



HAL
open science

Géophysique appliquée aux formations superficielles

Maud Seger, Roger Guérin

► **To cite this version:**

Maud Seger, Roger Guérin. Géophysique appliquée aux formations superficielles. Colloque GEOFCAN, Mar 2021, A distance, France. , 2021, 10.15454/GEOFCAN-2021 . hal-03145437

HAL Id: hal-03145437

<https://hal.inrae.fr/hal-03145437>

Submitted on 13 Apr 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ACTES DU 12^{ème} COLLOQUE
DE GEOPHYSIQUE DES SOLS
ET DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

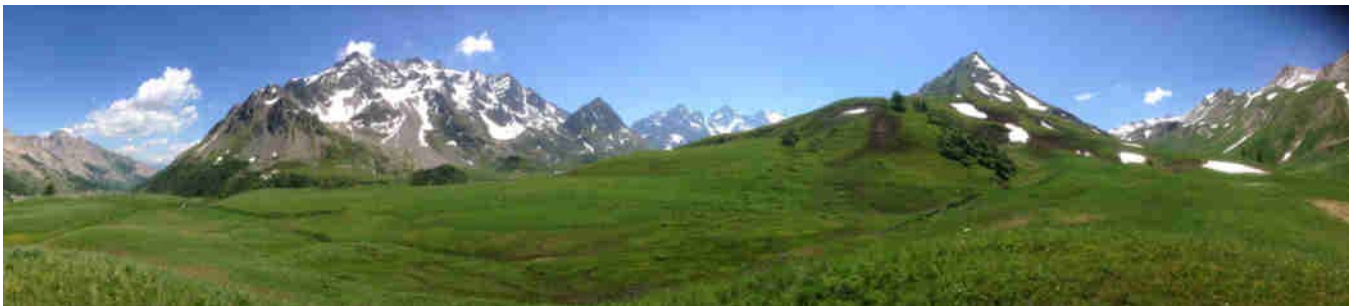
organisé par le réseau

GEOFCAN

9-10 mars 2021



co-organisé par les laboratoires



avec le soutien de



12^e colloque GEOFCAN du 9 et 10 mars 2021

GEOFCAN
Géophysique des Sols
et
des Formations Superficielles

REMERCIEMENTS

Le réseau GEOFCAN tient à remercier chaleureusement :

- les Observatoires de la Zone Critique : Application et Recherche (OZCAR), le parc national d'équipements innovants pour la zone critique (CRITEX), l'Agence de la transition écologique (ADEME), et l'Observatoire des Sciences de l'Univers Ecce Terra Paris Centre (OSU Ecce Terra) qui ont financé ce colloque,
- l'entreprise GEOREVA a également financé les prix pour gratifier les jeunes scientifiques,
- les laboratoires : Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) et Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) de l'Université Grenoble Alpes
- les membres du comité d'organisation (page ii) qui ont adapté l'organisation face à la pandémie de COVID-19, qui ont animé le colloque (des pré-inscriptions à la clôture), qui ont réalisé des relectures
- les membres du comité scientifique (page iii) qui ont relayé les informations auprès de leurs collègues et étudiant-es, qui ont réalisé des relectures en peu de temps,
- des collègues sollicités pour d'autres relectures,
- les auteur-es pour leur participation,
- les modérateurs et modératrices des différentes sessions (Colette SIRIEIX de l'Université de Bordeaux, Yannick FARGIER de l'Université Gustave Eiffel, Albane SAINTENOY de l'Université Paris-Saclay, Rémi CLEMENT de l'INRAE)
- Anne-Sophie MARTEL de l'INRAE pour l'obtention d'une DOI et le dépôt sur HAL,
- les associations et sociétés savantes qui ont relayés l'annonce du colloque : l'AGAP Qualité, l'Association Française pour l'Étude du Sol (AFES), le Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement (CFG), le Comité Français de Mécanique des Roches (CFMR), le Comité Français de Mécanique des Sols et de Géotechnique (CFMS), le Groupe Francophone Humidité et TraNsfer en Milieux Poreux (GFHN), le Groupe des Méthodes Pluridisciplinaires Contribuant à l'Archéologie (GMPCA), la Société Géologique de France (SGF),
- l'entreprise PremC qui a piloté les visioconférences.

12^e colloque GEOFCAN du 9 et 10 mars 2021



COMITE D'ORGANISATION

Fawzia ASFIRANE	BRGM
Gregory BIEVRE	Université Grenoble Alpes, ISTerre
Rémi CLEMENT	INRAE
Marc DESCLOITRES	IRD, IGE
Roger GUÉRIN	Sorbonne Université, METIS
Marc PESSEL	Université Paris Saclay, GEOPS
Henri ROBAIN	IRD, iEES
Maud SEGER	INRAE

REFERENCE EDITORIALE

Seger M., Guérin R., 2021. Géophysique appliquée aux formations superficielles. Colloque GEOFCAN, Mars 2021, A distance, France. DOI: [10.15454/GEOFCAN-2021](https://doi.org/10.15454/GEOFCAN-2021)

12^e colloque GEOFCAN du 9 et 10 mars 2021

GEOFCAN
Géophysique des Sols
et
des Formations Superficielles

COMITE SCIENTIFIQUE

Adnand BITRI	BRGM
Marie BOUCHER	IRD, IGE
Konstantinos CHALIKAKIS	Avignon Université, EMMAH
Claude DOUSSAN	INRAE
Cyrille FAUCHARD	CEREMA
Hakim GABTNI	CERTE, Tunisie
Stéphane GARAMBOIS	Université Grenoble Alpes, ISTerre
Jean-François GIRARD	Université de Strasbourg, IPGS
Erwan GLOAGUEN	INRS, Québec
Olivier KAUFMANN	Université de Mons, Belgique
Mahamadou KOITA	Institut International d'Ingénierie de l'Eau à Ouagadougou, Burkina Faso
Anatoly LEGTCHENKO	IRD, IGE
Donatienne LEPAROUX	IFSTTAR, GeoEND Nantes
Nolwenn LEPARRE	CNRS, LHyGeS
Laurent LONGUEVERGNE	CNRS, Géosciences Rennes
Alexis MAINEULT	CNRS, METIS
Sylvain MOREAU	INRAE
Frédéric NGUYEN	Université de Liège, Belgique
Fayçal REJIBA	Université de Rouen, M2C
Pascal SAILHAC	Université Paris Saclay, GEOPS
Albane SANTENOY	Université Paris Saclay, GEOPS
Cyril SCHAMPER	Sorbonne Université, METIS
Myriam SCHMUTZ	Bordeaux INP, G&E
Colette SIRIEIX	Université de Bordeaux, I2M
Jean-Michel VOUILLAMOZ	IRD, IGE
Marc WATHELET	IRD, ISTerre
Nicaise YALO	Université d'Abomey-Calavi à Cotonou, Bénin

12^e colloque GEOFCAN du 9 et 10 mars 2021

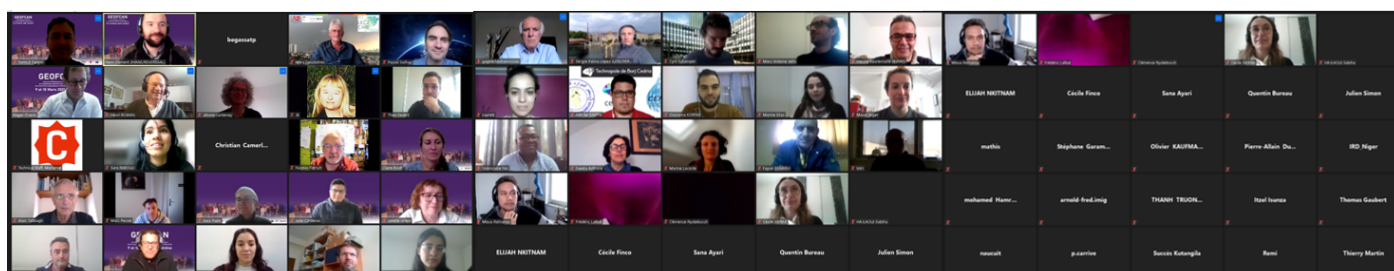
GEOFCAN
Géophysique des Sols
et
des Formations Superficielles

Avant-propos

Le réseau GEOFCAN (approche GÉophysique et structurale de l'organisation spatiale et du Fonctionnement des Couvertures pédologiques Anthropisés et Naturelles, <https://geofcan.inrae.fr/>) a été mis en place en 1994 par quatre fondateurs : le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (Orstom), et l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6 (UPMC-P6). Il a été rejoint ensuite par l'Université Paris-Sud Orsay-Paris 11, puis l'Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (IRSTEA). Désormais, suite à des réorganisations, fusions, changements de nom, GEOFCAN est piloté par cinq institutions : le BRGM, l'Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnement (INRAE), l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Sorbonne Université, et l'Université Paris-Saclay.

Les objectifs du réseau sont de : (i) favoriser les collaborations thématiques et méthodologiques, en géophysique, (ii) connaître les relations entre la constitution des matériaux des sols et des formations superficielles et leurs propriétés physiques élémentaires, (iii) développer des outils géophysiques adaptés à l'étude de la structure des couvertures pédologiques et des formations superficielles comme des transferts dont elles sont le siège, (iv) renouveler les méthodes géophysiques d'étude du fonctionnement de ces couvertures et formations, (v) animer les activités de la communauté francophone de géophysique de proche surface et/ou environnementale, et (vi) motiver/aider les jeunes géophysicien-nes.

Le réseau organise un colloque tous les 2 ans. Ce 12^{ème} colloque fait suite donc au premier qui avait eu lieu à Bondy en 1997, et au précédent à celui-ci qui avait eu lieu à Antony en 2018. Celui-ci devait initialement avoir lieu à Grenoble les 24 et 25 novembre 2020 (en présentiel, terme et graal désormais très connu). La pandémie de COVID-19 a modifié la vie de la planète et donc aussi bien sûr ce colloque. Après un premier report de novembre 2020 à mars 2021, le comité d'organisation a décidé que ce colloque n'aurait lieu que par visioconférence (en distanciel). La triste perte du contact humain entre la communauté lors de ce colloque, a eu un avantage extraordinaire : réunir beaucoup plus de monde que d'habitude, ouvrir à de nombreux et nombreuses collègues hors de la métropole et de l'Europe. Le colloque a reçu la demande d'inscriptions de 170 personnes, la soumission de 51 résumés étendus et une assistance très soutenue en provenance du Niger et de la Tunisie (record absolu de tous les colloques GEOFCAN).



Le succès de ce colloque motive les équipes de GEOFCAN pour l'organisation du prochain colloque avec, nous l'espérons tous, la possibilité de voyager, de se voir « en vrai », de partager des bons moments ensemble et donc d'avoir un colloque en présentiel. Mais nous pensons aussi garder la possibilité de suivre le colloque à distance, et surtout d'avoir une session de présentation en distanciel.



Roger GUÉRIN

Coordinateur de GEOFCAN

12^e colloque GEOFCAN

du 9 et 10 mars 2021



Programme

Mardi 9 mars 2021 matin (9h-12h10)

9h20	<u>DUVILLARD P.-A.</u> , REVIL A., MAGNIN F., SCHOENEICH P., CASOTTI C., RAVANEL L., VAUDELET P., BERTHET J., Estimation de la température et teneur en eau du permafrost de montagne par tomographie de résistivité électrique résistive et polarisation provoquée	1
9h40	<u>ISSOUFOU OUSMANE B.</u> , NAZOU MOU Y., FAVREAU G., ABDOU BABAYE M.S., ABDOU MAHAMAN R., BOUCHER M., LAWSON F.M.A., TAYLOR R.G., LEGCHENKO A., Caractérisation géophysique des aquifères dans la vallée transfrontalière du Goulbi de Maradi (Niger/Nigéria)	5
10h	<u>AYARI S.</u> , GABTNI H., Détection de l'intrusion marine dans un milieu poreux sous contraintes anthropiques et sa relation avec la structure géologique par imagerie de tomographie électrique : cas de la zone côtière de Menzel Horr (Tunisie nord-orientale)	9
10h20	<u>ABDOU MAHAMAN R.</u> , NAZOU MOU Y., FAVREAU G., ISSOUFOU OUSMANE B., BOUCHER M., TAYLOR R.G., LAWSON F.M.A., ABDOU BABAYE M.S., GUERO A., LEGCHENKO A., Estimation par méthodes géophysiques du flux souterrain des aquifères du bassin des Iullemeden vers le fleuve Niger via travers une large vallée quaternaire	13
10h35-10h55 : pause		
10h55	<u>INGATAN A.</u> , VANDERVAERE J.-P., DESCLOITRES M., BOUZOU MOUSSA I., Mesure du gain en infiltration de deux types d'aménagements de surface au Sahel par conductivimètre EM38	17
11h15	<u>TRUONG QUOC T.</u> , PHONG NGO T., DESCLOITRES M., TU T.A., LEGCHENKO A., TWEED S., BADUEL C., NEMERY J., Estimation de la vulnérabilité des aquifères peu profonds à Cu-Chi (nord d'Ho Chi Minh ville, Vietnam) par sondages électromagnétiques temporels	21
11h35	<u>FINCO C.</u> , REJIBA F., SCHAMPER C., CAVALCANTE FRAGA L.H., Estimation des couplages potentiels de la chaîne de transmission en TDEM pour l'interprétation des temps courts	25
11h55	<u>HAMA GARBA O.K.</u> , BOUCHER M., NAZOU MOU Y., FAVREAU G., WUBDA M., DESCLOITRES M., LEGCHENKO A., MAINA F.Z., Apport des méthodes ERT, TDEM ET RMP pour évaluer la contribution des eaux souterraines au débit du fleuve Niger dans la région de Niamey	29

Mardi 9 mars 2021 après-midi (13h50-17h)

13h50	<u>CARRIVE P., SAILHAC P., SAINTENOY A.</u> , Modélisation de la réponse électromagnétique induite pour la détection de réseaux enterrés	33
14h10	<u>NOURADINE H., SCHAMPER C., VALDES D., MOUSSA I., PLAGNES V.</u> , Application de la méthode du panneau électrique pour l'identification des zones favorables en eau de la ville de Mongo et ses environs (Guera-Tchad)	37
14h30	<u>ALASSANE H., ADAMOU M.M., FAVREAU G., BOUCHER M., LEGCHENKO A.</u> , Inondations dues à la hausse de la nappe phréatique en milieu urbain : apport de la géophysique pour une meilleure compréhension du processus à Niamey (Niger)	41
14h50	<u>IHBACH F.-z., KCHIKACH A., JAFFAL M., BODINIER J.-L., ELJABBAR B., JOURANI E.-s.</u> , Étude hydrogéophysique de la ferme expérimentale (zone verte, Benguerir, Maroc)	45
15h10	<u>IBRAHIMA OUMAROU M.B., ADAMOU M.M., TCHAGAM AGI S.T., ALASSANE H.H.</u> , Contribution de la géophysique à la connaissance des ressources en eaux des vallées de l'Air : cas de la vallée de Boghol dans la commune rurale de Dabaga (Agadez-Niger)	49
15h25-15h45 : pause		
15h45	<u>GAUBERT-BASTIDE T., GARAMBOIS S., BORDES C., ROUX P., VOISIN C.</u> , Suivi temporel haute-résolution des variations hydrologiques par corrélation du bruit ambiant enregistré par un réseau sismologique dense	53
16h05	<u>EL KHOURY C., CHAURIS H., KAZANTSEV A.</u> , Analyse des anomalies du bruit sismique ambiant au droit de réservoirs de fluide	57
16h25	<u>KORTAS O., GABTNI H., HOVHANNISSIAN G.</u> , Auscultation d'un aquifère alluvionnaire par tomographie électrique à l'échelle d'une méga-parcelle à vocation agrumicole	61
16h45	<u>HAMROUNI M., KORTAS O., HOVHANNISSIAN G., AZAIEZ H., GABTNI H.</u> , Imagerie par tomographie de résistivité électrique et sismique des calcaires fissurés aux abords du barrage d'El Haouareb (Tunisie centrale) et leur relation avec le système alluvionnaire	65

Mercredi 10 mars 2021 matin (9h-12h05)

9h10	<u>DEZERT T.</u> , FARGIER Y., PALMA LOPES S., GUIHARD V., Fusion d'informations par théorie des masses de croyance pour la caractérisation d'une digue de canal	69
9h30	<u>RABOULI S.</u> , SERRE M. L., DUBOIS V., GANCE J., HENINE H., MOLLE P., TRUFFERT C., CLEMENT R., Estimation de la conductivité hydraulique par fusion des données géophysique et géotechnique : application de la BME	73
9h50	<u>CARDENAS J.</u> , DENIS C., MOUSANNIF H., CAMERLYNCK C., FLORSCH N., Réseaux de neurones convolutifs pour la caractérisation d'anomalies magnétiques	77
10h10	<u>RAULT C.</u> , AUNAY B., BITRI A., RENINGER P.A., SAMYN K., THIERY Y., Morphologie et structuration d'un glissement de terrain de grande ampleur en milieu volcanique tropical : apport de la géophysique sur la caractérisation du glissement de Hell-Bourg (La Réunion)	81
10h30-10h50 : pause		
10h50	<u>VELLA M.-A.</u> , BIÈVRE G., DELAERE C., THIESSON J., GUÉRIN R., HEREDIA C., GUÉDRON S., Le réseau hydraulique de la ville pré-inca de Tiwanaku (Bolivie) : géométrie, organisation et chronologie	85
11h10	<u>HAMMAMI Z.</u> , HOVHANISSIAN G., KORTAS O., MAHJOUB I., DHAOUI M., ZITOUNA-CHEBBI R., ZAIRI A., Surveillance de la dynamique spatiale et temporelle de l'humidité du sol par l'imagerie géophysique dans un verger irrigué	89
11h30	<u>MOUA R.</u> , LESPARRE N., GIRARD J.F., BELFORT B., LEHMANN F., Paramétrisation de modèles hydrogéologiques à l'aide de mesures GPR	93
11h50	<u>ELIAS M.</u> , SAINTENOY A., LEGER E., FERRET B., PELLEVRULT S., Détection d'eau dans le tablier d'un pont par radar de sol (GPR)	97

