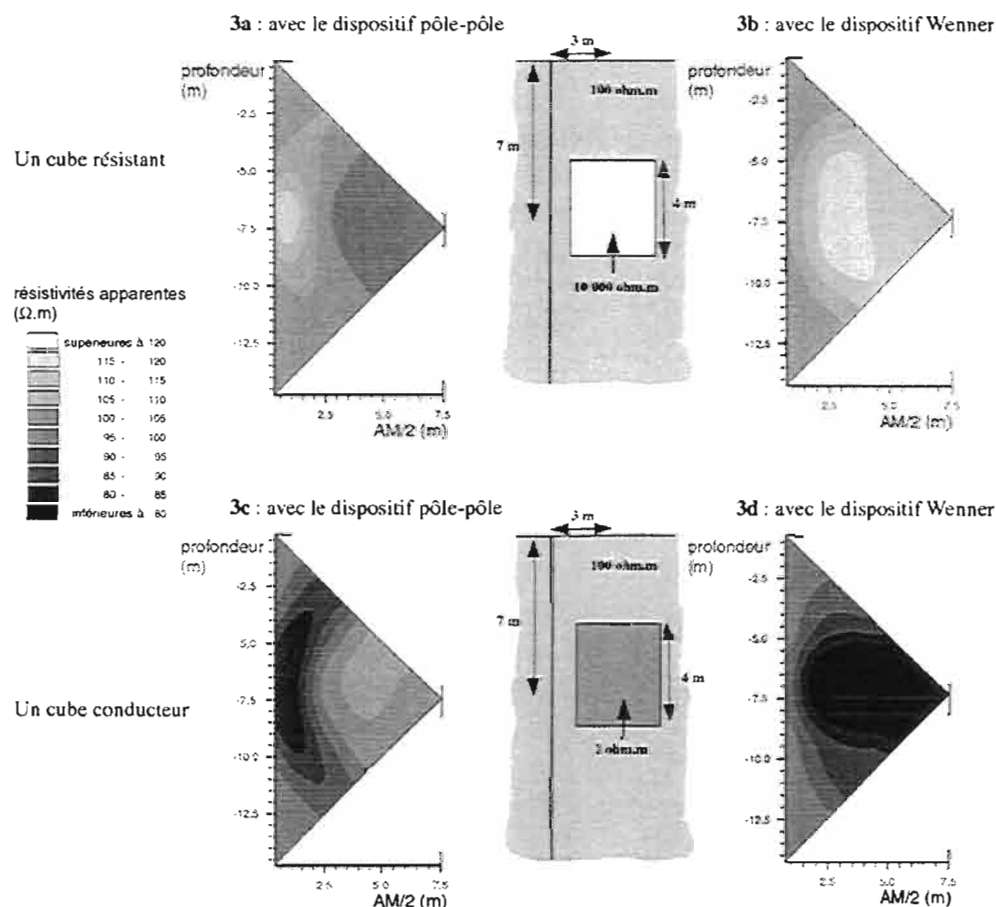


Fig. 3.

Avec le dispositif pôle-pôle, comme on le voit sur les figures 3a et 3c, une hétérogénéité résistante ou conductrice sera bien localisée en profondeur. Le centre de l'hétérogénéité est situé à 3 m du forage, mais l'anomalie maximale est observée dans les deux cas pour une distance AM de 0,75 m. On peut l'attribuer à la grande profondeur d'investigation du pôle-pôle.

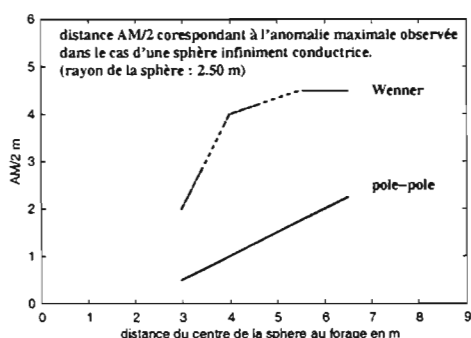
La zone anomalique est là encore bien circonscrite dans le cas d'un corps résistant et plus étendue dans le cas d'un corps conducteur.

Ces calculs nous montrent aussi qu'avec d'autres contrastes de résistivités, on pourrait facilement, avec des mesures dans un seul forage réalisées en pôle-pôle, confondre les cas du milieu stratifié et d'une hétérogénéité localisée.

Avec le dispositif Wenner, comme on le voit sur les figures 3b et 3d, une hétérogénéité résistante ou conductrice sera bien localisée en profondeur.

Cependant, on observe que la zone anomalique occupe une surface plus importante qu'en pôle-pôle sur l'image ; elle est notamment plus étalée en profondeur pour un corps résistant et plus étalée latéralement pour un corps conducteur. Ces remarques peuvent être faites également dans le cas d'une couche.

Le centre de l'hétérogénéité est situé à 3 m du forage, mais l'anomalie maximale est observée pour une distance $AB/2$ de 3 m (soit $AM = 2$ m) dans le cas de l'hétérogénéité résistante, et pour une distance $AB/2$ de 4,5 m (soit $AM = 3$ m) dans le cas d'un corps conducteur. Cela peut aider à distinguer les cas d'une couche et d'une hétérogénéité stratifiée plus facilement qu'en pôle-pôle, l'anomalie n'étant pas maximale pour les plus petites longueurs de lignes



Nous avons déterminé la valeur de AM , dans le cas d'un dispositif pôle-pôle, et dans le cas d'un dispositif Wenner, pour laquelle l'anomalie dans le cas d'une sphère infiniment conductrice est maximale. La méthode utilisée pour calculer les résistivités apparentes est celle décrite par Scurtu (1972).

Fig. 4.

Dans les deux cas, pour une sphère de 2,50 m de rayon, l'anomalie est inférieure à 10 % dès que son centre est à plus de 6 m du forage. Les anomalies maximales sont comparables mais elles sont toujours observées pour des longueurs AM plus grandes avec le dispositif Wenner. D'autre part, ces longueurs croissent au début plus rapidement avec l'éloignement de la sphère avec le dispositif Wenner. Les panneaux électriques verticaux en Wenner semblent donc plus sensibles à l'éloignement d'une hétérogénéité proche que leurs homologues en pôle-pôle. Par contre, pour un corps plus éloigné, le pôle-pôle semble plus intéressant.

DÉTECTABILITÉ DUN CORPS CONDUCTEUR OU RÉSISTANT

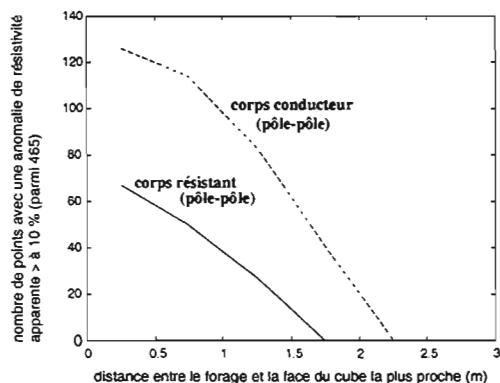


Fig. 5 - Surfaces anomaliques.

Par rapport à une hétérogénéité résistante, une hétérogénéité conductrice se signale par une anomalie de plus grande surface sur les représentations.

On l'a illustré par la figure 5, où l'on a représenté pour une grille de mesures régulière le nombre de points pour lesquels l'amplitude de l'anomalie de résistivité apparente (par rapport à celle du milieu environnant) est supérieure à 10%, dans le cas d'une hétérogénéité conductrice, puis résistante. La présence d'un corps conduc-

teur se signale clairement par un plus grand nombre de points anomaux. Comme l'on ne dispose que d'un nombre de mesures limité, elle sera plus facilement détectée.

AMBIGUÏTÉ DE L'INTERPRÉTATION

Les mesures réalisées en pôle-pôle dans un seul forage peuvent être d'interprétation ambiguë. Il peut être préférable d'utiliser un dispositif à quatre électrodes de forage, mais on peut aussi, à condition de disposer d'un suffisamment grand nombre de mesures, obtenir par recombinaison des valeurs de résistivités apparentes pour le dispositif Wenner. Ces dernières, si elles sont suffisamment nombreuses et bien réparties, pourront être plus faciles à lire et interpréter directement, tout particulièrement dans le cas d'un milieu stratifié.