13h40	<u>LEGCHENKO A.</u> , BALTASSAT J.-M., Modélisation numérique de l'écoulement de l'eau dans la ZNS à l'aide du monitoring RMP (site expérimental de Villamblain, 45)	101
13h55	<u>ABBAS M.</u> , JODRY C., MALLET C., AZAROUAL M., Caractérisation de l'hétérogénéité de la zone non-saturée à l'endroit de l'observatoire O-ZNS par une approche hydrogéophysique multi-méthodes	105
14h10	<u>YALO E. N.</u> , KAKI M., AKOKPONHOUE B., KOUNIKA E., ZOLA-SAHOSSI G., Apport de la tomographie de résistivité électrique pour la validation des linéaments en fractures : cas du département de la Donga (nord Bénin)	109
14h25	<u>YALO E. N.</u> , GNANMI M., AKOKPONHOUE N., KOUNIKA E., ZOLA-SAHOSSI G., Impact de l'épaisseur de l'altération sur la détection des fractures par tomographie de résistivité électrique dans la commune de Dassa-Zoume (centre Bénin)	113
14h35-14h50 : pause		
14h50	<u>CARRIERE S.D.</u> , RUFFAULT J., CAKPO C.B., DOUSSAN C., SIMIONI G., OLIOSSO A., CHALIKAKIS K., PATRIS N., DAVI H., MARTIN-ST PAUL N.K., Utilisation de la géophysique pour explorer les mécanismes de résilience des arbres à la sécheresse	117
15h05	CARRIVE P., <u>SAINTENOY A.</u> , LEGER E., SAILHAC P., Exploitation de la focalisation d'un signal radar dans un cylindre pour la détection de réseaux enterrés et de fuites d'eau	121
15h20	<u>RENAUD A.</u> , PESSEL M., LARTEY J., DURAND V., Caractérisation de la structure verticale d'une zone humide par couplage de méthodes géophysiques et confrontation à des données de sondages	125
15h35	<u>REJIBA F.</u> , FAUCHARD C., FINCO C., SCHAMPER C., BODET L., DELAURE E., DELAGE P., CAVALCANTE FRAGA L.H., JACQUELINE D., FLEITZ P., Relation entre mesures DCP et mesures par induction électromagnétique sur un site test à l'échelle 1:1	129
15h50	<u>PORTE J.</u> , BRETAUDEAU F., GIRARD J-F., Inversion de la résistivité complexe à partir de données électromagnétiques à source contrôlée	133
16h-16h15 : pause		
16h15	<u>PESSEL M.</u> , SAINTENOY A., DANILOV K., SEJOURNE A., BOUCHARD F., HUGHES-ALLEN L., Caractérisation d'un talik de lac à partir de mesures TDEM (Syrdakh, Sibérie Centrale, Russie)	137
16h30	<u>BAZIN S.</u> , SYED S.G., GILBERT G., ETZEMÜLLER B., Comparaison de méthodes géo-électriques pour l'auscultation du pergélisol	141
16h45	<u>VERDET C.</u> , SIRIEIX C., MARACHE A., RISS J., PORTAIS J.-C., Modélisation géostatistique 3D de TRE pour caractériser la morphologie karstique sous couverture	145
17h	<u>GUÉRIN R.</u> , MOHAMAD F., DUMONT M., ALFADLI K., NUGAGRAHA B., MUHAMMAD A.S., FADILLAH A., DORFLIGER N., PLAGNES V., Ancien monde versus nouveau monde en méthode électrique - Cas d'étude en hydrogéophysique en Indonésie	149

Mercredi 10 mars 2021 après-midi (13h30-17h10) - session 2

13h40	<u>LACOSTE M.</u> , GIOT G., SEGER M., COUSIN I., Acoustique passive : un outil dynamique pour suivre les variations de structure du sol ?	153
13h55	<u>AZAIEZ H.</u> , COULOUMA G., RTIMI R., GABTNI H., Potentialité de l'application de l'analyse multicanaux des ondes de surface « AMOS » pour la caractérisation géométrique d'anciennes ravines : cas d'étude du bassin versant de Kamech, Tunisie	157
14h10	<u>KAUFMANN O.</u> , TSAKIRMPALOGLOU K., Comparaison entre méthodes de régularisation classiques et géostatistiques pour l'imagerie ERT entre forages	161
14h25	<u>BOURENNANE H.</u> , PASQUIER C., COUSIN I., Extraction de la composante stable de prospections électriques de sols et conséquence sur la cartographie de leurs épaisseurs	165
14h35-14h50 : pause		
14h50	<u>LAJAUNIE M.</u> , GANCE J., LEITE O., TRUFFERT C., MAILLARD O., BERTRAND C., MALET J.-P., Tomographie de résistivité électrique 3D pour comprendre la structure et le contrôle hydrogéologique de l'instabilité gravitaire de Viella	169
15h05	<u>BIÈVRE G.</u> , JONGMANS D., LÉBOURG T., CARRIÈRE S., Suivi temporel géophysique d'un glissement-coulée argileux avec les capteurs situés hors de la zone instable (glissement du Pont-Bourquin, Suisse)	173
15h20	<u>GRANDJEAN G.</u> , THIRARD G., THIERY Y., MAQUAIRE O., FRANÇOIS B., LISSAK C., COSTA S., Caractérisation hydrogéologique d'un glissement de terrain côtier par approche multi-géophysique	177
15h35	<u>FARGIER Y.</u> , DUBOIS V., GUYARD H., FORQUET N., GANCE J., CLEMENT R., Projet OHMPI : un résistivimètre open source à coût modéré pour les applications dédiées à l'échelle du laboratoire	181
15h50	<u>FLORSCH N.</u> , BEN SLIMANE H., MANAI Y., CAMERLYNCK C., Existe-t-il des non-linéarités en polarisation provoquée (PP) ?	185
16h-16h15 : pause		
16h15	<u>LE MAIRE P.</u> , MUNSCHY M., FIXARI E., NUNS S., Développements théoriques et expérimentaux afin d'améliorer la caractérisation magnétique d'anciens sites de combats	189
16h30	<u>DARRAS L.</u> , VALLET R., Entre canaux, jardins et monuments : signature magnétique des structures urbaines de Larsa, capitale mésopotamienne (Irak, 6e - 1er millénaire av. J-C)	193
16h45	<u>SIMON F.-X.</u> , PAPADOPOULOS N., GUILLEMOTEAU J., OIKONOMOU D., SIMIRDANIS K., Evaluation de la méthode EM multi-fréquentiel faible écartement en domaine marin peu profond - application à l'archéologie	197
17h	<u>SOUFFACHE B.</u> , <u>TABBAGH A.</u> , Étude en laboratoire des propriétés électriques de calcaires lutétiens dans la gamme 100 Hz – 10 MHz - Effets d'une chauffe	201

12^e colloque GEOFCAN du 9 et 10 mars 2021

GEOFCAN
Géophysique des Sols
et
des Formations Superficielles

Prix jeune scientifique GEOREVA

Valérie CADIOU, Présidente de GEOREVA, avec Thomas GAUBERT-BASTIDE et Pierre-Allain DUVILLARD.



Le prix du jury a été décerné à Thomas GAUBERT-BASTIDE, doctorant en co-tutelle entre les laboratoires LFCR et Isterre, Université de Pau et des Pays de l'Adour et Université Grenoble Alpes.

Le prix du public a été décerné à Pierre-Allain DUVILLARD, post-doctorant dans le laboratoire EDYTEM, CNRS/Université Savoie Mont-Blanc.



12^e colloque GEOFCAN

du 9 et 10 mars 2021

GEOFCAN
Géophysique des Sols
et
des Formations Superficielles

LISTE DES RESUMES PAR AUTEUR

ABBAS M., JODRY C., MALLET C., AZAROUAL M., Caractérisation de l'hétérogénéité de la zone non-saturée à l'endroit de l'observatoire O-ZNS par une approche hydrogéophysique multi-méthodes	Me 10, 13h55	105
ABDOU MAHAMAN R., NAZOU MOU Y., FAVREAU G., ISSOUFOU OUSMANE B., BOUCHER M., TAYLOR R.G., LAWSON F.M.A., ABDOU BABAYE M.S., GUERO A., LEGCHENKO A., Estimation par méthodes géophysiques du flux souterrain des aquifères du bassin des lullemeden vers le fleuve Niger via travers une large vallée quaternaire	Ma 9, 10h20	13
ALASSANE H., ADAMOUM M.M., FAVREAU G., BOUCHER M., LEGCHENKO A., Inondations dues à la hausse de la nappe phréatique en milieu urbain : apport de la géophysique pour une meilleure compréhension du processus à Niamey (Niger)	Ma 9, 14h30	41
AYARI S., GABTNI H., Détection de l'intrusion marine dans un milieu poreux sous contraintes anthropiques et sa relation avec la structure géologique par imagerie de tomographie électrique : cas de la zone côtière de Menzel Horr (Tunisie nord-orientale)	Ma 9, 10h	9
AZAI EZ H., COULOUMA G., RTIMI R., GABTNI H., Potentialité de l'application de l'analyse multicanaux des ondes de surface « AMOS » pour la caractérisation géométrique d'anciennes ravines : cas d'étude du bassin versant de Kamech, Tunisie	Me 10, 13h55	157
BAZIN S., SYED S.G., GILBERT G., ETZEMÜLLER B., Comparaison de méthodes géo-électriques pour l'auscultation du pergélisol	Me 10, 16h30	141
BIÈVRE G., JONGMANS D., LÉBOURG T., CARRIÈRE S., Suivi temporel géophysique d'un glissement-coulée argileux avec les capteurs situés hors de la zone instable (glissement du Pont-Bourquin, Suisse)	Me 10, 15h05	173
BOURENNANE H., PASQUIER C., COUSIN I., Extraction de la composante stable de prospections électriques de sols et conséquence sur la cartographie de leurs épaisseurs	Me 10, 14h25	165
CARDENAS J., DENIS C., MOUSANNIF H., CAMERLYNCK C., FLORSCH N., Réseaux de neurones convolutifs pour la caractérisation d'anomalies magnétiques	Me 10, 9h50	77
CARRIÈRE S.D., RUFFAULT J., CAKPO C.B., DOUSSAN C., SIMIONI G., OLIO SO A., CHALIKAKIS K., PATRIS N., DAVI H., MARTIN-ST PAUL N.K., Utilisation de la géophysique pour explorer les mécanismes de résilience des arbres à la sécheresse	Me 10, 14h50	117
CARRIVE P., SAILHAC P., SAINTENOY A., Modélisation de la réponse électromagnétique induite pour la détection de réseaux enterrés	Ma 9, 13h50	33

CARRIVE P., SAINTENOY A., LEGER E., SAILHAC P., Exploitation de la focalisation d'un signal radar dans un cylindre pour la détection de réseaux enterrés et de fuites d'eau	Me 10, 15h05	121
DARRAS L., VALLET R., Entre canaux, jardins et monuments : signature magnétique des structures urbaines de Larsa, capitale mésopotamienne (Irak, 6e - 1er millénaire av. J-C)	Me 10, 16h30	193
DEZERT T., FARGIER Y., PALMA LOPES S., GUIHARD V., Fusion d'informations par théorie des masses de croyance pour la caractérisation d'une digue de canal	Me 10, 9h10	69
DUVILLARD P.-A., REVIL A., MAGNIN F., SCHOENEICH P., CASOTTI C., RAVANEL L., VAUDELET P., BERTHET J., Estimation de la température et teneur en eau du permafrost de montagne par tomographie de résistivité électrique résistive et polarisation provoquée	Ma 9, 9h20	1
EL KHOURY C., CHAURIS H., KAZANTSEV A., Analyse des anomalies du bruit sismique ambiant au droit de réservoirs de fluide	Ma 9, 16h05	57
ELIAS M., SAINTENOY A., LEGER E., FERRET B., PELLEVRULT S., Détection d'eau dans le tablier d'un pont par radar de sol (GPR)	Me 10, 11h50	97
FARGIER Y., DUBOIS V., GUYARD H., FORQUET N., GANCE J., CLEMENT R., Projet OHMPI : un résistivimètre open source à coût modéré pour les applications dédiées à l'échelle du laboratoire	Me 10, 15h35	181
FINCO C., REJIBA F., SCHAMPER C., CAVALCANTE FRAGA L.H., Estimation des couplages potentiels de la chaîne de transmission en TDEM pour l'interprétation des temps courts	Ma 9, 11h35	25
FLORSCH N., BEN SLIMANE H., MANAI Y., CAMERLYNCK C., Existe-t-il des non-linéarités en polarisation provoquée (PP) ?	Me 10, 15h50	185
GAUBERT-BASTIDE T., GARAMBOIS S., BORDES C., ROUX P., VOISIN C., Suivi temporel haute-résolution des variations hydrologiques par corrélation du bruit ambiant enregistré par un réseau sismologique dense	Ma 9, 15h45	53
GRANDJEAN G., THIRARD G., THIERY Y., MAQUAIRE O., FRANÇOIS B., LISSAK C., COSTA S., Caractérisation hydrogéologique d'un glissement de terrain côtier par approche multi-géophysique	Me 10, 15h20	177
GUÉRIN R., MOHAMAD F., DUMONT M., ALFADLI K., NUGAGRAHA B., MUHAMMAD A.S., FADILLAH A., DORFLIGER N., PLAGNES V., Ancien monde versus nouveau monde en méthode électrique - Cas d'étude en hydrogéophysique en Indonésie	Me 10, 17h	149
HAMA GARBA O.K., BOUCHER M., NAZOU MOU Y., FAVREAU G., WUBDA M., DESCLOITRES M., LEGCHENKO A., MAINA F.Z., Apport des méthodes ERT, TDEM ET RMP pour évaluer la contribution des eaux souterraines au débit du fleuve Niger dans la région de Niamey	Ma 9, 11h55	29
HAMMAMI Z., HOVHANISSIAN G., KORTAS O., MAHJOUR I., DHAOUI M., ZITOUNA-CHEBBI R., ZAIRI A., Surveillance de la dynamique spatiale et temporelle de l'humidité du sol par l'imagerie géophysique dans un verger irrigué	Me 10, 11h10	89
HAMROUNI M., KORTAS O., HOVHANISSIAN G., AZAIEZ H., GABTNI H., Imagerie par tomographie de résistivité électrique et sismique des calcaires fissurés aux abords du barrage d'El Haouareb (Tunisie centrale) et leur relation avec le système alluvionnaire	Ma 9, 16h45	65
IBRAHIMA OUMAROU M.B., ADAMOUM M.M., TCHAGAM AGI S.T., ALASSANE H.H., Contribution de la géophysique à la connaissance des ressources en eaux des vallées de l'Air : cas de la vallée de Boghol dans la commune rurale de Dabaga (Agadez-Niger)	Ma 9, 15h10	49

IHBACH F.-z., KCHIKACH A., JAFFAL M., BODINIER J.-L., ELJABBAR B., JOURANI E.-s., Étude hydrogéophysique de la ferme expérimentale (zone verte, Benguerir, Maroc)	Ma 9, 14h50	45
INGATAN A., VANDERVAERE J.-P., DESCLOITRES M., BOUZOU MOUSSA I., Mesure du gain en infiltration de deux types d'aménagements de surface au Sahel par conductivimètre EM38	Ma 9, 10h55	17
ISSOUFOU OUSMANE B., NAZOU MOU Y., FAVREAU G., ABDOU BABAYE M.S., ABDOU MAHAMAN R., BOUCHER M., LAWSON F.M.A., TAYLOR R.G., LEGCHENKO A., Caractérisation géophysique des aquifères dans la vallée transfrontalière du Goulbi de Maradi (Niger/Nigéria)	Ma 9, 9h40	5
KAUFMANN O., TSAKIRMPALOGLOU K., Comparaison entre méthodes de régularisation classiques et géostatistiques pour l'imagerie ERT entre forages	Me 10, 14h10	161
KORTAS O., GABTNI H., HOVHANNISSIAN G., Auscultation d'un aquifère alluvionnaire par tomographie électrique à l'échelle d'une méga-parcelle à vocation agrumicole	Ma 9, 16h25	61
LACOSTE M., GIOT G., SEGER M., COUSIN I., Acoustique passive : un outil dynamique pour suivre les variations de structure du sol ?	Me 10, 13h40	153
LAJAUNIE M., GANCE J., LEITE O., TRUFFERT C., MAILLARD O., BERTRAND C., MALET J.-P., Tomographie de résistivité électrique 3D pour comprendre la structure et le contrôle hydrogéologique de l'instabilité gravitaire de Viella	Me 10, 14h50	169
LE MAIRE P., MUNSCHY M., FIXARI E., NUNS S., Développements théoriques et expérimentaux afin d'améliorer la caractérisation magnétique d'anciens sites de combats	Me 10, 16h15	189
LEGCHENKO A., BALTASSAT J.-M., Modélisation numérique de l'écoulement de l'eau dans la ZNS à l'aide du monitoring RMP (site expérimental de Villamblain, 45)	Me 10, 13h40	101
MOUA R., LESPARRE N., GIRARD J.F., BELFORT B., LEHMANN F., Paramétrisation de modèles hydrogéologiques à l'aide de mesures GPR	Me 10, 11h30	93
NOURADINE H., SCHAMPER C., VALDES D., MOUSSA I., PLAGNES V., Application de la méthode du panneau électrique pour l'identification des zones favorables en eau de la ville de Mongo et ses environs (Guera-Tchad)	Ma 9, 14h10	37
PESSEL M., SAINTENOY A., DANILOV K., SEJOURNE A., BOUCHARD F., HUGHES-ALLEN L., Caractérisation d'un talik de lac à partir de mesures TDEM (Syrdakh, Sibérie Centrale, Russie)	Me 10, 16h15	137
PORTE J., BRETAUDEAU F., GIRARD J.-F., Inversion de la résistivité complexe à partir de données électromagnétiques à source contrôlée	Me 10, 15h50	133
RABOULI S., SERRE M. L., DUBOIS V., GANCE J., HENINE H., MOLLE P., TRUFFERT C., CLEMENT R., Estimation de la conductivité hydraulique par fusion des données géophysique et géotechnique : application de la BME	Me 10, 9h30	73
RAULT C., AUNAY B., BITRI A., RENINGER P.A., SAMYN K., THIERY Y., Morphologie et structuration d'un glissement de terrain de grande ampleur en milieu volcanique tropical : apport de la géophysique sur la caractérisation du glissement de Hell-Bourg (La Réunion)	Me 10, 10h10	81
REJIBA F., FAUCHARD C., FINCO C., SCHAMPER C., BODET L., DELAURE E., DELAGE P., CAVALCANTE FRAGA L.H., JACQUELINE D., FLEITZ P., Relation entre mesures DCP et mesures par induction électromagnétique sur un site test à l'échelle 1:1	Me 10, 15h35	129

RENAUD A., PESSEL M., LARTEY J., DURAND V., Caractérisation de la structure verticale d'une zone humide par couplage de méthodes géophysiques et confrontation à des données de sondages	Me 10, 15h20	125
SIMON F.-X., PAPADOPOULOS N., GUILLEMOTEAU J., OIKONOMOU D., SIMIRDANIS K., Evaluation de la méthode EM multi-fréquentiel faible écartement en domaine marin peu profond - application à l'archéologie	Me 10, 16h45	197
SOUFFACHE B., TABBAGH A., Étude en laboratoire des propriétés électriques de calcaires lutétiens dans la gamme 100 Hz – 10 MHz - Effets d'une chauffe	Me 10, 17h	201
TRUONG QUOC T., PHONG NGO T., DESCLOITRES M., TU T.A., LEGCHENKO A., TWEED S., BADUEL C., NEMERY J., Estimation de la vulnérabilité des aquifères peu profonds à Cu-Chi (nord d'Ho Chi Minh ville, Vietnam) par sondages électromagnétiques temporels	Ma 9, 11h15	21
VELLA M.-A., BIÈVRE G., DELAERE C., THIESSON J., GUÉRIN R., HEREDIA C., GUÉDRON S., Le réseau hydraulique de la ville pré-inca de Tiwanaku (Bolivie) : géométrie, organisation et chronologie	Me 10, 10h50	85
VERDET C., SIRIEIX C., MARACHE A., RISS J., PORTAIS J.-C., Modélisation géostatistique 3D de TRE pour caractériser la morphologie karstique sous couverture	Me 10, 16h45	145
YALO E. N., GNANMI M., AKOKPONHOUE N., KOUNIKA E., ZOLA-SAHOSSI G., Impact de l'épaisseur de l'altération sur la détection des fractures par tomographie de résistivité électrique dans la commune de Dassa-Zoume (centre Bénin)	Me 10, 14h25	113
YALO E. N., KAKI M., AKOKPONHOUE B., KOUNIKA E., ZOLA-SAHOSSI G., Apport de la tomographie de résistivité électrique pour la validation des linéaments en fractures : cas du département de la Donga (nord Bénin)	Me 10, 14h10	109

ESTIMATION DE LA TEMPERATURE ET TENEUR EN EAU DU PERMAFROST DE MONTAGNE PAR TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE ET POLARISATION PROVOQUEE

DUVILLARD PA.^{1,2,3}, REVIL A.¹, MAGNIN F.¹, SCHOENEICH P.⁴, CASOTTI C.¹, RAVANEL L.¹, VAUDELET P.³, BERTHET J.²

¹ EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, Le Bourget-du-Lac, France

² STYX 4D, Le Bourget-du-Lac, France

³ NAGA Geophysics, Le Bourget-du-Lac, France

⁴ Institut d'Urbanisme et de Géographie Alpine, PACTE, Grenoble, France.

RESUME

La prospection géoélectrique est une méthode très utilisée pour détecter et étudier le permafrost. La résistivité électrique qui a largement fait ses preuves est de plus en plus combinée à des mesures en polarisation provoquée sur le terrain et en laboratoire. L'utilisation de modèles pétrophysique récemment développés permet ensuite de convertir les données électriques en informations quantitatives comme la température ou la teneur eau. Cette méthodologie a été testée sur une arête rocheuse et un glacier rocheux où des données thermiques permettent de discuter ces résultats.

Mots clés : Permafrost, conductivité électrique, température, teneur en eau.

TEMPERATURE AND WATER CONTENT DISTRIBUTION OF MOUNTAIN PERMAFROST FROM CONDUCTIVITY AND INDUCED POLARIZATION TOMOGRAPHY

ABSTRACT

Geoelectric prospecting is a widely used method for detecting and studying permafrost. The electrical resistivity which has largely proven this is increasingly combined with measurements of induced polarization in the field and in the laboratory. The use of recently developed petrophysical models then allows the conversion of electrical data into quantitative information such as temperature or water content. This methodology was tested on a rock ridge and a rock glacier where historical thermal data allow to discuss these results.

Key words: Permafrost, electrical conductivity, temperature, water content.

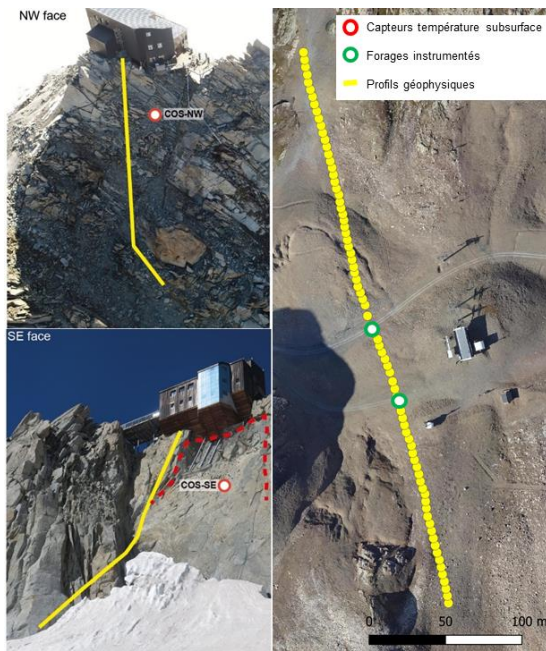
INTRODUCTION

Depuis une trentaine d'années, une augmentation généralisée de la température du permafrost alpin est observée. La dégradation (réchauffement) de ces terrains durablement gelés entraîne une intensification des aléas naturels en haute montagne, avec par exemple un accroissement des dommages et déstabilisation pour les infrastructures. Ainsi, la connaissance de l'état thermique et de la distribution de la glace dans les terrains à permafrost (parois rocheuses, glaciers rocheux) est devenue essentielle pour évaluer la stabilité de ces terrains gelés en mutation. Les mesures directes de températures à la surface de la roche ou dans des forages permettent d'avoir des informations ponctuelles robustes, mais restent coûteuses et peu représentatives spatialement dans des terrains caractérisés par une forte variabilité thermique. À l'inverse, les méthodes de tomographie électrique résistive ou polarisation provoquée (appelé aussi chargeabilité) permettent de caractériser le sous-sol de manière indirecte à bas prix sur de larges espaces avec des tomographies ou images en 2D, 3D ou 4D. La tomographie par résistivité électrique a donc été largement utilisée depuis trente ans pour détecter et surveiller le permafrost de montagne (e.g. Mollaret et al., 2019). Cette méthode est aussi très efficace pour imager les changements de phases (glace/eau) dans les milieux poreux lorsque les températures sont proches de 0°C.

Parallèlement aux mesures de terrain, la caractérisation pétrophysique d'échantillons de roches ou sols en laboratoire a permis de développer des modèles grâce à des observables géophysiques et des paramètres d'intérêt comme la température (e.g. Coperey et al., 2019). L'exploitation quantitative des données géoélectriques pour l'étude du permafrost est relativement récente contrairement à d'autres sciences de l'environnement (e.g. volcanologie, sols pollués...).

Cette étude a pour objectif de tester deux modèles pétrophysique récemment développés pour un diagnostic indirect de la température du permafrost et de la teneur eau dans des terrains supports d'infrastructures en contexte de permafrost.

SITE D'ÉTUDES



Deux sites aux contextes géomorphologiques différents (paroi rocheuse et formation superficielle) ont été retenus afin d'analyser la distribution actuelle du permafrost : (1) le refuge des Cosmiques (Chamonix) construit sur une arête rocheuse (3613 m d'altitude) et en partie déstabilisée en 1998 par un écoulement (Ravel et al., 2013), et (2) la gare d'arrivée du télésiège de Bellecombes (Deux-Alpes) implantée dans un glacier rocheux (2710 m), qui subit une reprise de ces fondations en 2013 à la suite d'un affaissement. Ce site avait fait l'objet de plusieurs campagnes mesures géophysiques entre 2008 et 2010 (Bodin et al., 2010 ; Cadet et al., 2015). Ces deux sites ont fait l'objet de campagnes de mesures en géoélectrique en septembre 2019 et août 2020 et sont équipés en instrumentation thermique.

Fig. 1 – Carte de localisation des investigations géophysiques au refuge des Cosmiques (gauche) et télésiège de Bellecombes (droite).

MÉTHODES

Des campagnes de terrain en résistivité et chargeabilité électrique ont été réalisées avec un résistivimètre ABEM SAS 4000 avec un protocole Wenner trié pour améliorer la qualité des mesures. Le contact entre le sol et les électrodes a été amélioré en utilisant de la bentonite et du sel. La topographie a été extraite d'un nuage de point 3D acquis par drone pour les parois ou mesuré par DGPS pour le glacier rocheux. Les données ont été inversées avec le logiciel RES2DINV et les inversions ont été stoppées à la 3^{ème} itération.

La conversion des données de conductivité électrique en température (eq. 1) ou teneur en eau (eq. 2) a été réalisée en utilisant des modèles pétrophysiques développés ultérieurement (voir Duvillard et al., 2018 ; Revil et al., 2020). Pour le site des Cosmiques, des mesures de la conductivité électrique ont été réalisées sur un échantillon de roche afin de tester le modèle pétrophysique. Après avoir saturé l'échantillon avec de l'eau de neige fondue recueillie sur le terrain, des mesures de conductivité électrique ont été effectuées entre -15°C et + 20 °C (Duvillard et al., 2020).

Dans un deuxième temps, les modèles obtenus par la conversion des données géoélectriques sont comparés qualitativement avec des données thermiques mesurées directement sur le terrain en subsurface ou dans des forages instrumentés (Duvillard et al., 2020).

$$\sigma(T) \approx \left[(\phi - \theta_r) \exp\left(-\frac{T - T_F}{T_C}\right) + \theta_r \right] \frac{\sigma(T_0)}{\phi} [1 + \alpha_T (T - T_0)]. \quad (1)$$

$$\theta = \left[\frac{1}{\sigma_w} \left(\sigma_\infty - \frac{M_n}{R} \right) \right]^{1/m} \quad (2)$$

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Tomographie de conductivité électrique et chargeabilité normalisée

Pour l'arête rocheuse des Cosmiques, les tomographies de conductivité électrique et chargeabilité normalisée montrent une distribution similaire avec des valeurs de conductivité plutôt faibles sous la face NO et des valeurs plus élevées sous la face SE (rouge). Cela suggère que la présence du permafrost est limitée à la face NO avec une transition verticale du permafrost sous les le refuge et l'absence de permafrost sous la face SE. Pour le télésiège de Bellecombes, les tomographies sont aussi similaires et suggèrent la présence de sédiments gelés sur plus de 40 m d'épaisseur. L'amplitude faible et le niveau des valeurs suggèrent un permafrost composé d'un mélange de matériaux riches en glace.

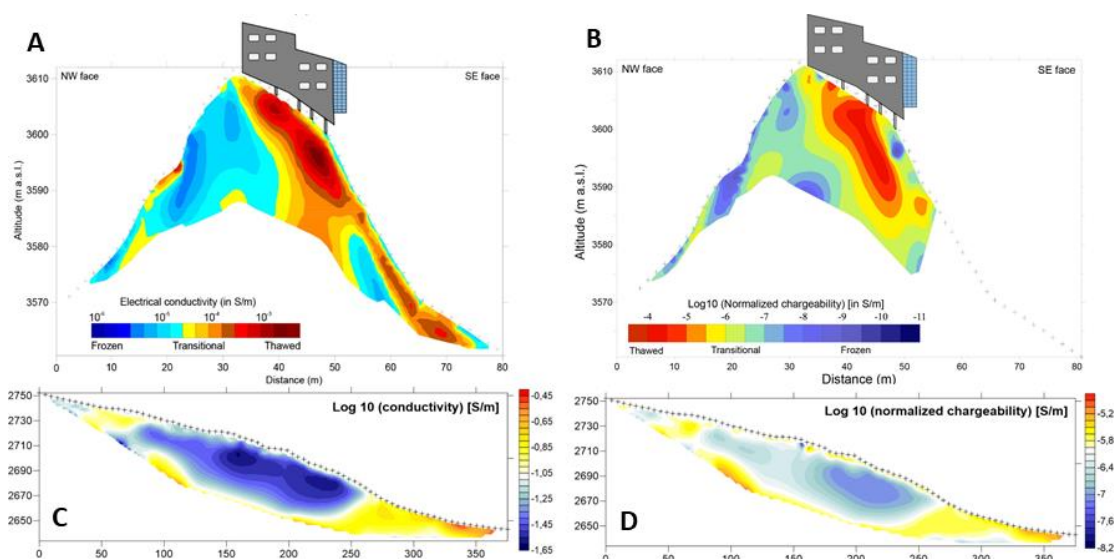
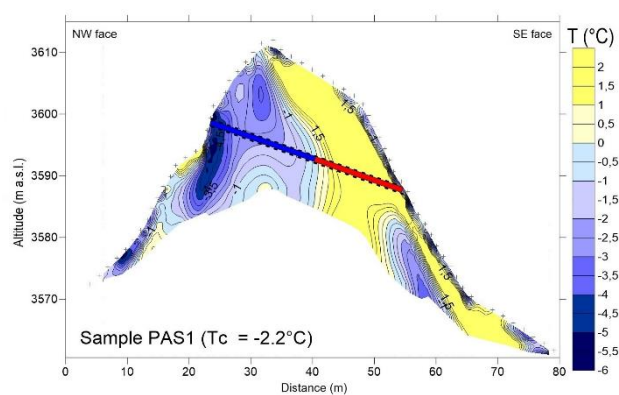


Fig.2 – Tomographie de conductivité électrique et chargeabilité normalisée au refuge des Cosmiques (A-B) et au glacier rocheux de Bellecombes (C-D).

Distribution de température modélisée



La distribution de température extraite de la conductivité électrique suggère une température d'environ -2°C dans la face NO, ce qui est cohérent avec la température simulée numériquement à partir d'un capteur de température de surface (**Fig. 3**). Ce modèle de température suggère un permafrost proche du point de fusion et donc de possibles instabilités.

Fig. 3 – Distribution de la température déterminée à partir de la distribution de conductivité électrique.

Évaluation de la teneur en eau modélisée

Le modèle de teneur en eau générée par l'utilisation combinée de la conductivité électrique et chargeabilité est cohérent avec les observations de terrain. La teneur en eau est deux fois plus élevée au niveau du front du fait des écoulements qu'au niveau de la partie centrale (Fig. 4). Cette faible amplitude réduite d'un facteur 2 suggère que les sédiments gelés sont dans une matrice glace/roches riche en eau. Ces observations sont cohérentes avec les mesures de températures du jour de la mesure, comprise entre 0°C et -0,2°C de -2 à -15 m de profondeur. L'évolution de température de deux forages depuis 2009 suggère un réchauffement continu et un permafrost de plus en plus riche en eau.