L'information étant malgré tout contenue dans les mesures pôle-pôle, on a aussi la ressource de retrouver le milieu stratifié simple expliquant le mieux les mesures par inversion.

Si l'on recherche des hétérogénéités, on pourra être aidé par des résistivités apparentes obtenues en dispositif Wenner, pour lequel elles se distinguent mieux des couches horizontales, mais elles ne pourront bien sûr pas être localisées en azimut.

Il pourra aussi être intéressant de disposer de mesures acquises entre deux forages, qui permettront au moins de distinguer clairement un milieu stratifié d'un milieu comportant des hétérogénéités localisées (Straub, 1995).

En réalité, le milieu sera de géométrie plus complexe et les anomalies se superposeront, mais ces quelques figures caractéristiques simples pourront guider notre interprétation.

Remerciements

Nous tenons à remercier M. A. Tabbagh pour avoir mis à notre disposition le programme EL3D.

BIBLIOGRAPHIE

Hohmann G.W. (1975) - Three dimensional induced polarization and electromagnetic modeling. *Geophysics*, 40, 309-320.

Künetz G. (1966) - Principles of direct current resistivity prospecting, Gebrüder-Bornträger, Berlin-Nikolastr.

Lantier F. inventeur, brevet 2 694 333 (A1) 31 juillet 1992, E21 B 4712, procédé et dispositif de sondage d'un volume de sous-sol, société Techsol, rep. Cabinet Viard.

Scurtu E.F. (1972) - Computer calculation of resistivity pseudo-sections of a buried spherical conductor body. *Geophysical Prospecting*, 20, 605-625.

Stefanescu S.S., Schlumberger C., Schlumberger M. (1930) - Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. *J. Phys. Radium*, I, 4, 132-142.

Straub A. (1995) - Development of electrical imaging and inversion techniques for mineral exploration, rapport BRGM R 38603.

Tabbagh A. (1985) - The response of a three-dimensional magnetic and conductive body in shallow depth electromagnetic prospecting. *Geophys; J.R. astr. Soc.*, 81, 215-230.

Traitement de données géotechniques sur CD-rom

Jean-Luc Mari, Claude Laffont

Institut Français du Pétrole (École du Pétrole et des Moteurs),
228-232 avenue Napoléon Bonaparte, 92852 Rueil-Malmaison Cédex, France.

ABSTRACT

Geophysical data processing is now today much more complex and often require specific signal processing tools. Furthermore, signal processing techniques and methods are data dependent. So, a quick look on signal processing tools will be very important and useful for geoscientists which are not directly involved in data processing topics. A pedagogic CD-Rom based upon the signal processing software "Mustig", is presented. Many animations, fully tunable present the tools and the concepts used in signal processing, their limits and precautions for use as well as many geophysical applications in petroleum prospection, seismology, and civil engineering. The CD-Rom, owing to the variety of animations and their high degree of interactivity, is useful tool for teaching, training, research and didactic survey.

INTRODUCTION

Les outils de traitement du signal sont très largement utilisés en exploration sismique. Cependant, la plupart de ces outils sont complexes, nécessitent de bonnes connaissances mathématiques et apparaissent comme des boîtes noires pour les géophysiciens et les géotechniciens. De ce fait, une barrière s'établit entre la communauté des spécialistes en traitement du signal et celle des géophysiciens, aboutissant à une méconnaissance de ce que peut apporter le traitement du signal pour résoudre certains problèmes géotechniques. Pour pallier cette difficulté, des rencontres professionnelles, des séminaires de formation, des congrès sont régulièrement organisés sur des thèmes spécifiques. Cependant pour tirer un bénéfice optimal de ces rencontres, il importe de disposer d'une plate-forme de communication plus large permettant de réduire la distance séparant ces deux communautés. En d'autres mots, nous souhaitons que les spécialistes en traitement du signal acquièrent le sens géophysique des données sismiques et comprennent les besoins du géologue et du géophysicien. De la même façon, nous souhaitons que les géotechniciens, géologues et géophysiciens comprennent les différents aspects du traitement du signal, des outils les plus classiques tels que la

transformation de Fourier et son utilisation en analyse spectrale, aux outils les plus novateurs tels que les méthodes de séparation d'ondes et les filtres de déconvolution.

L'OBJECTIF DU CD-ROM

Le CD-Rom (1) conçu par le laboratoire des Images et des Signaux de l'École Nationale Supérieure des Ingénieurs Électriciens de Grenoble, édité par les Éditions Technip, illustre le contenu d'un livre récent intitulé « Traitement du Signal pour Géologues et Géophysiciens » (2) Son but est d'améliorer la compréhension de la majorité des algorithmes les plus couramment utilisés en traitement du signal et de suggérer une méthodologie pour les tester. Ce CD-Rom présente 86 animations créées en temps réel à partir d'une version spécifique du logiciel « Mustig » de traitement du signal. « Mustig » donne aux animations un très haut degré d'interactivité et une très large variabilité des paramètres testés. Les animations peuvent être choisies de différentes façons, en cliquant soit sur un index, soit sur une liste sommaire, soit sur des liens présents dans le texte. Plus de 80% des animations utilisent des données géophysiques. Toutes ces données proviennent de campagnes d'acquisition de type sismique terrestre, sismique marine, sismique de puits, mesure géoradar, sismologie.

STRUCTURE DU CD-ROM

Après avoir visionné la page de garde (fig. 1), l'utilisateur découvre la structure du CD-Rom, organisé en chapitres dont la liste apparaît sur une fenêtre spécifique (fig. 2).

Ces chapitres sont :

- I - transformation de Fourier ;
- II - fonctions usuelles ;
- III - échantillonnage ;
- IV - corrélation ;
- V - filtres ;
- VI - densité spectrale et filtre de Wiener ;
- VII - transformation de Hilbert et ses applications ;
- VIII - méthodes de séparation des ondes ;
- IX - déconvolution et estimation de filtre.

Chaque chapitre comprend plusieurs sections relatives au thème du chapitre. À titre d'illustration, nous nous focaliserons sur le chapitre VIII. La figure 3 donne la liste des différentes sections consacrées à la séparation des ondes. Ces sections sont : le filtre médian, filtrage par décomposition en valeurs singulières (SVD), SVD appliquée au profil sismique vertical, détection de fissures dans un bloc en béton, SVD appliquée aux ondes de Rayleigh, vitesse de groupe et vitesse de phase, filtrage F-K en sismique de puits, ondes de Love, filtre de polarisation, sélection des ondes de Rayleigh par filtre de polarisation, localisation d'un tremblement de terre par filtrage matriciel.

Chaque section se présente sous la forme de quatre fenêtres : un texte, une image animée, un formulaire, un graphe. Nous choisissons la section « Ondes de Love » qui est l'une des nombreuses applications géotechniques. Dans cette section, nous montrons comment établir la courbe de dispersion de ces ondes. Cette courbe sera ensuite utilisée pour définir les paramètres acoustiques en ondes de cisaillement du guide d'onde surmontant le socle. Les résultats obtenus seront ensuite validés par modélisation.

LA FENÊTRE « TEXTE »

Le texte (fig. 4), volontairement réduit, présente l'objectif de l'animation en cours. Dépendant du chapitre et de la section sélectionnés, le texte peut décrire par exemple le fonctionnement d'une transformation particulière ou expliquer l'apport de cette transformation dans le traitement d'un jeu de données. En figure 4, l'objectif de l'animation choisie est d'établir la relation existant entre les domaines temps–distance (X–T) et fréquence–nombre d'onde (F–K) lorsque l'utilisateur est confronté au traitement ondes dispersives telles que les ondes de Love. Ici, le texte décrit les paramètres de mise en oeuvre utilisés lors de l'acquisition des ondes de surface et la procédure de traitement. Dans le texte, certains mots ou expressions particulières peuvent être soulignés. Cette représentation indique qu'il existe un lien vers un autre chapitre ou une autre section et permet la navigation.

L'IMAGE ANIMÉE

Les images animées sont les attractions principales du CD-Rom.

Via ces images, les utilisateurs peuvent lire la base de données et étudier le rôle de chaque paramètre intervenant dans l'outil de traitement de signal utilisé dans l'application en cours. Ces paramètres étant interactifs, les utilisateurs peuvent introduire un nouveau jeu de paramètres pour modifier les résultats de l'application. Les paramètres peuvent aussi être modifiés par des jeux de curseurs, les calculs sont exécutés en temps réel et les résultats visualisés. Les images sont conçues pour permettre des comparaisons directes et immédiates et comprendre l'influence du paramètre testé sur l'application lorsque des données réelles sont utilisées, les valeurs optimales des paramètres sont écrites sur les images pour permettre à l'utilisateur un retour aisé aux valeurs optimales. À titre d'exemple pour l'analyse des ondes de Love, l'objectif décrit dans le texte (fig. 4) est de corriger les données de vitesse de groupe et de dispersion de telle sorte que le spectre des données soit aligné sur l'axe des nombres d'onde ($K=0$) à la fréquence dominante. Les utilisateurs peuvent directement voir (fig. 5) sur les diagrammes (X–T) et (F–K) l'influence des valeurs des 2 paramètres vitesse de groupe et dispersion (déphasage) sur les données. Les figures 6 à 8 montrent les résultats obtenus avec trois jeux de paramètres. Dans chaque figure, le panneau de gauche montre les données dans le plan (X–T), celui de droite les données dans le plan (F–K). La figure 6 montre les données brutes. La figure 7 montre les modifications apportées aux données lorsque l'utilisateur choisit une valeur de 114 m/s pour la vitesse de groupe et un déphasage de 30° . Ces paramètres permettent de calculer la courbe d'évolution de la vitesse de phase en fonction de la fréquence. Cette courbe, appelée courbe de dispersion, est visualisée sur le panneau de droite en haut. En cliquant sur un bouton situé sous le spectre à deux dimensions, ce dernier peut être visualisé avec ou sans normalisation en nombre d'onde. Un bouton situé sous les curseurs permet de choisir les paramètres optimaux définis par les auteurs. Avec ces paramètres (vitesse de groupe de 833 m/s et déphasage de 46°), les ondes de Love sont rendues non dispersives et parfaitement alignées. Les résultats sont présentés en figure 8, la courbe de dispersion a permis de calculer les caractéristiques du guide d'onde (épaisseur du guide : 2.60 m, vitesses des ondes de cisaillement dans le guide et dans le socle : 100 m/s et 350 m/s, rapport des densités entre le guide d'onde et le socle : 0.84).

LE GRAPHE ET LE FORMULAIRE

L'utilisateur a accès à deux fenêtres supplémentaires : le graphe et le formulaire. Le formulaire, non disponible sur toutes les sections, donne les formules mathématiques utilisées dans l'application. Il joue le rôle d'aide mémoire et les utilisateurs sont invités à consulter l'ouvrage cité en référence pour une information plus détaillée (démonstration,...). Le graphe (fig. 9) montre l'architecture de la séquence de traitement utilisée pour réaliser les animations. Il se présente sous la forme de boîtes interconnectées ; chaque boîte correspond à un outil de traitement composé de fonctions élémentaires.

CONCLUSION

L'objectif du CD-Rom est de familiariser les utilisateurs avec les concepts clés utilisés en traitement du signal appliqué aux données géophysiques. Il montre la nécessité de combiner différents outils pour résoudre les problèmes posés. Il présente également des exemples obtenus avec les récents développements de la recherche en traitement du signal.

BIBLIOGRAPHIE

- Glangeaud F., Mari J.-L., Baribaud D., Lejeune G., Lienard J., Armstrong G. (1999) - CD-Rom : Traitement du signal en géosciences, Éditions Technip, Paris
- Mari J.-L., Glangeaud F., Coppens F. (1997) - Traitement du signal pour géologues et géophysiciens, Éditions Technip, Paris.

1 *Traitement du signal en géosciences*

Signal processing in geosciences



Signal Processing in Geosciences

Signal Processing in Geosciences

Francis Gélageau
Jean-Luc Maréchal
Daniel S...
Gérard...
Joël Lié...
Gareth A...

3

Select a chapter ...

2

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

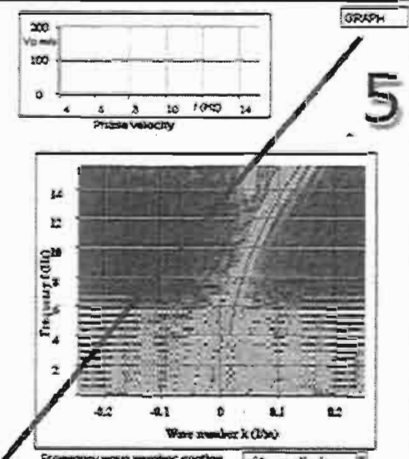
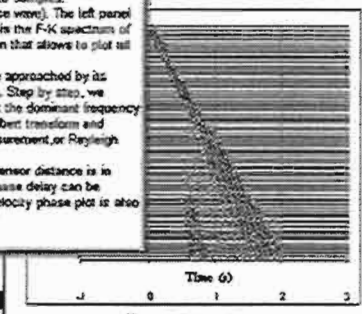
... then, a lesson

Love Waves.

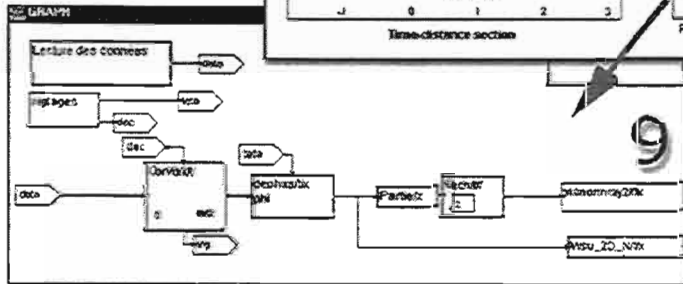
A noise shot has been recorded on 64 horizontal sensors in crossline position. Source used during this campaign was a SH wave generator. Spatial sampling is 2 meters and time sampling is 16 ms recorded on 128 samples. Dominant wave is a Love wave (dispersive guided surface wave). The left panel is the section (64 sensors) in X-T domain. Right panel is the F-K spectrum of the X-T section displayed with a frequency normalization that allows to plot all frequencies ranging from 0 to 15 Hz.

In F-K domain, energy is localized on curve that can be approached by its tangent at given frequency (see Rayleigh waves : SVD). Step by step, we correct group velocity and dispersion in order to have at the dominant frequency (10 Hz), the spectrum aligned on the k -axis = 0 (see Hilbert transform and phase delay or Group velocity and Phase velocity measurement, or Rayleigh wave dispersion analysis).