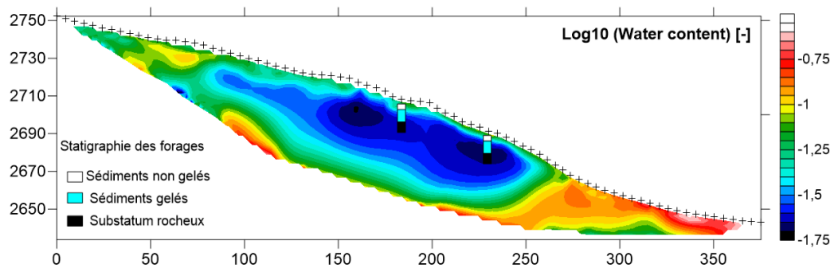


Fig. 4 – Distribution de la teneur en eau dans le glacier rocheux et stratigraphie simplifiée des forages en 2009.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ces avancées récentes montrent le grand intérêt de l'utilisation de la polarisation provoquée et de modèle pétrophysique pour la caractérisation du permafrost. À court terme, le suivi et la répétition de profils dans le temps en polarisation provoquée offre de nouvelles perspectives afin de caractériser en détail le changement de phase glace/eau. À plus long terme, des inversions jointes pourront être développées en utilisant des données de température pour guider l'inversion afin d'améliorer la conversion des données géoélectriques en température.

Remerciements

Les auteurs remercient les 2 Alpes loisirs, les gardiens du refuge des Cosmiques et le bureau d'étude SAGE (Société Alpine de Géotechnique ; JM Krysiecki et O. Brenguier) pour la collaboration mise en place et toutes les informations géotechniques fournies. Nous remercions A. Coperey, M. Marcer, D. Cusicanqui, X. Bodin, L. Ravel pour leur aide sur le terrain et pour le traitement de certaines données. Cette étude s'intègre dans le projet FEDER POIA *PermaRisk*.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BODIN X., DESVARREUX P., FABRE D., KRYSIECKI JM., GAY M., MARIE R., LORIER L., SCHOENEICH P., VALLON M., 2010** – Analyse des risques induits par la dégradation du permafrost alpin. *Fonda. MAIF, Rapport final*, 227p.
- CADET H., BRENGUIER O., 2015** – The Bellecômbes Rock Glacier Case Study, 2 Alpes, France, in: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., Chiarle, M. (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory*, 249–253.
- COPEREY A., REVIL A., ABDULSAMAD F., STUTZ B., DUVILLARD P.A, RAVANEL L., 2019** – Low frequency induced polarization of porous media undergoing freezing: preliminary observations and modelling. *J. Geophys. Res.*, 124.
- DUVILLARD P.A., REVIL A., QI Y., SOUEID AHMED A., COPEREY A., RAVANEL L., 2018** – Three-dimensional electrical conductivity and induced polarization tomography of a rock glacier, *J. Geophys. Res.*, 123.
- DUVILLARD P. A., MAGNIN F., REVIL A., LEGAY A., RAVANEL L., ABDULSAMAD F., & COPEREY A., 2020** – Temperature distribution in a permafrost-affected rock ridge from conductivity and induced polarization tomography. *Geophysical Journal International*.
- MOLLARET C., HILBICH C., PELLET C., FLORES-OROZCO A., DELALOYE R., HAUCK C., 2019** – Mountain permafrost degradation documented through a network of permanent electrical resistivity tomography sites, *The Cryosphere*, 13, 2557–2578.
- REVIL A., SOUEID AHMED A., COPEREY A., RAVANEL L., SHARMA R., PANWAR N., 2020** – Induced polarization as a tool to characterize shallow landslides. *Journal of Hydrology*, 589, 125369.

CARACTÉRISATION GÉOPHYSIQUE DES AQUIFÈRES DANS LA VALLEE TRANSFRONTALIERE DU GOULBI DE MARADI (NIGER/NIGERIA)

ISSOUFOU OUSMANE B.¹, NAZOU MOU Y.¹, FAVREAU G.², ABDOU BABAYE M. S.³, ABDOU MAHAMAN R.¹, BOUCHER M.², LAWSON M.A. F.⁴, TAYLOR R.G.⁵, LEGCHENKO A.²

¹Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger. boukari086@gmail.com

²Université Grenoble Alpes, Institut de Recherche pour le Développement, CNRS, Grenoble INP, IGE, France, Institut de Recherche pour le Développement, Niamey, Niger.

³Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, UMR SERMUG, Université Dan Dicko Dan Koulodo, Maradi, Niger

⁴Université Abomey-Calavi, Institut National de l'eau, Benin

⁵Department of Geography, University College London, London, UK.

RESUME

Les aquifères de la vallée transfrontalière du Goulbi de Maradi (GM) ont été investigués à l'aide de sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP) et électromagnétiques dans le domaine temporel (TDEM – Time Domain ElectroMagnetics), associés aux données lithologiques issus de forages. Un (1) transect longitudinal et cinq (5) transversaux à la vallée ont été réalisés. L'analyse des résultats montre des variations d'amont à l'aval de faciès lithologiques et des caractéristiques hydro-géophysiques d'un aquifère alluvial peu étendu et de l'aquifère régional sous-jacent du Continental Hamadien.

Mots clés: Aquifère sédimentaire, RMP, TDEM, Semi-aride, Goulbi de Maradi.

GEOPHYSICAL CHARACTERIZATION OF AQUIFERS IN THE TRANSBOUNDARY VALLEY OF GOULBI OF MARADI (NIGER / NIGERIA)

ABSTRACT

Aquifers of the transboundary Goulbi Maradi (GM) valley are investigated by Magnetic Resonance Soundings (MRS), Time-Domain Electromagnetic (TDEM) soundings, associated with boreholes lithological data. Transects longitudinal (1) and transverse (5) to the GM valley were carried out. The results show Variations in lithological facies and geophysical and hydrodynamic characteristics from upstream to downstream for the alluvial aquifer's little extended and the underlying regional aquifer of the Continental Hamadien.

Key words: Alluvial and sedimentary aquifers, MRS, TDEM, Semi-arid, Goulbi of Maradi.

INTRODUCTION

La région de Maradi est une zone densément peuplée du Niger avec ~ 81 hab./km². Une grande partie de cette population est localisée dans la vallée transfrontalière du Goulbi de Maradi. Elle est largement rurale, fréquemment confrontée à des crises alimentaires en raison de la vulnérabilité d'une agriculture pluviale soumise aux extrêmes pluviométriques d'un climat semi-aride. Les ressources en eau souterraine sont actuellement peu exploitées pour l'approvisionnement en eau des populations et du bétail. Elles peuvent être plus largement utilisées pour l'irrigation afin d'accroître la production agricole et atténuer ainsi l'insécurité alimentaire (Nazoumou et al., 2016). Pour une gestion durable de ces

ressources, il est indispensable d'évaluer le potentiel des aquifères à travers notamment, une estimation de leurs propriétés hydrodynamiques (épaisseur, capacité de stockage, perméabilité, transmissivité).

La vallée du GM est une large vallée alluviale en bordure sud-est du grand bassin sédimentaire des lullemeden (cf. Fig. 1a). Une étude hydrogéophysique associant les méthodes de sondages par RMP et TDEM, et la valorisation de données lithologiques issues de forages a été conduite dans la vallée (cf. Fig. 1b). L'objectif étant de (1) préciser la géométrie des niveaux aquifères, (2) déterminer leurs propriétés hydrodynamiques et (3) apprécier les connexions hydrauliques entre ces aquifères.

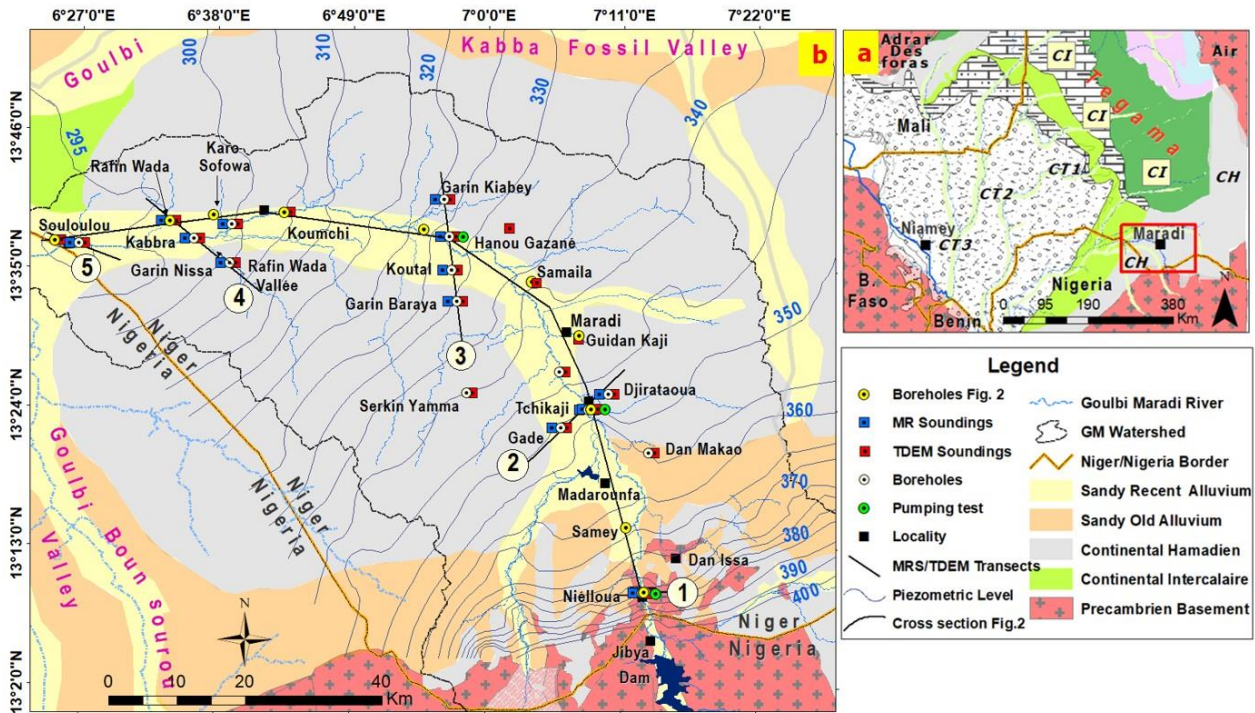


Fig. 1 – Localisation de la vallée transfrontalière de Goulbi Maradi

MATERIEL, DONNEES ET METHODES

Les données d'environ 500 forages de 20 à 300 m de profondeur ont été collectées puis analysées. Un (1) transect longitudinal amont-aval et cinq (5) transects transversaux à la vallée ont été définis. Trente-un (31) sondages TDEM et dix-huit (18) sondages RMP ont été réalisés le long de ces transects suivant un protocole proche de celui utilisé par Descloitres et al. (2013). Les équipements utilisés, les dimensions des boucles et les logiciels d'inversion sont indiqués dans le **Tab. 1**.

Méthode	Boucles de câbles	équipement	logiciel d'inversion
TDEM	Coïncidente 150x150, 50x50 m ² ; Centrale: 150x50 m ²	TEM FAST 48HPC	TEM-RES
RMP	Carrée 150x150 m ² et huit 100x100 m ²	NUMIS ^{Plus} et ^{Auto}	SAMOVAR_V11.6

Tab. 1 - Méthode, équipement et logiciel d'inversion.

Deux essais de pompage ont été également réalisés, pour compléter les données déjà existantes, afin de paramétrer les données RMP et estimer les paramètres hydrodynamiques des aquifères.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

La **Fig. 2** montre la corrélation lithologique réalisée entre les forages suivant le transect amont-aval. Ces résultats confirment que l'épaisseur maximale des alluvions quaternaires dans la vallée est de ~30 m (Greigert, 1966). Quant aux formations sous-jacentes du Continental Hamadien (CH), la série des sables à galets décrite par Greigert (1966) est bien identifiée en amont, tandis qu'en aval, elle fait place à une série d'argiles gréseuses. A la base de l'ensemble, on retrouve les grès de type Farak, plus généralisés (Greigert, 1966). Les épaisseurs sont comprises entre ~10 et 70 m pour la série des sables à galets à l'amont, 15 et 80 m pour la série d'argiles gréseuses à l'aval et entre 50 et plus 250 m pour les grès de type Farak.

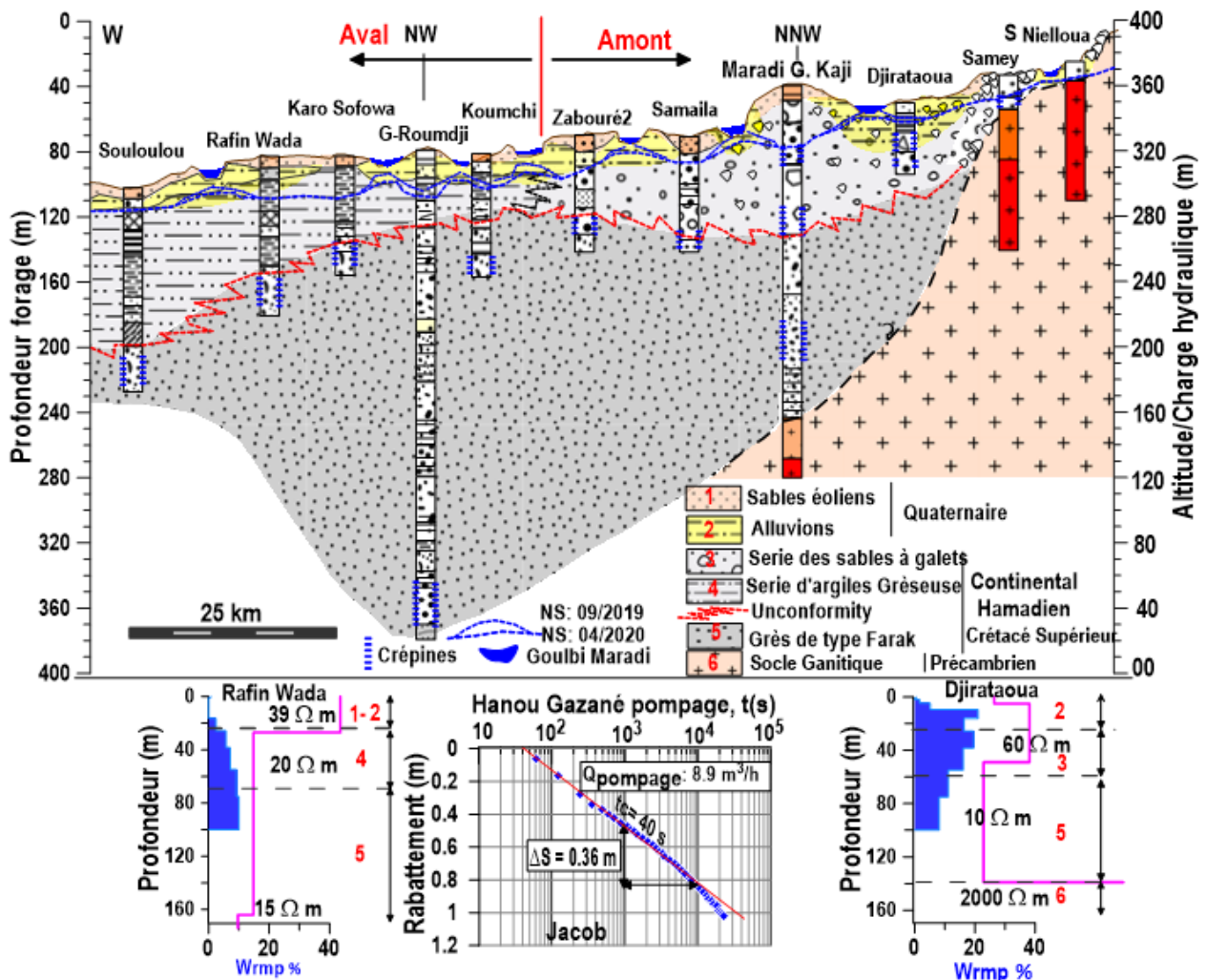


Fig. 2 – Coupe hydrogéologique amont-aval et 2 sondages TDEM et RMP (Djirataoua et Rafin Wada), et un essai de pompage de Hanou Gazané.

Les sondages TDEM et RMP (cf. **Tab. 2**) montrent que dans la partie amont, les alluvions et la série de sables à galets du CH présentent une forte teneur en eau RMP (W), avec un temps de relaxation (T_1)

relativement long et des résistivités électriques (RES) moyennes à fortes (**cf. Tab. 2**). Ces formations se révèlent donc poreuses et perméables. A contrario en aval, la formation d'argiles gréseuses du CH et la série de grès de Farak ont des résistivités, teneurs en eau et temps de relaxation faibles. Ceci indique également que les formations argileuses sont relativement moins perméables que les alluvions et grès à galets du CH.

En outre, les profils de teneur en eau RMP ne montrent pas de discontinuités entre les alluvions et les formations du CH notamment à l'amont. Cela tend à indiquer que les niveaux aquifères sont interconnectés, ce qui est en cohérence avec les niveaux piézométriques observés dans les forages captant ces formations.