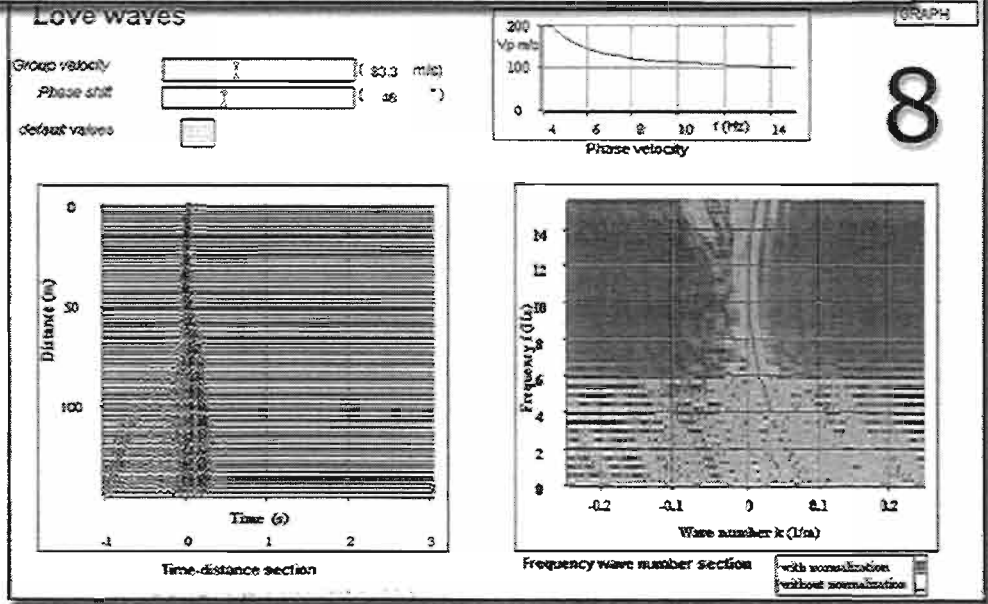
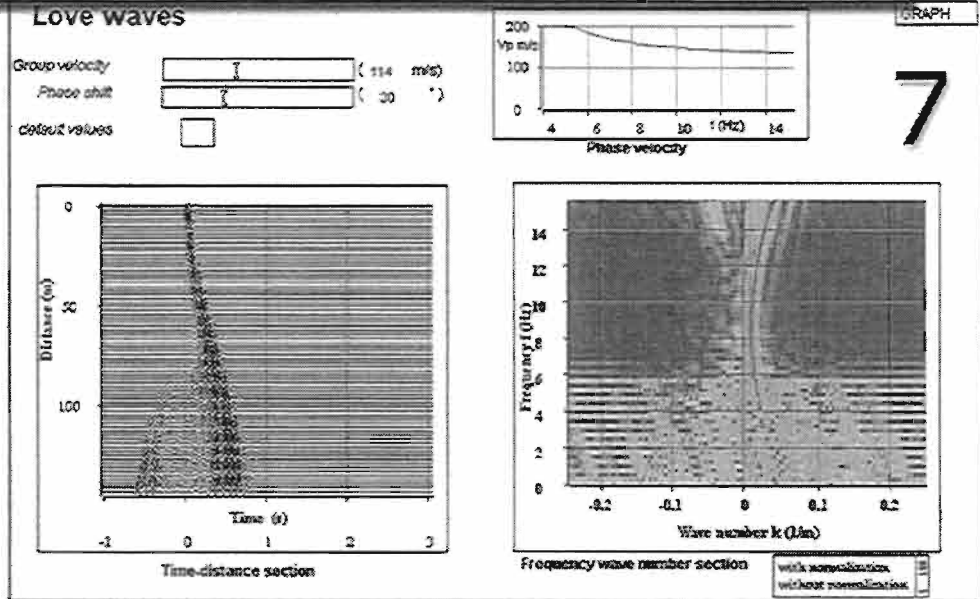
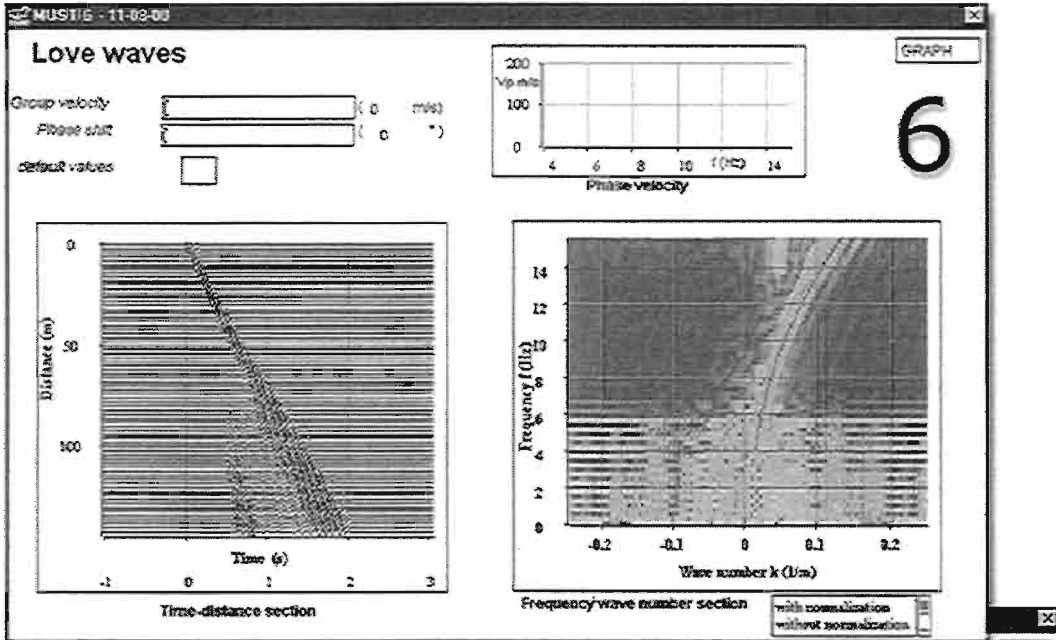
Group velocity is measured in meters by second, the sensor distance is in sample number. Correct values of group velocity and phase delay can be introduced by pushing the "default values" button. Velocity phase plot is also presented at the dominant frequency.



Text window



interactive figure



***Estimation quantitative de la salinité d'un bas-fond
par conductivimétrie électromagnétique :
application aux sols salés de Basse-Casamance
(Sénégal)***

J.P. Montoroi

IRD (ex ORSTOM), Laboratoire des Formations Superficielles,
32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy, France.

ABSTRACT

Salinity assessment of a bottomland using electromagnetic induction: application to saline soils of lower Casamance (Senegal).

The EM-38 is a useful instrument for making rapid field identification and mapping of soil salinity. Interpretation of measurements in terms of meaningful parameters of soil salinity is difficult, mainly due to the non-uniform response distribution with depth. The aim of this paper is to propose a method leading to interpret the salinity maps in terms of soil salinity by calculating (i) the areas of the soil volumes defined by salinity mapping, (ii) the salt content of these volumes using the calibration of EM-38. Applied to the acid and saline soils of a southern Senegal bottomland, the results show that the soils annually desalinated. However, this desalinization is mainly dependant of annual rainfall. The salt losses at the dam outlet are partly compensated by a groundwater table connected to highly saline seawater.

INTRODUCTION

Le conductivimètre électromagnétique EM-38 (Geonics Ltd., Canada) est un outil de diagnostic et de cartographie très utile pour l'étude des sols salés (De Jong *et al.*, 1979 ; Cameron *et al.*, 1981 ; Williams et Hoey, 1987 ; Job *et al.*, 1987 ; Boivin *et al.*, 1988 ; Lesch *et al.*, 1992 ; Rhoades, 1992 ; Cannon *et al.*, 1994). Cependant, l'interprétation des mesures en termes de salinité de sol pose quelques difficultés, largement due à la distribution non-uniforme de la réponse avec la profondeur (McNeill, 1980). Plusieurs méthodes permettent de calibrer l'EM-38 et de convertir les valeurs mesurées en valeurs de salinité (Corwin et Rhoades, 1984, 1990 ; McKenzie *et al.*, 1989 ; Wollenhaupt *et al.*, 1986). Johnston *et al.* (1997) ont récemment montré que ces méthodes présentent certains biais qui sont principalement dus aux variations de teneur en eau et de texture.

De 1989 à 1991, les sols salés et sulfatés acides du bas-fond de Djigouinoum (Basse-Casamance) ont été remis en riziculture au cours d'une expérimentation agronomique. Celle-ci a nécessité la gestion hydraulique optimisée d'un petit barrage villageois qui empêche l'intrusion d'eaux marines sursalées (Montoroi, 1996). Pour évaluer l'impact de cette gestion sur le dessalement des sols, la salinité du bas-fond a été cartographiée annuellement, en fin de saison sèche, lorsque les sols étaient totalement exondés (Boivin et Brunet, 1990).

L'objet de la présente étude est de proposer une méthode permettant d'interpréter les cartes de salinité, établies à l'aide d'un EM-38, en termes de stock salin après une calibration *in situ* de l'appareil.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Calcul du stock salin

Il s'agit de calculer, à un instant t donné, la masse de sel ($M_S(t)$) contenu dans la solution d'un volume de sol ($V(t)$). La relation s'écrit :

$$M_S(t) = CD_{SS}(t) H_V(t) V(t) \quad (1)$$

où $M_S(t)$ est exprimé en g et V en dm^3 ;

$CD_{SS}(t)$ représente la concentration de la solution du sol (en $g L^{-1}$) et $H_V(t)$ l'humidité volumique (en $dm^3 dm^{-3}$).