Propriétés RMP/TEM	Série des sables à galets			Série d'argiles gréseuses			Grès de type Farak			Alluvions		
	W (%)	T ₁ (ms)	RES (Ωm)	W (%)	T ₁ (ms)	RES (Ω m)	W (%)	T ₁ (ms)	RES (Ω m)	W (%)	T ₁ (ms)	RES (Ω m)
Max	17	390	800	10,9	260	43	17	350	17	36	300	57
Min	10	220	22	03	180	10	06	160	06	07	220	12
Moyenne	14	302	130	08,3	230	17	09	270	11	16	245	31

Tab. 2 - Valeurs des paramètres hydrogéophysiques estimés des formations géologiques

CONCLUSION

Les sondages géophysiques combinés à l'analyse des logs lithologiques de forages ont permis de mettre en évidence des variations lithologiques dans les formations du CH, corrélées avec des teneurs en eau et des perméabilités plus élevées à l'amont qu'à l'aval de la vallée de GM. L'utilisation de cette approche a également permis de démontrer que les alluvions quaternaires et les formations du CH forment un système aquifère interconnecté.

REMERCIEMENTS

L'étude a été réalisée dans le cadre du projet de recherche GroFutures (Groundwater Futures in Sub-Saharan Africa) financé par le programme UPGro du Royaume-Uni (Ref. NERC-ESRC-DFID NE/M008576/1).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

DESCLOITRES M., CHALIKAKIS K., LEGCHENKO A., MOUSSA A. M., GENTHON P., FAVREAU G., LE COZ M., OÏ M., 2013 — Investigation of groundwater resources in the Komadugu Yobe Valley (Lake Chad Basin, Niger) using RMP and TDEM methods. *Journal of African Earth Sciences*, 87, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.07.006>.

GREIGERT J., 1966 – Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des lullemeden. Rapport, BRGM, Orléans, France, 236p.

NAZOU MOU Y., FAVREAU G., ADAMO M. M., & MAÏNASSARA I., 2016 – La petite irrigation par les eaux souterraines, une solution durable contre la pauvreté et les crises alimentaires au Niger ? *Cahiers Agricultures*, 25: 15003, <https://doi.org/10.1051/cagri/2016005>.

DETECTION DE L'INTRUSION MARINE DANS UN MILIEU POREUX SOUS CONTRAINTES ANTHROPIQUES ET SA RELATION AVEC LA STRUCTURE GEOLOGIQUE PAR IMAGERIE DE TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE : CAS DE LA ZONE COTIERE DE MENZEL HERR (TUNISIE NORD-ORIENTALE).

Sana AYARI¹, Hakim GABTNI²

1 : Georesources Laboratory, LR15CERTE01, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux de Borj Cedria, CERTE, 8020, Soliman, Tunisia & Faculty of Sciences of Tunis, ayari.sana1994@gmail.com

2 : Georesources Laboratory, LR15CERTE01, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux de Borj Cedria, CERTE, 8020, Soliman, Tunisia, hakim.gabtni@gmail.com

RESUME

La région de Menzel Horr (Cap Bon, Tunisie) est caractérisée par un accroissement de l'exploitation des ressources en eau de la nappe phréatique, en particulier, durant les 30 dernières années. Une possible intrusion marine a été mise en évidence au moyen des analyses géochimiques et des sondages électriques et électromagnétiques. Elle est localisée le long de la côte mais aussi au niveau du principal cours d'eau de la région (Oued Lebna). Cet oued, qui achemine l'eau douce du continent (Barrage Lebna, Site RAMSAR) vers la mer, serait associé à une faille majeure affectant une structure plicative en Pop-Up. A ce niveau précis, nous avons choisi d'effectuer une étude par tomographie électrique sur une quinzaine de mètres de profondeur se rapportant au milieu poreux. Les premiers résultats, ont permis d'identifier, l'interface de l'échange « eau douce - eau salée » et le phénomène de canalisation du biseau salin le long de la faille majeure de Lebna.

Mots clés : Tomographie électrique, intrusion marine, milieux poreux, Tunisie.

SEA WATER INTRUSION DETECTION IN A POROUS MEDIA UNDER ANTHROPOGENIC STRESSORS AND ITS RELATIONSHIP WITH THE GEOLOGICAL STRUCTURE BY ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY IMAGING: CASE OF THE MENZEL HERR COASTAL ZONE (NORTH-EAST TUNISIA).

ABSTRACT

The region of Menzel Horr (Cap Bon, Tunisia) is characterized by a groundwater overexploitation and an expansion of agriculture, especially, during the last 30 years. A possible marine intrusion has been proposed using geochemical analyzes and electrical/electromagnetic soundings. It is located along the coast, but also at the level of the most important river in the region (called Oued Lebna). This Oued, which carries fresh water from the continent (Lebna Dam, RAMSAR site) to the sea, would be associated with a major fault affecting a folded structure (Pop-Up). In This study, we have chosen to carry out an electric tomography study on the first tens of meters related directly to the porous medium. The first results allowed to identify the interface of the "freshwater - saltwater" interaction and the specific pathway of sea water intrusion along the Lebna fault.

Key words: Electrical tomography, seawater intrusion, porous media, Tunisia

1. INTRODUCTION

La mer méditerranée est associée à un bassin semi-fermé soumis à une évaporation intense et ayant une salinité élevée variant entre 38.4g/l et 38.7g/l (Skirir et al., 2018). De plus, le bassin méditerranéen

subira fortement l'effet des changements climatiques (Giorgi, 2006). Les nappes côtières de ce bassin sont affectées par une surexploitation des ressources en eau et une exposition accrue au phénomène d'intrusion marine (Bear et al, 1999 ; Melloul et Collin 2006). La côte orientale du Cap Bon en Tunisie, connue pour son importante activité agricole, est confrontée à un problème de salinisation de la nappe côtière, prouvé par de nombreuses études (Gaaloul et Cheng, 2003 ; Chekirbane et al., 2012 ; Zghibi et al, 2013 ; Ziadi et al., 2017 ; Chabaane et al., 2017). Bien qu'à l'heure actuelle des modèles numériques permettent une compréhension de l'hydrodynamique des nappes côtières et de l'impact de l'intrusion marine, la caractérisation de ce phénomène reste délicate du fait de la profondeur du biseau salin, de la complexité de sa géométrie tridimensionnelle et de son évolution transitoire (Comte, 2008). La nappe côtière dunaire de Menzel Horr (Fig.1a) est située au niveau de la plaine de Dakhla et elle est bordée à l'Est par la mer méditerranée et à l'Ouest par l'anticlinal de Jebel Abderrahmane. Cette région est caractérisée par un climat semi-aride. Un barrage et de nombreux lacs collinaires ont été édifiés pour approvisionner la région en eau d'irrigation et pour favoriser aussi la recharge de son système aquifère. Considérant sa vocation agricole, cette région est actuellement toujours surexploitée par des centaines de puits de surface et de forages faisant d'elle une des régions les plus vulnérables au niveau de la côte orientale (Fig.1.b).

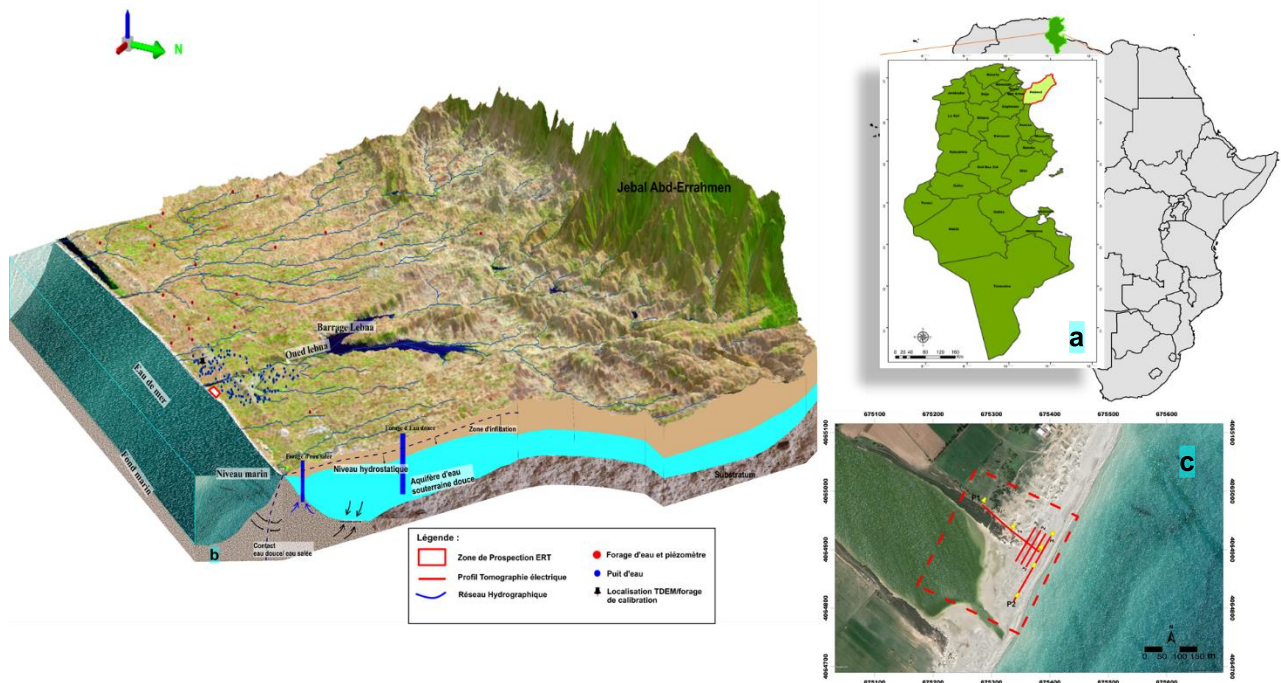


Fig. 1 - (a) situation géographique de la région d'étude (b) vue 3D du bassin versant de Menzel Horr avec une conceptualisation des interactions « eau douce - eau salée » (c) Localisation des profils ERT

2. MATERIELS ET METHODES

Les principales formations géologiques qui affleurent au niveau de la zone de Menzel Horr couvrent l'intervalle qui s'étend entre le Miocène Moyen et le Quaternaire. Toutefois, une reconnaissance plus complète de l'aquifère miocène a été réalisée en se basant sur les données d'un forage limitrophe. Au niveau de ce forage, un TDEM de calibration a été exécuté au moyen d'un équipement de type ABEM WALKTEM avec une boucle émettrice 40m*40m et deux boucles réceptrices (0.5m*0.5m RC-5 et 10m*10m RC-200). L'inversion des données a été effectuée au moyen du logiciel SPIA TEM. La géométrie du biseau salin a été étudiée plus spécifiquement au niveau de l'interface « eau douce - eau salée » par la méthode de tomographie électrique (Fig.1c). En effet, Six profils de tomographie électrique (2 profils de 64 électrodes et 4 profils de 32 électrodes avec un espacement inter-électrode de 2m) ont été effectués en utilisant un résistivimètre de type ABEM SAS 4000. Les profils de détail ont

été réalisés entre l'embouchure de l'oued et la mer alors que le profil allant de la mer vers le continent a été réalisé juste à proximité de l'Oued (5m). À la suite de plusieurs essais, le choix s'est porté sur le protocole d'acquisition de type Wenner-Schlumberger assurant un bon rapport « signal/bruit » et une bonne résolution aussi bien horizontale que verticale.

3. ANALYSES ET RESULTATS

L'analyse des données TDEM et celles du forage de calibration a montré la présence de trois couches distinctes sur une profondeur de 200m. La première couche, présentant des résistivités assez élevées (atteignant les 45 ohm.m) et une épaisseur de 18.8 m, est associée à la zone non saturée avec une lithologie se composant de sables et d'encroûtements calcaires. La deuxième couche d'épaisseur 34.2 m montre des résistivités plus faibles (atteignant les 9 ohm.m). Ces valeurs correspondent à la zone saturée en eau saumâtre de l'aquifère sableux/gréseux. Enfin, la troisième couche correspond au substratum argileux avec des résistivités aux alentours de 4 Ohm.m. Les puits de surface au niveau du secteur étudié par la tomographie de résistivité électrique dévoilent un niveau statique de la nappe phréatique se situant entre 3 et 5m. Les données de tomographie de résistivité électrique ont été filtrées en premier lieu avec le logiciel X2IPI afin d'éliminer les effets PC et de vérifier la qualité des mesures (Azaiez et al., 2020). Les données filtrées ont été par la suite inversées au moyen du logiciel ZondResd2D. Deux longs profils perpendiculaires (P1 et P2, Fig.1c) ont été tout d'abord exécutés afin de dégager la géométrie profonde de l'aquifère. Quatre profils parallèles à la côte (Fig.2) et espacés de 10m entre elles ont été par la suite exécutés et analysés. Ces profils recouperaient la faille supposée de Lebna. À la suite de l'analyse et à l'interprétation de ces profils, nous avons pu mettre en évidence la présence d'une zone « tampon » qui correspondrait à la zone d'interface « eau douce - eau salée ». Une disparité latérale au niveau des résistivités le long de la côte a pu être relevée aussi. Cette dernière correspondrait à la présence de la faille de Lebna véhiculant préférentiellement l'eau salée vers le continent. Nous avons noté aussi une augmentation de la résistivité au niveau du milieu poreux en allant vers le continent confirmant le rôle des apports en eau de la rivière dans l'adoucissement des eaux salées de la nappe.

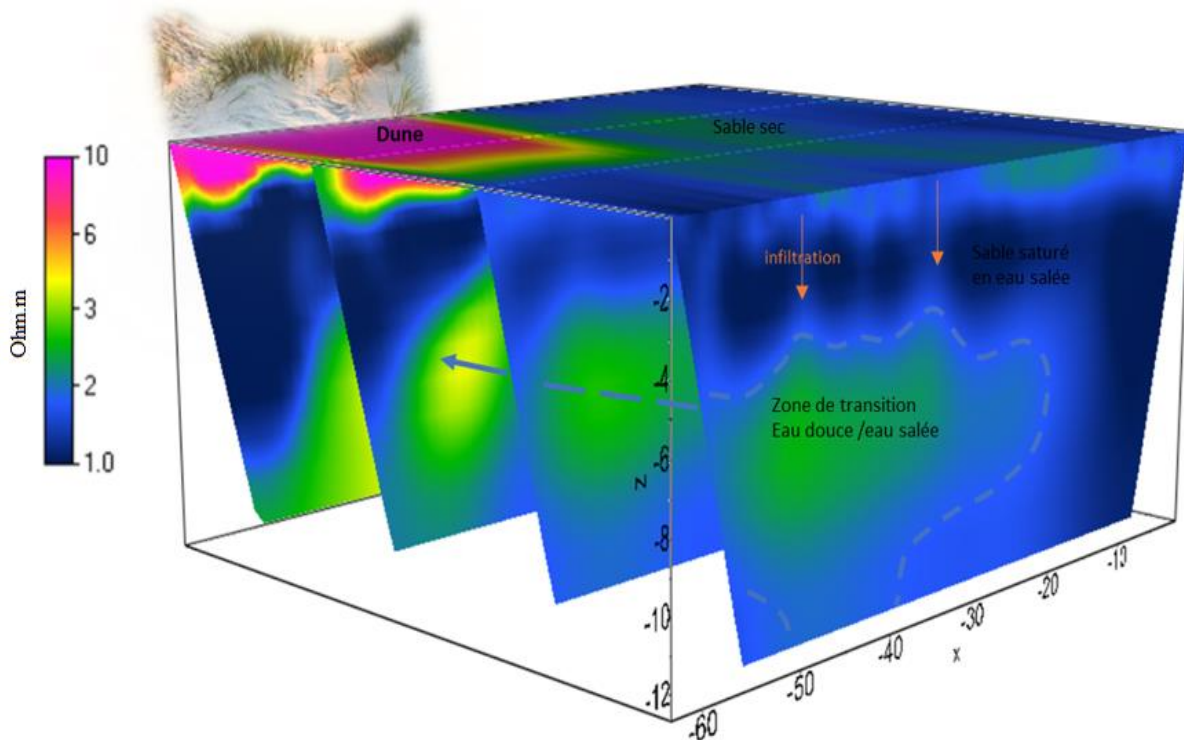


Fig.2 - Vue en 3D des profils ERT parallèles à la côte (voir position, Fig.1c)

4. CONCLUSION

Ce travail préliminaire a permis de dégager, au moyen de la tomographie de résistivité électrique, sur la première dizaine de mètres du milieu poreux, l'interface de l'échange « eau douce - eau salée » ou zone « tampon ». La mise en évidence de la géométrie de cette interface ainsi que du phénomène de canalisation du biseau salin le long de la faille majeure de Lebna permettra de mieux cartographier les zones critiques « hot spot ».

Remerciements

Ce travail rentre dans le cadre du projet « Water Task Force WTF, CERTE/MERES, Tunisie, 2019-2022).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AZAIÉZ, H., GABTNI, H., CHABAANE, A., BEDIR, M., 2020 - Geophysical study of Hammam Sidi Maamar geothermal site in Central Tunisia for sustainable development. *Journal of African Earth sciences*, 103897, doi:10.1016/j.jafrearsci.2020.103897.

BEAR J., CHENG A., SOREK S., OUAZAR D. AND HERRERA I. 1999 - Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices. *Theory and Applications of Transport in Porous Media. Kluwer Academic Publishers.* doi:10.1007/978-94-017-2969-7.

CHABAANE, A., REDHAOUNIA, B., HAKIM GABTNI, H., AMIRI, A., 2018 - Contribution of geophysics to geometric characterization of freshwater–saltwater interface in the Maâmoura region (NE Tunisia). *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 3, 26.

CHEKIRBANE, A., TSUJIMURA, M., KAWACHI, A., ISODA, H., TARHOUNI, J., BENALAYA, A., 2013 - Hydrogeochemistry and groundwater salinization in an ephemeral coastal food plain: Cap Bon, Tunisia. *Hydrological Sciences Journal* 58(5), 1097-1110.