En considérant une couche de sol d'épaisseur h (en dm) et la surface s (en dm^2) relative à une classe de salinité, on définit, à un instant t donné, un volume de sol $V(t)$ (en dm^3) dont l'expression s'écrit :

$$V(t) = h s(t)$$

La relation (1) devient alors :

$$M_S(t) = CD_{SS}(t) H_V(t) h s(t)$$

Le volume de sol ($V(t)$) considéré est donné par les cartes de salinité d'un bas-fond obtenues à partir des mesures de l'EM-38 traitées géostatistiquement. Les mesures sont réalisées, chaque année (fin saison sèche), lorsque le sol présente les mêmes conditions d'humidité ($H_V = 0,55 dm^3 dm^{-3}$ en moyenne, profondeur de la nappe ≈ 1 m, teneur en argile comprise entre 60 et 70 $g 100g^{-1}$). Les cartes définissent plusieurs classes de salinité dans le bas-fond (Boivin et Brunet, 1990), la salinité étant exprimée en termes de conductivité électrique apparente (CE_a). Les aires $s(t)$ occupées par chaque classe ont été calculées annuellement par planimétrie de 1987 à 1989 et en 1990 (tabl. 1). La couche de sol a une épaisseur h égale à 18 dm, soit un stock hydrique ($H_V h$) de 990 mm. Chaque volume de sol considéré est caractérisé par une valeur de CE_a moyenne.

Classe de salinité (mS m ⁻¹)	Surface			
	1987*	1988*	1989*	1991**
0-300	46,4	43,9	59,0	50,6
300-500	25,8	28,5	25,8	34,7
500-700	23,1	29,1	23,8	27,8
700-900	22,5	17,7	16,6	16,9
900-1000	14,0	12,6	6,8	1,7
Surface totale (ha)	132,0	132,0	132,0	132,0

* d'après Boivin et Brunet, 1990 Système d'ouverture au barrage : 1987 : àatardeaux

** d'après Boivin et Brunet
(données non publiées) 1988 : 1 porte à crémaillère
1989 : 3 portes à crémaillère

Tabl. 1 - Distribution spatiale annuelle des classes de salinité définies à partir des mesures de EM-38 dans le bas-fond de Djiguinoum.

On établit le stock salin annuel (M_{sT}) du bas-fond en sommant les masses de sel (M_S) calculées pour chaque classe de salinité. Le bilan salin a été calculé pour deux années consécutives (ΔM_{sT}) et par rapport à l'année 1987 (ΔM_{sT1987}).

La concentration de la solution du sol (CD_{SS}) est calculée en calibrant l'EM-38.

Calibration de l'EM-38

Les mesures de CE_a ont été effectuées en mode vertical pour 35 sites d'une séquence de sols sulfatés acides et salés présentant un gradient de salinité. Les sites sont espacés de 10 m.

Pour chaque site, des échantillons de sol ont été prélevés à 0,15 m, 0,45 m, 0,75 m et 1,05 m de profondeur. Ces prélèvements sont supposés être représentatifs d'une couche de sol de 30 cm. Pour chaque échantillon, la solution du sol a été extraite à saturation et sa conductivité électrique mesurée (CE_{ES}). La teneur en eau pondérale mesurée au moment de l'extraction de la solution du sol (H_{ES}) et celle mesurée au moment du prélèvement *in situ* (H_{SS}) permettent de déduire la conductivité électrique de la solution du sol *in situ* (CE_{SS}).

La méthode de calibration utilisée se réfère à celle de Wollenhaupt *et al.* (1986) qui définissent pour chaque site une valeur unique de CE_{SS} . Cette valeur est la combinaison linéaire des CE_{SS} calculées pour chaque profondeur et pondérées selon la réponse de l'instrument avec la profondeur. Les valeurs de CE_{SS} ont été ajustées à la profondeur prospectée par l'EM-38, soit 1,8 m, en considérant que $CE_{ES}(90-120) = CE_{ES}(120-180)$. Cette hypothèse est vérifiée car le sol est saturé par la nappe phréatique.

Les valeurs de CE_{SS} sont converties en termes de concentration (ou de charge minérale dissoute, CD_{SS}) par la relation statistique $CD_{SS} = 0,476 CE_{SS}^{1,101}$ ($r^2 = 0,99$) établie pour le site d'étude dans le domaine de CE_{SS} 0-110 dS m⁻¹ (Montoroi, 1997).

RÉSULTATS

Pour les 35 sites de mesure, la calibration de l'EM 38 en mode vertical donne la relation suivante qui permet de convertir les mesures de CE_a (en $dS\ m^{-1}$) en concentration de la solution du sol (en $g\ L^{-1}$) :

$$CD_{ss} = 1,10 \cdot 10^{-3} CE_a^{1,562} \quad r^2 = 0,85$$

D'après le tableau 2, on constate que, d'année en année, des redistributions salines ont lieu entre les volumes de sol considérés, le stock salin (Ms_T) du bas-fond diminuant globalement. De 1987 à 1991, le bas-fond a perdu environ 5700 T. La diminution relative est de l'ordre de 3,1 % entre 1987 et 1988 et de 18,3 % entre 1988 et 1989. Elle est moins importante sur la période 1989-1991, environ 1,1 % par an.

Volume de sol j	CE_a ($dS\ m^{-1}$)	CD_{ss} ($g\ L^{-1}$)	Année i				
			1987	1988	(T)	1989	1991
Stock salin sur 1.80 m			<i>(stock hydrique = 990 mm)</i>				
1	150	2,8	1 266,4	1 199,7		1 610,2	1 383,5
2	400	12,8	3 264,6	3 605,1		3 263,7	4 392,0
3	600	24,0	5 506,4	6 926,1		5 654,7	6 618,1
4	800	37,6	8 394,3	6 613,2		6 191,2	6 297,0
5	950	49,2	6 850,4	6 146,4		3 292,5	872,0
		Ms_T	25 282,1	24 490,5		20 012,3	19 562,6
		ΔMs_T		-791,6		-4 478,2	-449,7
		ΔMs_{1987}	0	-791,6		-5 269,8	-5 719,5

$$Ms_T = \sum_{j=1}^5 Ms(i, j) \quad Ms(i, j) \text{ masse de sel pour une année } i \text{ et un volume de sol } j \text{ donnés}$$

$$\Delta Ms_T = \sum_{j=1}^5 Ms(i+1, j) - \sum_{j=1}^5 Ms(i, j) \quad \Delta Ms_{1987} = \sum_{j=1}^5 Ms(i, j) - \sum_{j=1}^5 Ms(1987, j)$$

Tabl. 2 - Bilan salin annuel du bas-fond de Djiguinoum sur la période 1987-1991.

La forte diminution enregistrée entre 1988 et 1989 peut s'expliquer par la pluviométrie de 1988 qui est proche de la pluviosité moyenne avant la sécheresse (1 410 mm), tandis que les deux années suivantes sont très déficitaires (1 147 mm et 1 008 mm).

Etant donné les approximations faites dans les calculs, notamment en prenant des valeurs moyennes de la teneur en eau et de la salinité à l'intérieur des volumes de sol, les bilans de masse n'ont qu'une valeur indicatrice. Ils montrent que le dessalement du bas-fond est effectif mais qu'il est très dépendant des apports météoriques.

D'importantes quantités de sel ont été exportées par le barrage en 1989 et 1990. Pour la période 1989-1991, le total s'élève à 3643 T. Or, cette valeur ne se retrouve pas dans notre estimation du dessalement du bas-fond, à savoir environ 450 T sur une épaisseur de sol d'1,80 m. Cette différence ne peut s'expliquer que par des apports de matières dans le bas-fond au cours de l'année.

CONCLUSION

L'application des méthodes géophysiques aux sols salés d'un bas-fond présente plusieurs intérêts. L'EM-38 permet une spatialisation de l'information et la restitution des données

sous forme de cartes 2D. L'étude diachronique de ces restitutions conduit à évaluer qualitativement la mobilisation des sels dans le bas-fond. La calibration de l'EM-38 par rapport à la CE de la solution du sol complète l'interprétation des données cartographiques en quantifiant le stock salin de volumes de sol préalablement identifiés comme homogènes.