COMTE, J.C., 2008 - Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers - Application à trois contextes climatiques contrastés (Canada, Nouvelle-Calédonie, Sénégal). *Thèse de doctorat. Université d'Avignon*, 198p.

GAALOUL, N., CHENG, A.H., (2003) - Hydrogeological and Hydrochemical Investigation of Coastal Aquifers in Tunisia—Crisis in Overexploitation and Salinization. *In: Second International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers*, p.13.

GIORGI, F., 2006 - Climate Change Hot-Spots. *Geophysical Research Letter journal*. 33, L08707.

MELLOUL, A. AND COLLIN, M. 2006 - Hydrogeological Changes in Coastal Aquifers Due to Sea Level Rise. *Ocean and Coastal Management*, 49, 281-297.

SKLIRIS N., ZIKA J, HEROLD L., JOSEY S. A., MARSH R., 2018 - Mediterranean Sea Water Budget Long-Term Trend Inferred from Salinity Observations. *Climate Dynamics*, 51, 2857-2876.

ZGHIBI, A., TARHOUNI, J., ZOUHRI, L., 2013 - Assessment of seawater intrusion and nitrate contamination on the groundwater quality in the Korba coastal plain of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *African Earth Sciences*, 87, 1-12.

ZIADI, A., HARIGA, T.N., TARHOUNI, J., 2017 - Use of time-domain electromagnetic (TDEM) method to investigate seawater intrusion in the Lebna coastal aquifer of eastern Cap Bon, Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences*. 10, 492.

ESTIMATION PAR METHODES GEOPHYSIQUES DU FLUX SOUTERRAIN DES AQUIFERES DU BASSIN DES IULLEMMEDEN VERS LE FLEUVE NIGER VIA UNE LARGE VALLEE QUATERNAIRE

ABDOU MAHAMAN R.¹, NAZOU MOU Y.¹, FAVREAU G.^{2,3}, ISSOUFOU OUSMANE B.¹, BOUCHER M.²,
TAYLOR R.G.⁴, LAWSON F.M.A.⁵, ABDOU BABAYE M.S.⁶, GUERO A.⁷, LEGCHENKO A.²

¹Département de Géologie, Université Abdou Moumouni de Niamey, Niger, rabdoumahaman@gmail.com

²Université Grenoble Alpes, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), CNRS, Grenoble INP, IGE, Grenoble, France

³Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Niamey, Niger

⁴Department of Geography, University College London, United Kingdom (UK)

⁵Institut National de l'Eau (INE), Université Abomey-Calavi, Cotonou, Benin

⁶Département de Géologie, Université Dan Dicko Dan Koulodo de Maradi, Niger

⁷Niger Basin Authority, 288 rue du Fleuve Niger, BP 729, Niamey, Niger

RESUME

La gestion durable des eaux souterraines constitue l'un des éléments clés pour assurer la sécurité alimentaire au Sahel. La décharge naturelle des aquifères constitue un flux récupérable pour l'irrigation. Des sondages géophysiques par Résonance Magnétique Protonique (RMP) et des sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) ont été réalisés sur trois transects du dallol Maouri, affluent du fleuve Niger, pour quantifier le flux souterrain drainé vers le fleuve à travers les formations quaternaires. Ce flux a été évalué à $\sim 2\,000\text{ m}^3/\text{jour}$, soit $7 \times 10^5\text{ m}^3/\text{an}$ à la section la plus à l'aval et en fin de saison sèche.

Mots clés: Semi-aride, flux environnemental, aquifère alluvial.

GROUNDWATER DISCHARGE TO THE NIGER RIVER FROM A LARGE QUATERNARY VALLEY ESTIMATED FROM SUBSURFACE GEOPHYSICS IN THE IULLEMMEDEN BASIN

Summary

Sustainable management of groundwater is considered a key, climate-resilient approach in alleviating poverty in the Sahel region. Groundwater flow in large alluvial valleys provides a recoverable source of water for irrigation. Magnetic Resonance Sounding (MRS) and Time Domain Electromagnetic (TDEM) geophysical surveys were carried out on three transects of the lower Dallol (valley) Maouri to quantify groundwater flow that contributes to baseflow to the Niger river discharge through Quaternary alluvium. Groundwater discharge evaluated at the Tounouga section, located 10 km from the River Niger, is $2,000\text{ m}^3/\text{day}$, equivalent to $7 \times 10^5\text{ m}^3/\text{year}$.

Keywords: semi-arid region, environmental flow, alluvial aquifer

Introduction

Pays semi-aride avec des précipitations limitées par la courte saison des pluies, le Niger est confronté depuis plus de cinq décennies à une insécurité alimentaire chronique et à la pauvreté. Pour atténuer ces effets, le recours aux nappes d'eau souterraine peu profondes facilement accessibles dans les vallées alluviales pour l'irrigation s'avère une alternative crédible (Nazoumou et al., 2016).

Le bassin hydrographique du fleuve Niger dispose d'importantes ressources en eau souterraine, contenues dans les formations géologiques du bassin des lullemeden et dans les alluvions quaternaires de vallées des affluents fossiles du fleuve (Favreau et al., 2012).

Les ressources en eau souterraine contenues dans les formations quaternaires des vallées fossiles du Niger sont encore sous-exploitées, et l'essentiel du flux hors évaporation a pour exutoire le fleuve Niger. Ce flux souterrain drainé par le fleuve à travers les alluvions quaternaires peut être utilisé pour l'irrigation afin d'assurer une meilleure sécurité alimentaire.

Dans cette optique, la combinaison de deux méthodes géophysiques RMP et TDEM a été utilisée dans la basse vallée du dallol Maouri pour quantifier le flux souterrain drainé par le fleuve Niger à travers les formations quaternaires de la zone d'étude (cf. Fig. 1).

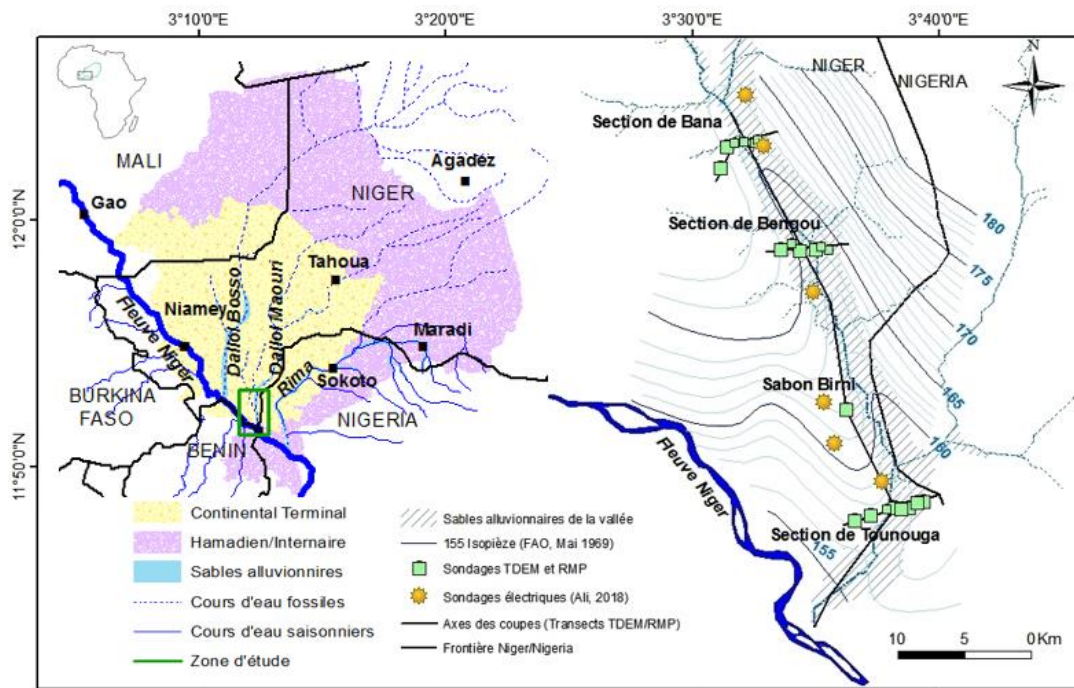


Fig. 1 – Sites de sondages TDEM et RMP et la carte piézométrique de la nappe libre (gradient hydraulique $\sim 0,3 \text{ ‰}$)

1. Matériel et méthode

La méthode géophysique TDEM est une méthode de sondage électromagnétique à source contrôlée en domaine temporel, qui permet de déterminer un profil vertical de résistivité de formations géologiques (Fitterman et Stewart, 1986). La RMP permet d'avoir des informations qui sont directement liées à la teneur en eau libre dans le sous-sol et un temps de relaxation lié à la taille des pores (Legchencko et Valla, 2002).

Dans la basse vallée du Dallol Maouri vingt et un sondages TDEM et vingt et un sondages RMP ont été réalisés suivant quatre transects dont un sur l'axe de la vallée et trois transversaux (cf. Fig. 1) afin de déterminer la géométrie et les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère superficiel alluvionnaire. Des nivellements de précision ont été réalisés afin de déterminer le gradient hydraulique, et le flux souterrain (Q) stabilisé en fin de saison sèche, estimé à partir de la Loi de Darcy selon l'équation:

$$Q = K \times S \times (dh/dl) \quad (1)$$

avec K la perméabilité (en m/s), estimé par RMP ; S la section mouillée de l'aquifère de fin de saison sèche (m^2), estimé avec la géophysique et les niveaux piézométriques mesurés dans les puits ou

forages ; dh/dl le gradient hydraulique (sans unité), estimé avec la carte piézométrique et la variation amont – aval des charges hydrauliques au niveau des piézomètres de suivi. Une dizaine de logs géologiques contraignent l'interprétation de sondages géophysiques.

2. Résultats et discussions

Les résultats des sondages TDEM et RMP ont été comparés aux logs lithologiques des forages du secteur de Bengou (FAO, 1970) pour mieux calibrer l'inversion sur les autres sites. On y distingue quatre terrains dont de haut en bas : 1) les alluvions quaternaires, moyennement résistante (60 à 70 $\Omega.m$), avec une très forte teneur en eau ($\sim 35\%$) ; 2) les sables moyens à grossiers du Continental Hamadien (CH), résistant (200 à 240 $\Omega.m$), avec une teneur en eau RMP légèrement moins élevée que les alluvions ($\sim 30\%$) ; 3) un niveau conducteur de 13 à 20 $\Omega.m$ de résistivité, corrélé aux grès argileux ; 4) un terrain résistant (150 à 200 $\Omega.m$), corrélé aux grès plus ou moins durs à passage tendre du CH.

Ces différents niveaux géologiques deviennent plus argileux d'amont à l'aval (cf. Fig. 2). Toutefois, l'aquifère des sables alluvionnaires quaternaires qui nous intéresse ici varie peu et est caractérisée par une résistivité de 35 à 100 $\Omega.m$ pour une teneur en eau RMP moyenne de $\sim 35\%$ pour une épaisseur de 11 à 18 m. Sa perméabilité moyenne est estimée à 10^{-3} m/s, avec une transmissivité de 2×10^{-2} m²/s.

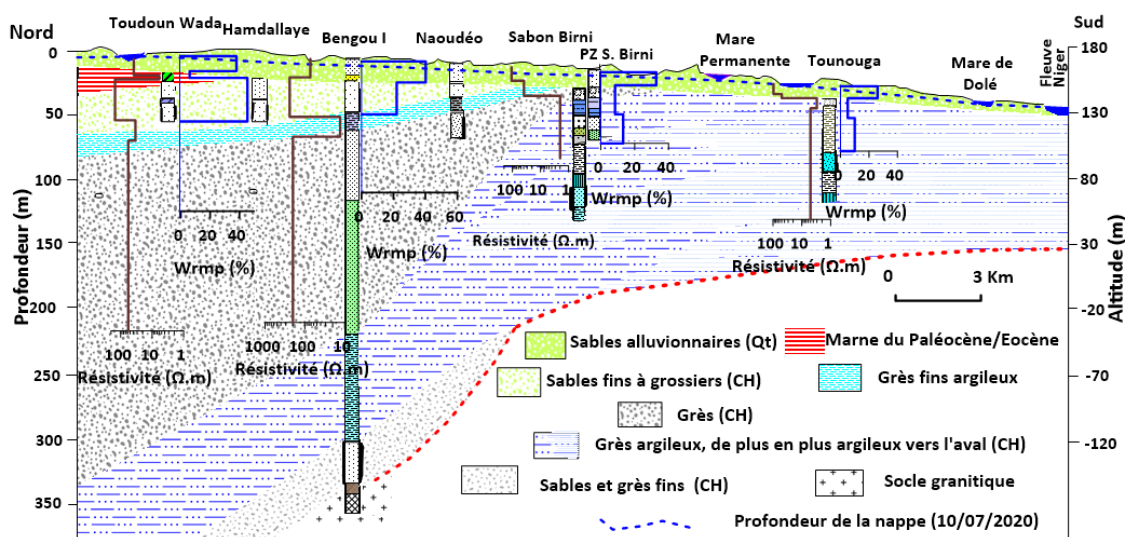


Fig. 2 – Teneur en eau et résistivités des formations géologiques suivant l'axe de la basse vallée du dallol Maouri

Les résultats d'inversions de sondages de la section de Bana, située à 40 Km en amont du fleuve Niger (cf. Fig. 3), montrent une succession de deux strates aquifères concordantes à la géologie de la zone. La première strate aquifère de 11 m d'épaisseur avec une teneur en eau de 20 à 40 % est corréléable aux alluvions quaternaires de la vallée. La deuxième strate aquifère est située entre 15 et 45 m de profondeur avec une teneur en eau variant entre 30 et 40 %, et corréléable aux sables moyens à grossiers du CH.

Le flux souterrain calculé à la section de Bana, révèle un débit de 1 200 m³/j soit $4,5 \times 10^5$ m³/an en direction du fleuve qui constitue l'exutoire de la nappe. Celui calculé à la section de Tounouga, située à 10 Km du fleuve, donne 2 000 m³/j soit un volume de 7×10^5 m³/an. Le flux calculé à la section intermédiaire de Bengou est de 1 000 m³/j. Les différences constatées du flux relèvent de l'incertitude sur les paramètres du calcul pour les sections de Bana et Bengou, et de l'apport de l'aquifère régional (flux convergent) vers la vallée pour la section de Tounouga.

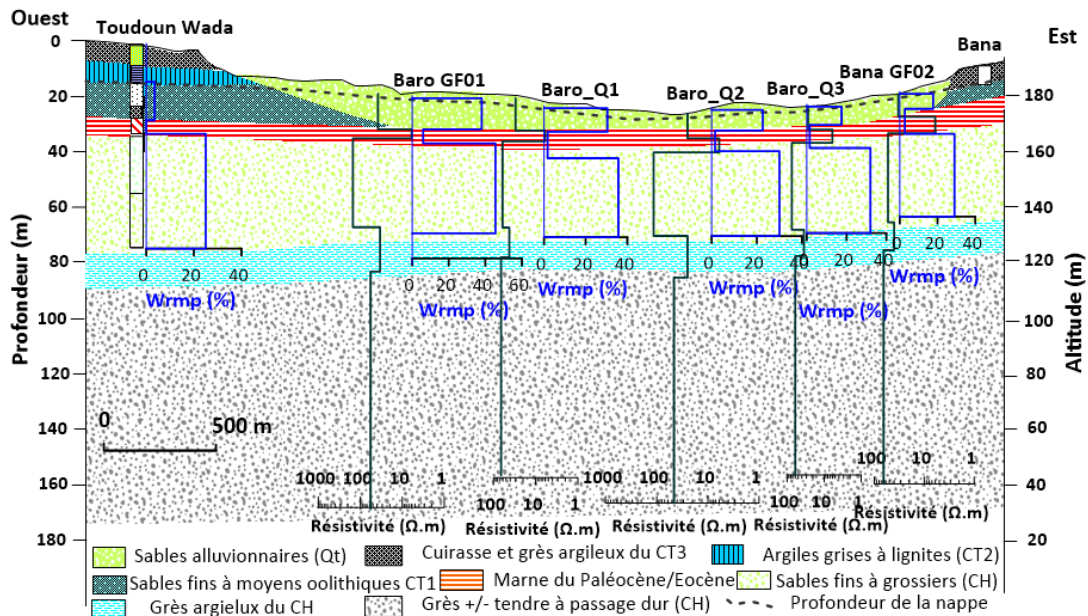


Fig. 3 – Teneur en eau et résistivités des formations géologiques suivant le transect transversal de Bana (cf. Fig. 1, pour la localisation)

Conclusion

Les sondages géophysiques RMP et TDEM ont permis de préciser la géométrie et les propriétés hydrodynamiques des alluvions de la basse vallée du dallol Maouri et ainsi d'évaluer quantitativement le potentiel hydrique de la zone d'étude. Ainsi, nous avons estimé de l'ordre de $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{an}$ le flux environnemental contribuant au débit d'étiage du fleuve Niger. Ce débit est potentiellement utilisable pour d'autres usages, notamment agricoles.

Remerciements

Ce travail a été réalisé grâce au financement du Projet de Recherche « GroFutures », www.grofutures.org, financé par le Gouvernement du Royaume-Uni (Ref. NERC-ESRC-DFID NE/M008576/1).

Références bibliographiques

- FAO, 1970** – Etude en vue de la mise en valeur des dallol Bosso et Maouri : Synthèse hydrogéologique, rapport et graphique, *Rapport FAO, Rome, 98pp.*
- Favreau V., Nazoumou Y., Leblanc M., Guéro A., Goni I.B., 2012** – Groundwater resources increase in the Iullemeden Basin, West Africa. In *Climate Change Effects on Groundwater Resources: A Global Synthesis of Findings and Recommendations* (Pp. 113-128). CRC Press
- Fitterman D. V., Stewart, M. T., 1986** – Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51(4), 995–1005. <https://doi.org/10.1190/1.1442158>
- Legchenko A., Valla P., 2002** – A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics* 50, 3-19. [http://doi.org/S0926-9851\(02\)00127-1](http://doi.org/S0926-9851(02)00127-1)
- Nazoumou, Y., Favreau, G., Adamou, M. M., Mainassara, I., 2016** – La petite irrigation par les eaux souterraines, une solution durable contre la pauvreté et les crises alimentaires au Niger ? *Cahiers Agricultures*, 25(1). <https://doi.org/10.1051/cagri/2016005>

MESURE DU GAIN EN INFILTRATION DE DEUX TYPES D'AMENAGEMENTS DE SURFACE AU SAHEL PAR CONDUCTIVIMETRE EM38

INGATAN A.¹, VANDERVAERE J.-P.², DESCLOITRES M.², BOUZOU MOUSSA I.¹

¹ Département de Géographie, Université Abdou Moumouni (UAM), Niamey, Niger, ingatanaghali@yahoo.fr

² Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR5001, CNRS, IRD, UGA, G-INP), Grenoble, France, jean-pierre.vandervaere@univ-grenoble-alpes.fr

RESUME

Des aménagements anti-érosifs sont suivis par conductivimètre EM38 pour observer leurs effets sur l'infiltration pendant deux saisons pluvieuses. Les valeurs de conductivité électrique apparente sont transformées en stock hydrique grâce à un étalonnage par sondage neutronique. Le gain moyen de chacun des deux types d'aménagement a pu être quantifié à 2.4 pour les banquettes et 3 pour le sous-solage.

Mots clés : aménagement, conductivité électrique apparente, sonde à neutrons, infiltration

MEASUREMENT OF THE INFILTRATION INCREASE FOR TWO TYPES OF SOIL LANDSCAPING DEVICE IN THE SAHEL BY EM38 CONDUCTIVITY METER

ABSTRACT

Anti erosive landscaping devices were monitored by EM38 conductivity meter to observe their effects onto infiltration during two rainy seasons. Apparent electrical conductivity values were transformed into water storage by neutron scattering based calibration. The average gain was 2.4 for the embankments and 3 for subsoiling.

Key words: landscaping, apparent electrical conductivity, neutron scattering, infiltration

INTRODUCTION

Le Sahel est clairement identifié comme l'un des points de la planète les plus vulnérables au changement climatique en cours. Au début des années 70s, la zone sahélienne est entrée dans une phase de déficit pluviométrique qui a duré deux décennies provoquant crises alimentaires et dégradation des écosystèmes (Descroix et al., 2018). Actuellement, on assiste à une reprise des cumuls pluviométriques antérieurs avec une tendance à une fréquence accrue des événements intenses (Panthou et al., 2018) et à l'augmentation subséquente des ruissellements de surface. Face à ce risque environnemental accru, de nombreuses mesures de Conservation des Eaux et des Sols (CES) sont implémentées, notamment à travers l'action des ONG, mais sans qu'une véritable quantification de leurs effets bénéfiques supposés n'ait été mise en œuvre.

Pendant deux saisons pluvieuses (2016, 2017), sur le site de Tondi Kiboro (SW Niger), trois parcelles aménagées en banquettes, deux parcelles aménagées par sous-solage (i.e. remaniement profond du sol) (**Fig. 1**) et une parcelle témoin ont été suivies par sonde à neutrons et conductivimètre EM38, la première servant à étalonner le second pour une estimation quotidienne et cartographiée du stock hydrique.

MATERIEL ET METHODES

Chacune des six parcelles suivies, banquettes (B1, B2 et B3), sous-solage (SL1 et SL2) et parcelle témoin (T) ont été suivies par EM38 quotidiennement en 2016 et 2017 afin d'estimer et cartographier leur conductivité électrique apparente. Pour chacun des 19 événements pluvieux, on dispose ainsi d'un état initial et d'un état final. Pour celui-ci, les mesures ont été réalisées dès la disparition de toute trace

d'eau en surface du sol. Le protocole s'appuie sur des points de mesure espacés de 2m (banquettes) ou 5m (sous-solage et témoin) pour un total compris entre 84 et 189 points suivant les parcelles. Des tubes de sondage neutronique en PVC ont été implémentés jusqu'à 2m de profondeur au nombre de trois (banquettes) ou cinq (sous-solage et témoin) répartis de manière à représenter les zones les plus et les zones les moins humides, a priori. Un pluviographe permet de disposer du hétérogramme de chaque pluie.



Fig. 1 –Aménagements en banquette (gauche) et en sous-solage (droite). Tondi Kiboro (Niger)

Chaque tube d'accès neutronique a donné lieu à des comptages effectués tous les 10 cm de profondeur, ramenés à des valeurs réduites en divisant par un comptage dans un milieu standard en début et en fin de tournée. Des échantillons non remaniés ont été prélevés au voisinage des tubes, jusqu'à 90 cm de profondeur, pour établir les relations d'étalonnage permettant de transformer les comptages réduits en valeurs d'humidité volumique. Le stock hydrique est ensuite calculé par intégration verticale.

Pour alimenter les relations d'étalonnage permettant de calculer le stock hydrique d'après les valeurs conductivités électriques apparentes (en mode vertical), nous avons effectué des mesures autour des tubes d'accès neutronique suivant le "principe des quatre voisins" (**Fig. 2**). Les relations obtenues pour les différents tubes des différentes parcelles étant d'allure linéaire (**Fig. 3**), il s'est avéré possible d'obtenir des estimations de stock hydrique en chaque point de mesure EM38 pour l'ensemble des parcelles. Ces valeurs sont ensuite moyennées pour obtenir des stocks hydriques quotidiens par parcelle. Les variations de stock correspondant à chaque événement pluvieux sont ensuite calculées par différence. En évitant de travailler avec des rapports ou des différences de conductivité apparente, on ne perd pas d'information mesurée.

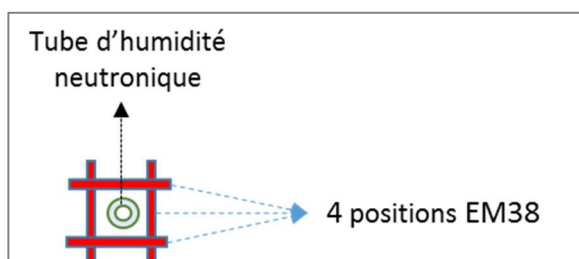


Fig. 2 –Dispositif d'étalonnage de l'EM38 selon le "principe des 4 voisins" basé sur quatre mesures effectuées autour d'un tube d'accès neutronique

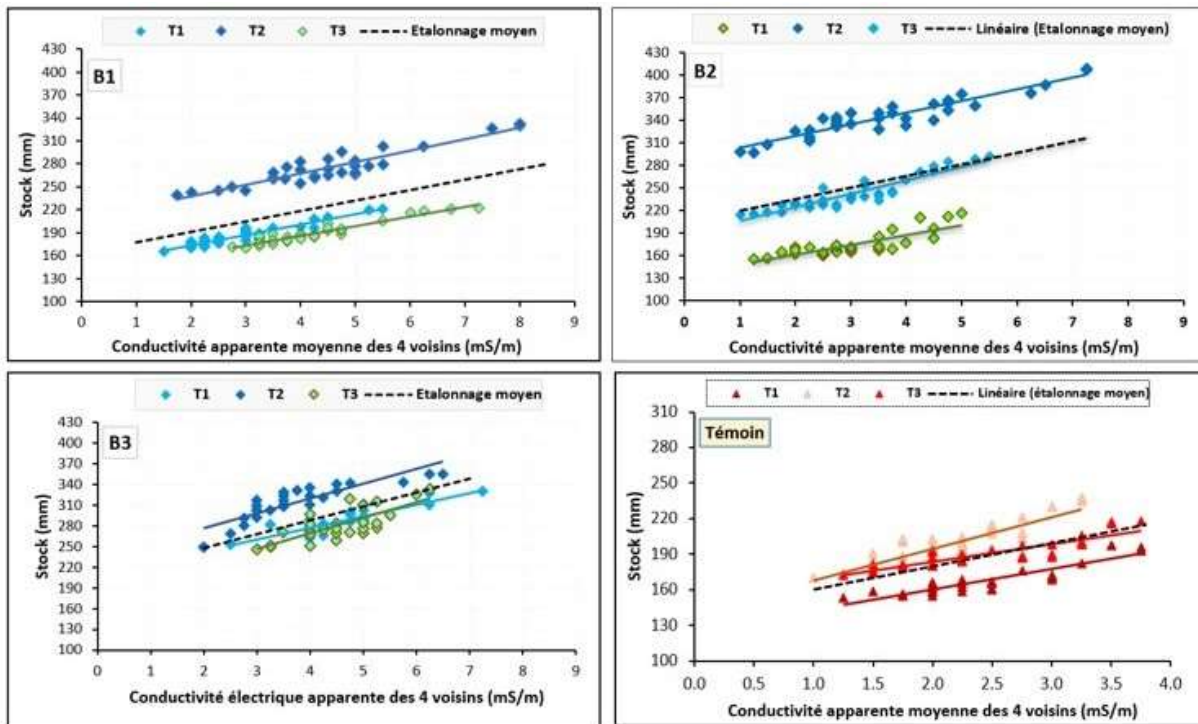


Fig. 3 – Etalonnage de l'EM38 pour les banquettes B1, B2 et B3 et la parcelle Témoin ; le stock est calculé par intégration verticale des mesures neutroniques ; un étalonnage spécifique est réalisé pour chaque tube d'accès neutronique (T1, T2 et T3)

RESULTATS ET DISCUSSION

Les cartographies de stock hydrique obtenues (**Fig. 4**) mettent clairement en évidence le bénéfice en infiltration apporté par les deux types d'aménagement par rapport au témoin (**Fig. 5**). La meilleure humidité avant événement montre que la rétention d'eau entre les pluies est également améliorée.

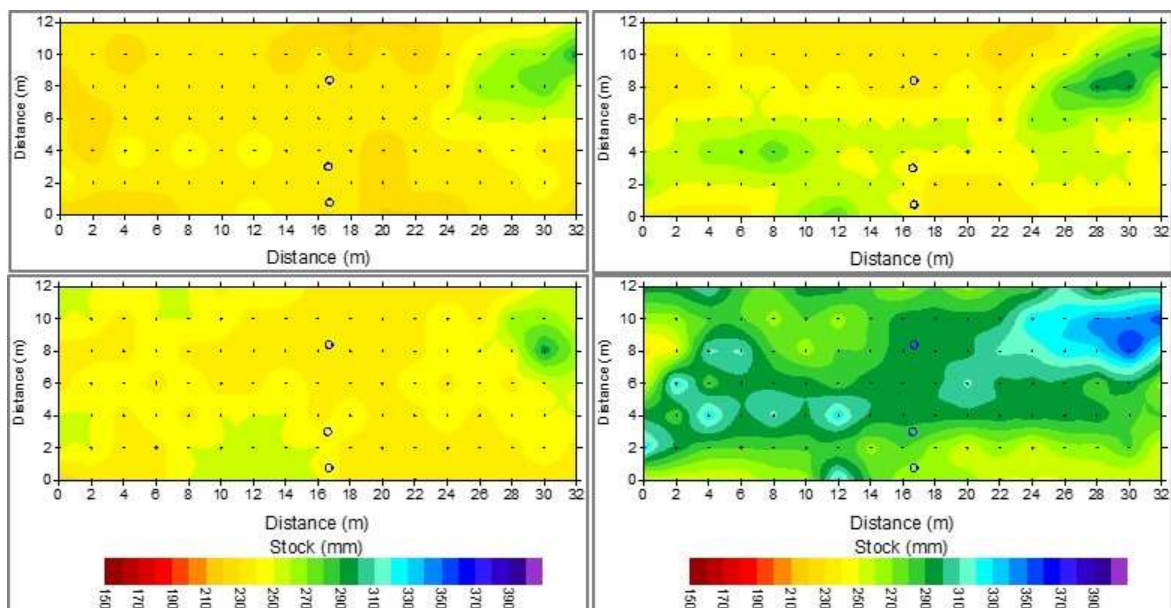


Fig. 4 – Cartes de stock hydrique mesuré par EM38 avant (à gauche) et après (à droite) des pluies de 5mm (en haut) et 67 mm (en bas) pour la banquette B2

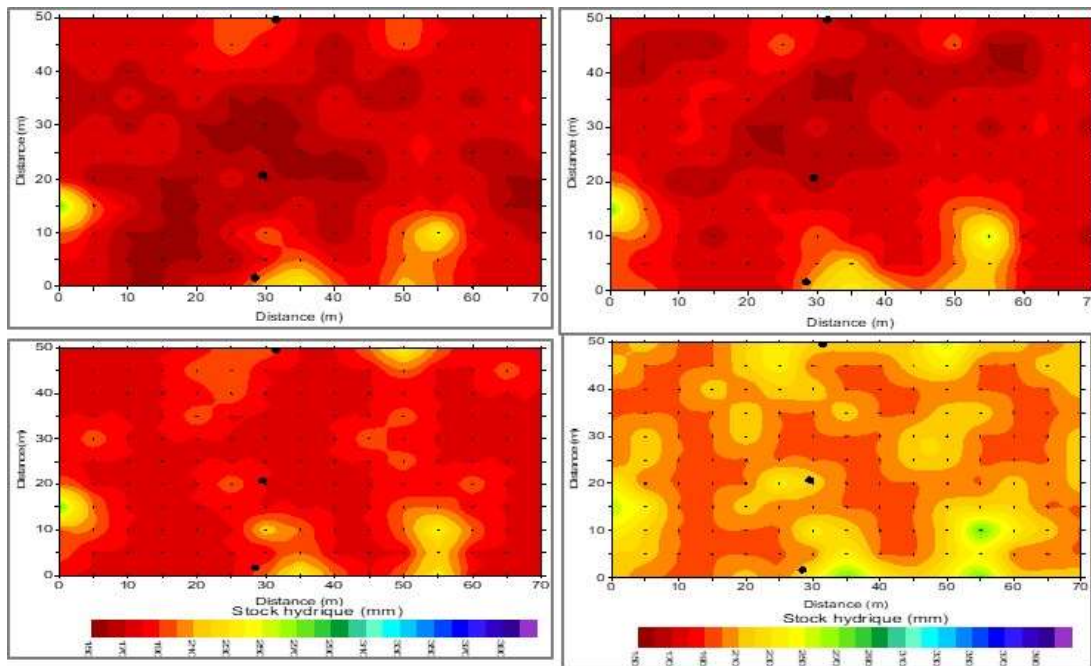


Fig. 5 –Cartes de stock hydrique mesuré par EM38 avant (à gauche) et après (à droite) des pluies de 5mm (en haut) et 67 mm (en bas) pour la parcelle Témoin

Le bénéfice des aménagements se fait également sentir en termes d'augmentation (i) de la teneur en eau du sol en surface et (ii) de la profondeur du front d'infiltration (Ingatan, 2020).

Finalement, par rapport au témoin, le stockage hydrique événementiel dans les banquettes est multiplié par un facteur 2.4, en moyenne. Pour le sous-solage, on atteint même un facteur moyen égal à 3. L'étude de ce gain en fonction du cumul pluviométrique événementiel montre que ce facteur d'efficacité augmente encore pour des pluies au-delà de 40 mm car l'infiltration dans le témoin plafonne dès les événements de 20-25 mm de cumul.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'étude menée à Tondi Kiboro sur deux saisons pluvieuses et deux types d'aménagement a montré leur efficacité en termes de stockage hydrique. L'étalonnage du conductivimètre EM38 par les sondages neutroniques permet une estimation ponctuelle du stock et des évaluations moyennes précises de sa variation événementielle. Des études similaires seraient souhaitables en zone exoréique afin de chiffrer le gain préventif en matière d'inondations, à Niamey et dans tout le Sahel.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

DESCROIX L., GUICHARD F., GRIPPA M., LAMBERT L., PANTHOU G., MAHE G., GAL L., DARDEL C., QUANTIN G., KERGOAT L., BOUAITA Y., HIERNAUX P., VISCHEL T., PELLARIN T., FATY B., MALAM ABDOU M., MAMADOU I., VANDERVAERE J.-P., DIONGUE-NIANG A., NDIAYE O., SANE Y., DACOSTA H., GOSSET M., CASSE C., SULTAN B., BARRY A., AMOGU O., NKA NNOMO B., BARRY A., PATUREL E., 2018 – Evolution of surface hydrology in the Sahelo-Sudanian strip: An updated review. *Water*, 37 p.

INGATAN A., 2020 – Evaluation de l'efficacité d'ouvrages antiérosifs sur la rétention d'eau et l'hydrologie des bassins versants du Sud-Ouest du Niger : cas des banquettes et du sous-solage. *Thèse de Doctorat de l'Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger*, 290 p.