En appliquant cette méthode au bas-fond de Djiguinoum, qui est aménagé par un barrage anti-sel, on constate que globalement, le bas-fond se dessale d'année en année, mais que ce dessalement est très dépendant des apports météoriques. Les exportations de sel au barrage sont en partie compensées par des apports de matière provenant principalement de la nappe salée qui circule sous le barrage. Ces intrusions d'eau marine très concentrée montrent que le bas-fond n'est pas complètement indépendant du réseau hydrographique. Une certaine prudence dans les possibilités de réhabilitation des sols salés en condition de forte sécheresse sera de mise.

La quantification des transferts salins constitue donc une démarche intéressante pour évaluer l'impact d'aménagements agricoles et expliquer le fonctionnement du système sol défini dans le temps et l'espace. Cependant, les teneurs pondérales en sel restent indicatrices car la méthode de calibration est perfectible, notamment en prenant en compte la variabilité de la salinité et de l'humidité à l'intérieur des volumes de sol considérés.

BIBLIOGRAPHIE

- Boivin P., Brunet D. (1990) - Bilan de quatre années de suivi de la salure d'une vallée aménagée anti-sel par conductivimétrie électromagnétique et krigeage. *Multi-gr.*, ORSTOM, Bondy, 12 p.
- Boivin P., Brunet D., Job J.O. (1988) - Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés : une méthode rapide et fiable. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol XXIV, 1, 39-48.
- Cameron D.R., De Jong E., Read D.W.L., Oosterveld M. (1981) - Mapping salinity using resistivity and electromagnetic techniques. *Can. J. Soil Sci.*, 61, 67-78.
- Cannon M.E., McKenzie R.C., Lachapelle G. (1994) - Soil salinity mapping with electromagnetic induction and satellite-based navigational methods. *Can. J. Soil Sci.*, 74, 335-343.
- Corwin D.L., Rhoades J.D. (1984) - Measurement of inverted electrical conductivity profiles using electromagnetic induction. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 810-812.
- Corwin D.L., Rhoades J.D. (1990) - Establishing soil electrical conductivity-depth relations from electromagnetic induction measurements. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 21, 871-901.
- De Jong E., Ballantyne A.K., Cameron D.R., Read D.W.L. (1979) - Measurement of apparent electrical conductivity of soils by an electromagnetic induction probe to aid salinity surveys. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 810-812.
- Job J.O., Loyer J.Y., Ailoul M. (1987) - Utilisation de la conductivité électromagnétique pour la mesure de la salinité des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol XXIII, 2, 123-131.
- Johnston M.A., Savage M.J., Moolman J.H., du Plessis H.M. (1997) - Evaluation of calibration methods for interpreting soil salinity from electromagnetic induction measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 1627-1633.
- Lesch S.M., Rhoades J.D., Lund L.J., Corwin D.L. (1992) - Mapping soil salinity using calibrated electromagnetic measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 540-548.
- McKenzie R.C., Chomistek W., Clark N.F. (1989) - Conversion of electromagnetic inductance readings to saturated paste extract values in soils for different temperature, texture, and moisture conditions. *Can. J. Soil Sci.*, 69, 25-32.
- McNeill J.D. (1980) - Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Tech. Note TN-6. Geonics Limited, Mississauga, ON, Canada.

Montoroi J.P. (1996) - Gestion durable des sols de l'écosystème de mangrove en Casamance (Sénégal). Dynamique de l'eau et des sels en période de sécheresse. *Etudes et Thèses, ORSTOM*, Paris, 263 p.

Montoroi J.P. (1997) - Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol. Application à un sol sulfaté acide salé de Basse-Casamance (Sénégal). *Etude et Gestion des Sols*, 4, 4, 279-298.

Rhoades J.D. (1992) - Instrumental field methods of salinity appraisal. In G.C. *Topp et al.* (ed.) Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice. SSSA Spec. Publ. 30, SSSA, Madison, WI, 231-248.

Williams B.G., Hoey D. (1987) - The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability in the salt and clay content of soils. *Austr. J. Soil Res.*, 25, 21-27.

Wollenhaupt N.C., Richardson J.L., Foss J.E., Doll E.C. (1986) - A rapid method for estimating weighted soil salinity from apparent soil electrical conductivity measured with an aboveground electromagnetic induction meter. *Can. J. Soil Sci.*, 66, 315-321.

Résultats préliminaires à l'inversion forme d'onde de données de radar de forage

A. Saintenoy

Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, Golden, CO, 80403, USA

ABSTRACT

Our overall goal is to perform full-waveform inversion of borehole radar data incorporating realistic geological information. A Bayesian approach to waveform inversion has been developed by Gouveia and Scales (1998) in the context of reflection seismology; we are now extending this approach to the electromagnetic case.

INTRODUCTION

Résoudre un problème inverse signifie déduire des propriétés caractérisant un système physique à partir de l'étude de données réelles. Cela nécessite de répondre à trois questions fondamentales :

- quelles sont les incertitudes sur les données ? Que signifie « fitter » les données ?
- comment le système physique est-il modélisé ? Est-ce que le modèle inclut tous les phénomènes physiques qui contribuent significativement aux données ?
- qu'est-ce que l'on connaît sur les paramètres du système indépendamment des données ? Autrement dit, qu'est-ce qu'un modèle raisonnable ?

Voici quelques éléments de réponses à ces questions pour effectuer l'inversion bayésienne de formes d'onde de données de radar de forage. L'intérêt de ce type de données a été démontré par Knoll et Clément (1999).

INCERTITUDE DANS LES DONNÉES

Une série d'expériences a été effectuée au site test hydrogéophysique de Boise River (Idaho) dans le but d'étudier les propriétés statistiques du bruit dans les données radar de puits. Nous avons utilisé les antennes de forage Mala 250 MHz et 100 MHz. La source était posée sur le sol, le plus proche possible du forage, suivant une direction radiale au puits. L'antenne réceptrice a été descendue dans le puits (18 m de profondeur) enregistrant une trace (moyenne de 512 traces) tous les 10 cm. La figure 1

présente les données 250 MHz. Chaque trace a été divisée par sa valeur RMS. Les données ont été filtrées pour retirer le DC shift et l'effet WOW, en utilisant la méthode décrite par Gelitz *et al.* (1993).

Une première série d'expérience a consisté à enregistrer un tel profil, puis exactement le même en débranchant l'antenne source, afin de mesurer le bruit ambiant. Nous avons alors calculé la déviation moyenne dans une fenêtre courante de 20.2 ns (51 échantillons) dans différentes traces avec signal et pour tout le profil ne contenant que le bruit ambiant. La figure 2 présente la comparaison entre les traces avec signal et l'enregistrement du bruit ambiant. Il est clair qu'après 260 ns le niveau de bruit dans la trace avec signal est le même que celui du bruit ambiant. La fin du profil pourra donc être utilisée pour pouvoir faire une étude statistique du bruit ambiant dans les données.

Deuxièmement, nous avons enregistré 1 024 traces du bruit ambiant et étudié la courbe de la déviation moyenne d'un groupe de traces moyennées en fonction du nombre de traces moyennées. La figure 3 montre qu'à partir de 16 traces moyennées la courbe en représentation log-log devient une droite de pente $-0,5$. Le bruit ambiant est donc de type non corrélé et indépendant dans le domaine temporel. Le calcul d'une matrice de covariance à partir de 512 traces de 512 échantillons confirme ces propriétés.

Une troisième série d'expériences consista à acquérir 5 fois de suite le même profil. Ces mesures mettent en évidence le problème de positionnement horizontal et vertical de l'antenne réceptrice dans le puits, ainsi que celui de la répétabilité des mesures.

PROGRAMME DE MODÉLISATION

Le programme de modélisation 2.5 D de données sismiques de forage, par tracé de rais (Docherty, 1985) a été adapté au cas radar. Ce programme modifié permet la prise en compte de paramètres dispersifs. Par contre, il ne considère que la propagation dans des couches homogènes. Or, l'observation des données 250 MHz montre un effet de dispersion dû à la diffraction de l'onde sur les hétérogénéités (galets pouvant atteindre 10 cm de diamètre) dans la couche centrale. Nous sommes en train d'étudier de phénomène à l'aide du programme de Sneider et Scales (1999).

INFORMATION A PRIORI

En collaboration avec des chercheurs de l'université de Boise (Idaho), un modèle *a priori* a été défini à partir de données de logs neutron (transformés en logs de porosité puis de permittivité électrique), de logs de résistivité corrigé, et de considérations lithologiques. Nous avons aussi défini six interfaces entre les couches principales venant de l'étude de log de permittivité et de données sismiques de forage. Nous comptons par la suite intégrer d'autres types d'information (mesures de perméabilité, tomogrammes sismiques, profils radar de surface en 3D) à notre schéma d'inversion.

CONCLUSION

L'étude de données de radar de forage a permis de caractériser les incertitudes associées aux données. En même temps, un programme 2.5 D de tracé de rais a été adapté au cas électromagnétique, prenant en compte la dispersion des paramètres. Ce code, avec l'étude du bruit dans les données, et l'information géologique *a priori* nous permettra

d'effectuer une inversion de forme d'onde par les moindres carrés (pour commencer) de données radar de puits 100 MHz.

BIBLIOGRAPHIE

Docherty P. (1992) – CWELL : 2.5-dimensionnal crosswell modeling program, CWP-U16 report.

Gerlitz Knoll *et al.* (1993) – Processing GPR data to improve resolution of near-surface targets : Proc., SAGEEP 93 conference in San Diego, CA, 561-574.

Gouveia W., Scales J.A. (1998) – Bayesian seismic waveform inversion : Parameter estimation and uncertainties analysis, JGR, 103, B2, 2759-2779.

Knoll M.D., Clément W.P. (1999) – Vertical Radar Profiling to determine dielectric constant, water content and porosity values at well locations: Proc., SAGEEP 99 conference in Oakland, CA, 821-830.

Sneider R., Scales J.A. (1999) – Time-reversed imaging as a diagnostic of wave and particle chaos, *Physical rev. E*, 58, 5.

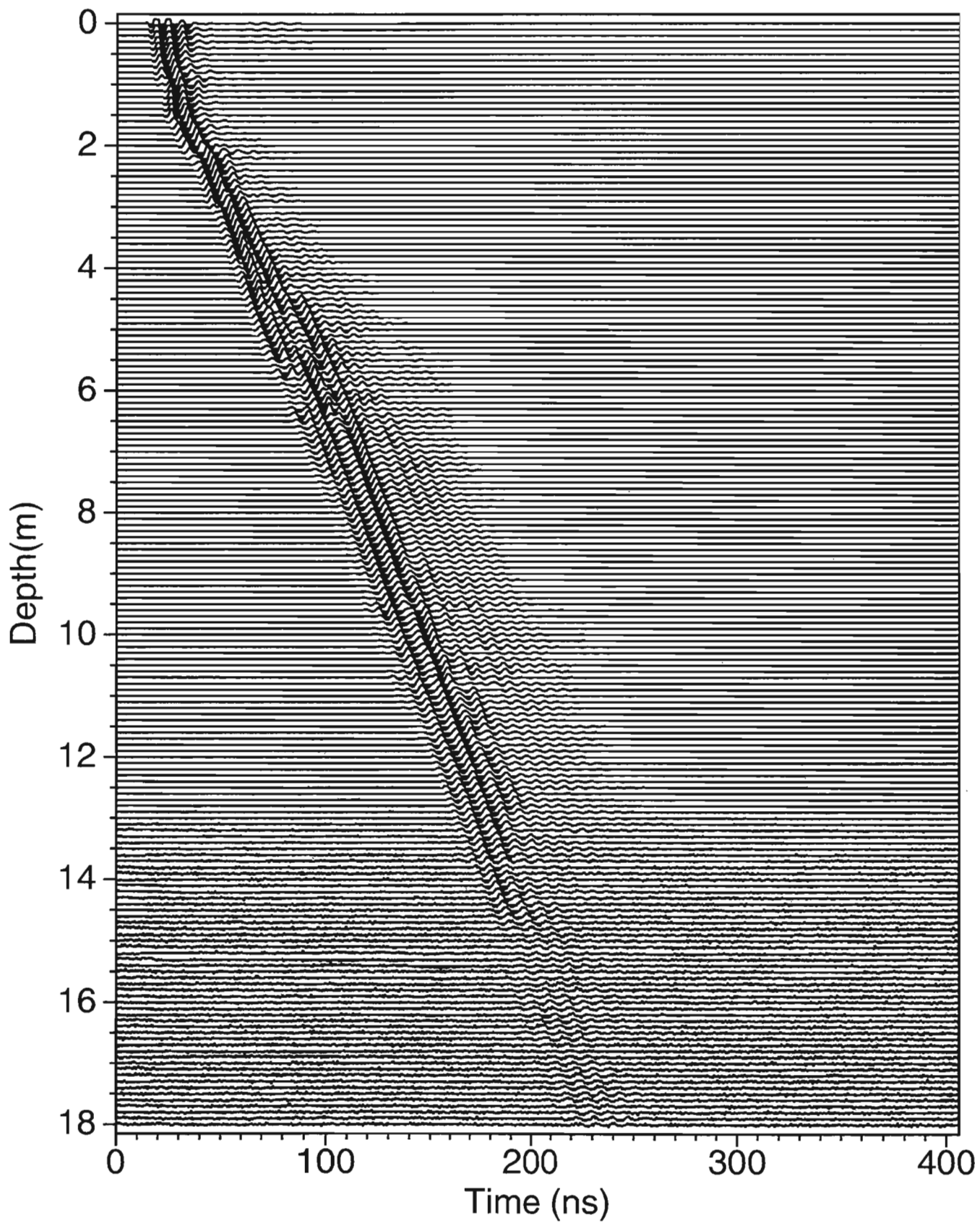


Fig. 1.

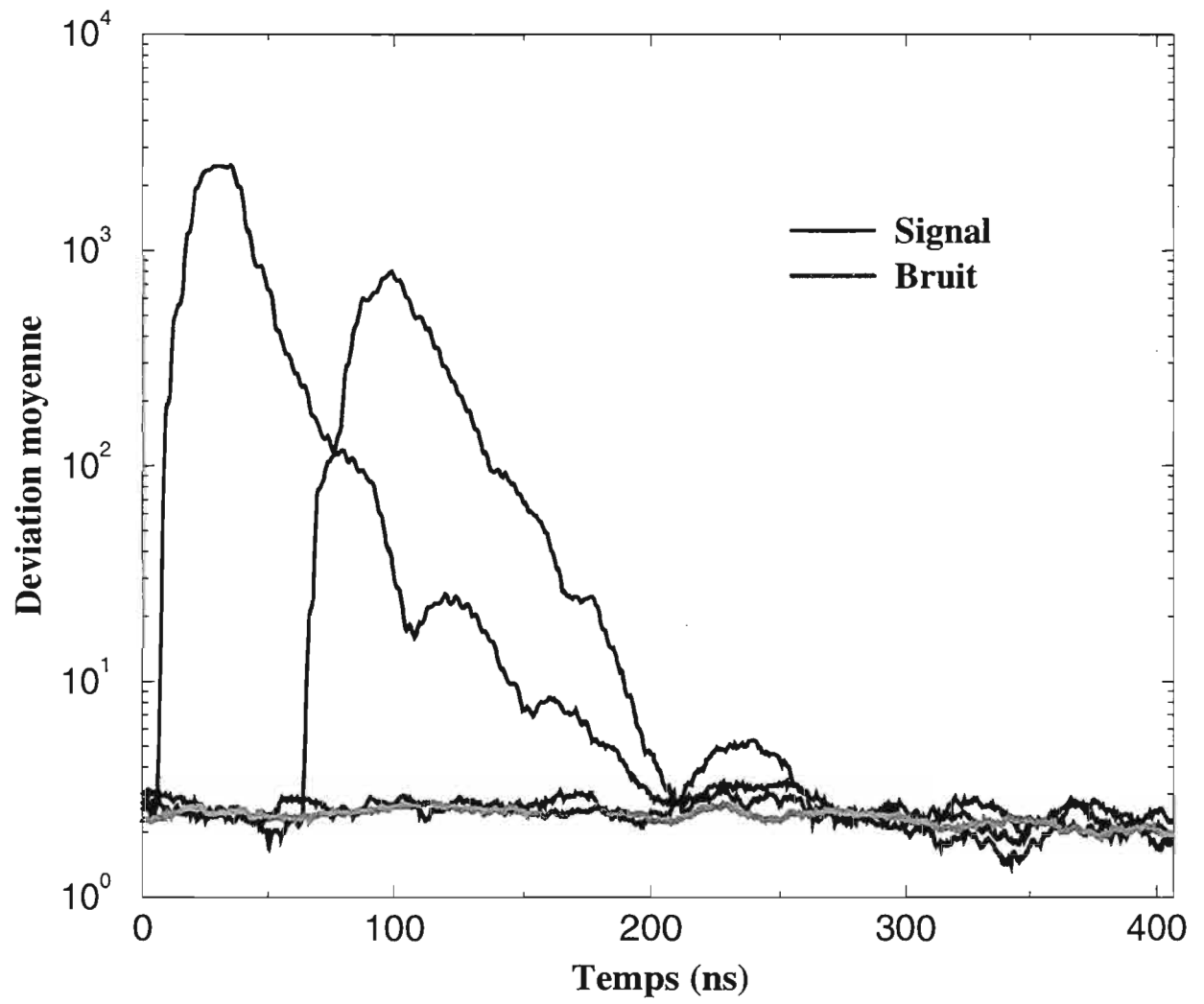


Fig. 2.

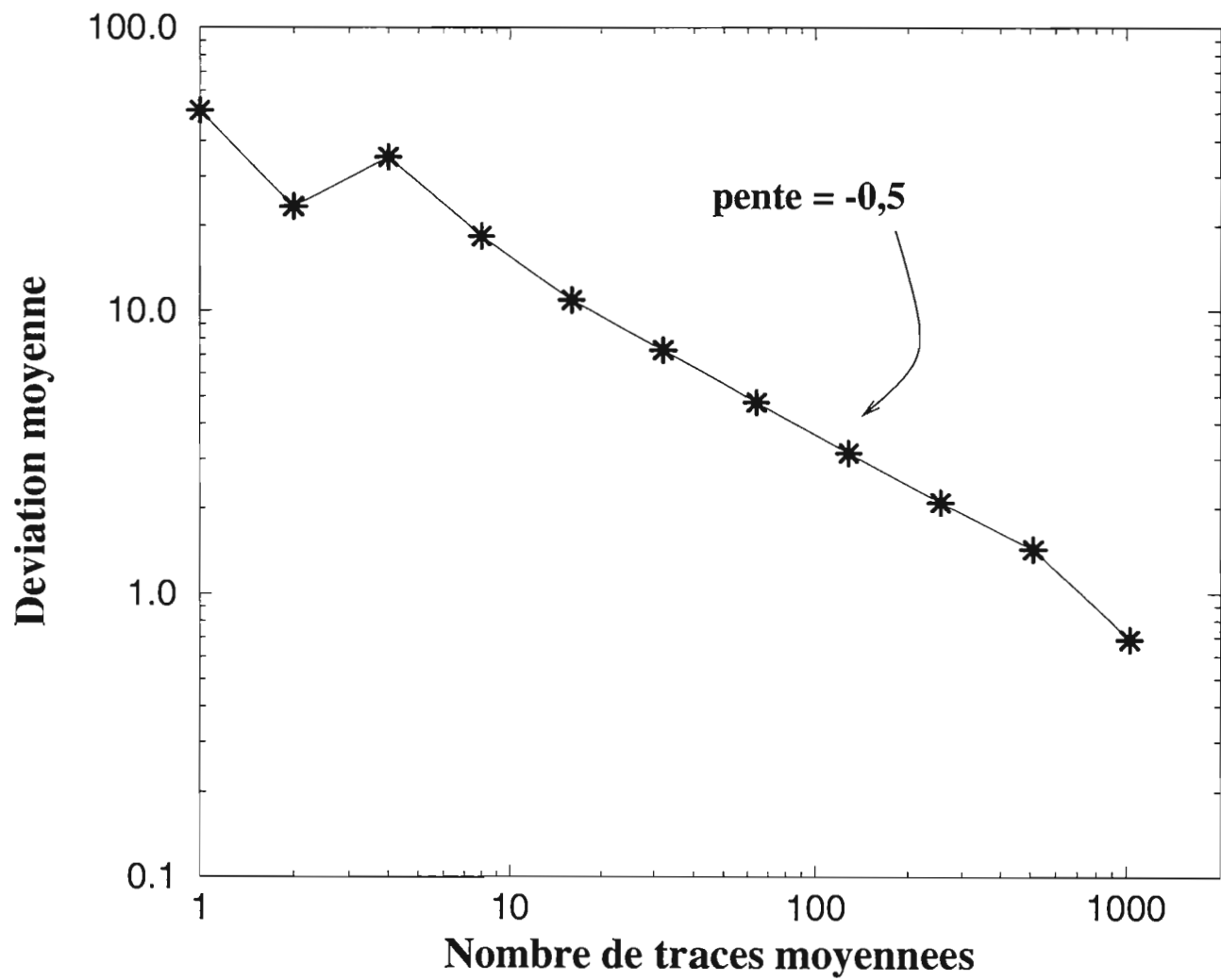


Fig. 3.

Index

Abraham O.....	113
Achache J.....	35
Albouy Y.....	67
Ambrosi J.P.....	139
Ardisson M.H.....	171
Aubry L.....	125
Baghdadi N.....	35-177
Baltassat J.M.....	105-131
Barbiéro L.....	3-63
Battarel J.M.....	119
Bazinet R.....	199
Benderitter Y.....	67-191
Bendjoudi H.....	41
Benoit P.....	51
Bernard J.....	99
Billa M.....	9
Bitri A.....	131-145
Blanchard E.....	15
Boulangier D.....	73
Bourguignon A.....	9-15-177
Burollet P.....	87
Camerlynck C.....	83-163
Conil F.....	157
Corizzi C.....	73
Coudrain-Ribstein A.....	45
Cushing M.....	51
Dabas M.....	77-125
Davidson M.....	35
Debégliá N.....	145
Descloitres M.....	45-99
Desprats J.F.....	15
Dorigny A.....	67
Dubois P.....	35
Fabriol H.....	131
Feybesse J.L.....	9
Florsch N.....	203
Fourcassier P.....	99
Fournet A.....	87
Frappa M.....	185
Gallaire R.....	45
Garrigue X.....	41
Gibert D.....	157
Gourry J.C.....	23-29-105
Grandjean G.....	35-145
Grisoni J.M.....	51
Guérin R.....	41-45-83
Hesse A.....	137

Hollier-Larousse A.....	51
Kergadallan X.....	113
King C.....	9-15-177
Koussoubé Y.....	57
Laffont C.....	213
Lagabrielle R.....	207
Lajarthe M.....	203
Laperrousaz C.....	3-63
Larcher J.M.....	125
Le Bissonnais Y.....	15
Lebert F.....	105
Lebourg T.....	185
Lebrun B.....	131
Lecoanet H.....	139
Lejeune F.....	145
Lejeune Y.....	163
Lenôtre N.....	15
Leparoux D.....	145
Leroux V.....	207
Lévêque F.....	139
Lorenzati S.....	41
Madani F.....	151
Mari J.L.....	213
Martinaud M.....	151
Maurizot P.....	15
Michot D.....	67
Montoroi J.P.....	219
Muesser J.....	119
Munschy M.....	73
Nicollin F.....	157
Nindaoua Savadogo A.....	57
Paillou P.....	35
Panissod C.....	77
Parrot J.F.....	87
Pinet C.....	41
Ramirez E.....	45
Ribolzi O.....	83
Robain H.....	83
Rochette P.....	93
Romagny L.....	99
Rouiller D.....	125
Schott J.J.....	203
Saintenoy.....	225
Simon B.....	87
Simonin A.....	87
Sirieix C.....	185
Souadi T.....	15
Souchère V.....	15
Tabbagh A.....	77-191
Talbi A.....	45

Vergnaud D.....	163
Verrier V.....	93
Vinchon C.....	29
Vouillamoz J.M.	99
Wyns R.....	105
Zlotnicki J.	171

2ème colloque de Géophysique des sols et des formations superficielles
Soutenu par :

REGION CENTRE



LE
CŒUR-DE-FRANCE