PANTHOU G., LEBEL T., VISCHEL T., QUANTIN G., SANE Y., BA A., NDIAYE O., DIONGUE-NIANG A., DIOPKANE, M., 2018 – Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: The sahelian case. *Envir. Res. Letters*, 13 (6), 9 p.

ESTIMATION DE LA VULNERABILITE DES AQUIFERES PEU PROFONDS A CU-CHI (NORD D'HO CHI MINH VILLE, VIETNAM) PAR SONDAGES ELECTROMAGNETIQUES TEMPORELS

QUOC THANH TRUONG^{1,2,3}, TAN PHONG NGO^{1,2}, MARC DESCLOITRES^{1,3}, ANH TU TRAN^{1,2}, ANATOLY LEGCHENKO^{1,3}, SARAH TWEED^{1,4}, CHRISTINE BADUEL^{1,3}, JULIEN NEMERY^{1,3}

¹ Joint International Laboratory LECZ-CARE, Ho Chi Minh University of Technology (HCMUT), Vietnam

² Faculty of Geology and Petroleum Engineering, HCMUT, Vietnam.

³ IGE, Institut des Géosciences de l'Environnement, Université Grenoble-Alpes, France

⁴ Laboratoire G-Eau, Université de Montpellier, France

RESUME

Les captages d'eau souterraine pour les besoins domestiques et agricoles de Ho Chi Minh Ville (HCMV) reposent en partie sur des aquifères peu profonds (0-100 m) qui seraient séparés par des couches d'argile interstratifiées. Leur continuité latérale a été étudiée à l'aide de 78 sondages électromagnétiques dans le domaine temporel (Time Domain Electromagnetism) à dispositif coïncident dans une zone représentative. Les résultats montrent que les couches argileuses de surface et les couches profondes (30 à 80 m) ne sont pas interconnectées, ce qui rend les aquifères vulnérables à l'infiltration de polluants. L'analyse préliminaire des isotopes confirme le rôle important des couches d'argile dans les processus de recharge.

Mots clés: vulnérabilité des ressources en eaux souterraines, TDEM, Ho Chi Minh Ville, Vietnam

ESTIMATION OF SHALLOW AQUIFERS VULNERABILITY AT CU-CHI, NORTH OF HO CHI MINH CITY, USING TIME DOMAIN ELECTROMAGNETIC SOUNDINGS

ABSTRACT

Groundwater uptakes for Ho Chi Minh City (HCMC) domestic and agriculture rely partly on shallow (0-100m) aquifers that are thought to be separated by inter-stratifying clay layers. Their lateral continuity has been investigated using 78 coincident-loop Time Domain Electromagnetism (TDEM) soundings in a typical area. The results show the discontinuity of surface and deeper (30-80m deep) clayey layers, rendering shallow aquifers vulnerable to infiltration of pollutants. Preliminary isotope analysis confirms the important role of clay layers in recharge processes.

Key words: groundwater resource vulnerability, TDEM, Ho Chi Minh City, Vietnam

INTRODUCTION

Les captages d'eau souterraine pour les besoins domestiques et agricoles de Ho Chi Minh Ville (HCMC) reposent sur des aquifères peu profonds (0-100m) et plus profonds (100-300m). Nguyen (2016) estime que le prélèvement total par 200 000 forages atteint une capacité d'extraction de plus d'un million de m³/jour. Les aquifères sont a priori séparés par des couches argileuses interstratifiées rencontrées dans les forages. Mais il n'y a pas de preuve évidente de leur continuité latérale, ni de leur présence en surface ce qui crée une possible vulnérabilité aux polluants. Des études sont donc nécessaires pour connaître la géométrie et la lithologie des aquifères (toits et murs, épaisseur et étendue de l'unité hydro-stratigraphique). En outre, il n'existe pas d'informations disponibles sur la contribution de l'aquifère superficiel, potentiellement pollué, à la rivière Saigon, et inversement. Ces lacunes reflètent un manque d'informations sur les ressources en eaux souterraines et les processus de recharge qui y sont liés. En particulier, les questions suivantes se posent : quels sont les risques liés aux principales zones de recharge ? sont-elles vulnérables à la pollution ? Comment les relations fleuve-aquifère et aquifère-aquifère affectent-elles la vulnérabilité des ressources en eau ? La zone d'étude choisie a une altitude moyenne supérieure à +10 m. Elle est censée être une future « zone refuge » pour la population en 2050 en raison de la probable migration de la population des zones de faible altitude touchées par la subsidence et l'élévation du niveau de la mer. Cette zone est représentative de la diversité de l'occupation des sols (figure 1). On y trouve le parc industriel de Ben

Cat pouvant rejeter des polluants. On constate aussi l'utilisation d'intrants agricoles dans les rizières, les cultures maraîchères, les plantations d'hévéas, et enfin les élevages de bétail pouvant relâcher des antibiotiques. Ces polluants peuvent menacer la qualité de la ressource en eau souterraine superficielle, très utilisée notamment en saison sèche (5 mois/an) pour les différents besoins.

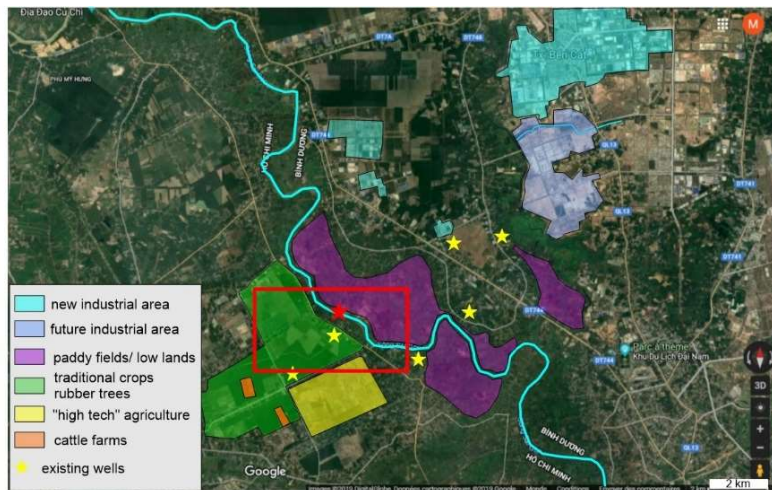


Fig. 1 – Occupation des sols dans la zone d'étude de Cu-Chi, à 40 km au nord d'Ho Chi Minh City



MATERIEL ET METHODES

La géologie de la région est composée d'une alternance de dépôts de sable, de limon et d'argile. Les couches argileuses jouent un rôle important dans les processus de flux des eaux souterraines. Notre étude utilise la méthode géophysique de sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) bien adaptée à l'étude de la faible résistivité (< 10-40 ohm.m) de couches argileuses pour en déduire une carte et des coupes transversales d'une zone test de 10 km². Soixante-dix-huit sondages TDEM (figure 2) utilisant un appareil TEMFAST-48-PC ont été réalisés en configuration de boucles coïncidentes de 50x50m², mais aussi sur certains sites avec dispositifs de 25x25m² et 100x100m² pour évaluer et sélectionner la taille de boucle appropriée pour l'étude des aquifères superficiels les plus vulnérables jusqu'à une profondeur de 50 à 100 m. Pour éviter les interférences nous avons réalisé les sondages à au moins 50 m des lignes électriques. Les données sont interprétées avec le logiciel TEM-RES (<http://www.aemr.net/>) pour obtenir le modèle 1D le mieux adapté aux données. À certains endroits, une comparaison avec des diagraphies a été effectuée. Quatre forages de 110 mm de diamètre, désignés par BH1 (profondeur 50 m), BH2 (12 m), BH3 (16 m) et BH4 (50 m) sur la figure 2, ont été forés pour la description du sol et les diagraphies gamma. Deux forages (GW2 et GWcc3) ont été réalisés pour une analyse isotopique préliminaire (d18O).

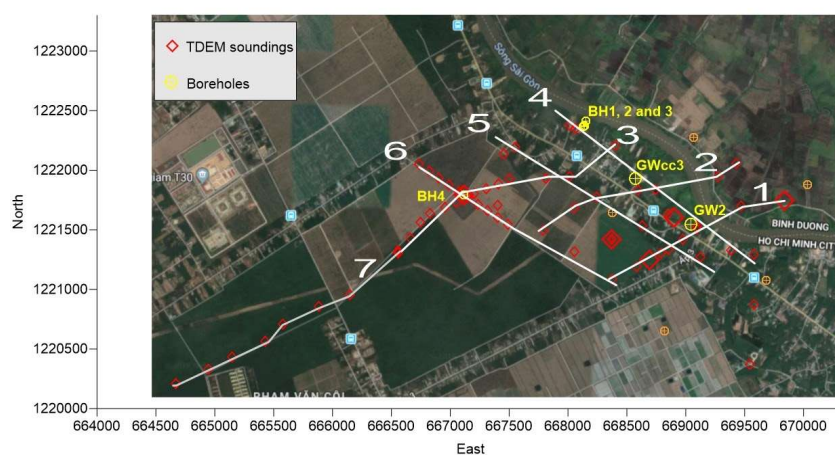


Fig. 2 – Localisation des sondages TDEM réalisés à Cu-Chi. Les losanges ont une taille proportionnelle à la taille de la boucle d'émission - réception. Les principaux profils sont indiqués en traits blancs.

RESULTATS ET DISCUSSION

La figure 3 présente l'interprétation des sondages TDEM et la comparaison avec le forage BH4. L'interprétation montre un terrain conducteur entre 32-36 et 48-50 m de profondeur, en correspondance avec les argiles détectées par diagraphie gamma ray. La couche de sable entre 42 et 46 m n'est pas détectée par TDEM. Pour la boucle 25x25 m², selon que l'on prenne en compte les données entre 6 et 15 μ s ou non, le modèle fait apparaître un terrain conducteur (40 ohm.m) entre 0 et 4 m de profondeur, ou fait décroître la résistivité du premier terrain de 500 à 160 ohm.m, respectivement. Ce terrain conducteur de surface n'est pas perceptible dans les données des plus grandes boucles, alors qu'il devrait l'être, et une prospection avec un appareil EM34 confirme l'absence d'argile franches en surface. Il pourrait donc s'agir d'une distorsion instrumentale.

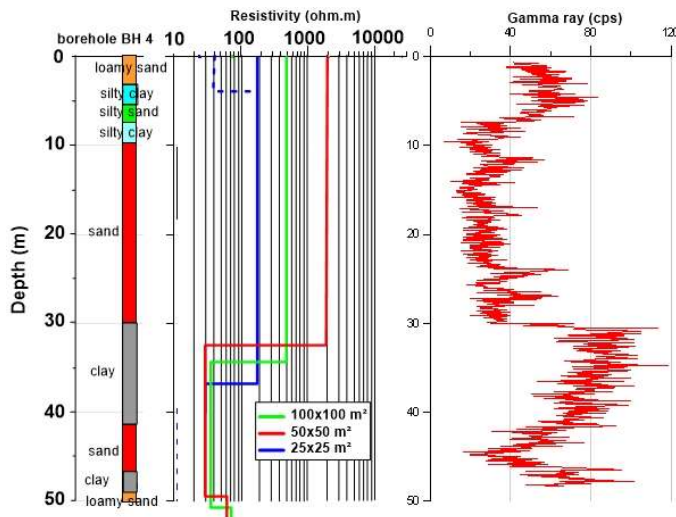


Fig. 3 - Interprétation du sondage TDEM situé au droit du forage BH4 (figure 2) et comparaison avec la diagraphie gamma ray.

Évaluation de la connectivité des couches d'argile à l'aide de cartes et de coupes transversales TDEM

La figure 4 présente un exemple des résultats obtenus. La carte à 30 m de profondeur fait apparaître la couche d'argile seulement au sud-ouest de la zone. Celle-ci devient discontinue à 40 m. Le profil 7 montre a) l'absence de couche d'argile en surface, b) des discontinuités latérales des couches d'argiles en profondeur et c) de possibles connections entre la rivière Saigon et les aquifères.

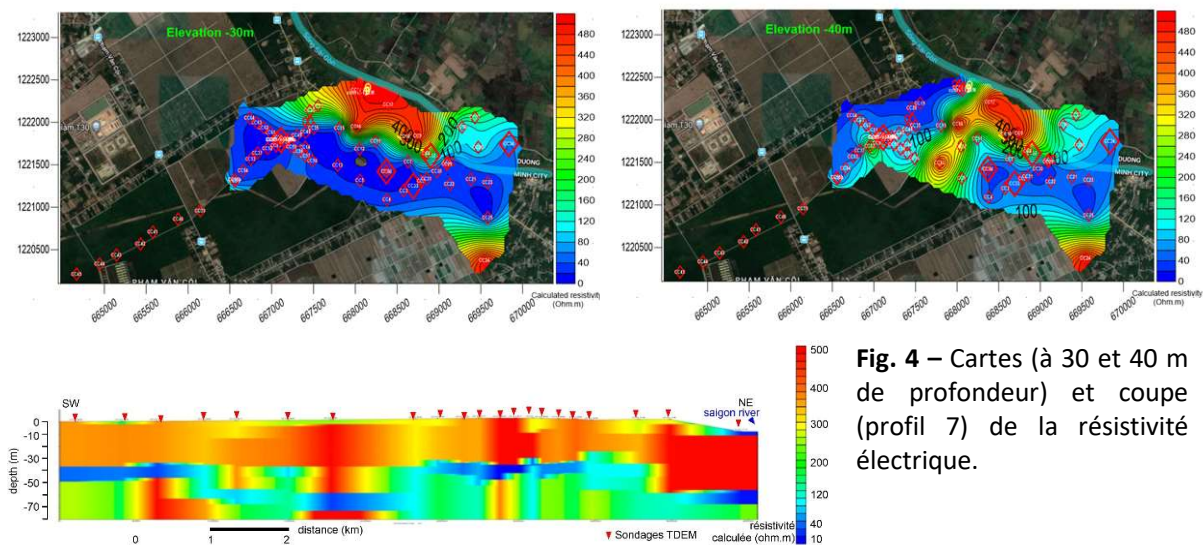


Fig. 4 – Cartes (à 30 et 40 m de profondeur) et coupe (profil 7) de la résistivité électrique.

Comparaison avec les premières mesures isotopiques

La figure 5 présente une première comparaison entre les résultats des analyses d'isotope $\delta^{18}O$ avec le profil TDEM n°4 situé parallèlement à la rivière (cf. Figure 2). Les diagrammes en boîtes à

moustaches de $\delta^{18}\text{O}$ pour les données sur les eaux souterraines pendant la saison humide (en utilisant des valeurs non fractionnées en raison de l'évaporation) illustrent les variations spatiales des processus de recharge probablement dues aux discontinuités de l'argile. En effet, au droit du forage GW3, la recharge est plus importante qu'au droit du forage GW2. Les interprétations TDEM montrent des couches argileuses nettement plus épaisses à GW2, retardant probablement la percolation des eaux pluviales durant la saison des pluies. Des analyses de datation (non montrées ici) des eaux montrent à contrario des eaux qui seraient plus anciennes à GW3, ce qui viendrait contredire cette première analyse. Des analyses sont en cours pour mieux comprendre les processus dans cette zone complexe.

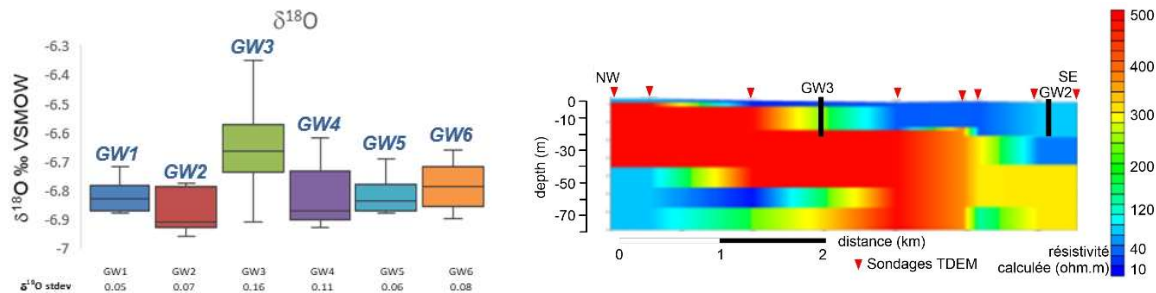


Fig. 5 – Comparaison des premières données isotopiques avec les données TDEM du profil 4

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les levés électromagnétiques TDEM nous permettent d'identifier d'épaisses couches argileuses entre 0 et 80 m de profondeur, séparant les aquifères. Mais ces couches argileuses ne sont pas connectées entre elles et aucune couche massive d'argile n'est observée à la surface. Les aquifères peu profonds sont donc très vulnérables à la pollution. C'est un résultat majeur pour l'avenir, car il s'agira d'alerter les hydrogéologues sur la complexité des connections possibles des aquifères superficiels dans cette zone, qui sera probablement une zone « refuge » lors de la montée du niveau de la mer, inéluctable en 2050. Certains résultats isotopiques restent à ce stade de l'étude en contradiction pour expliquer les processus de recharge, qui semblent complexes dans cette zone. Les prochaines étapes consisteront à a) étendre l'étude géophysique pour savoir si la répartition des argiles répond à une logique géomorphologique, b) identifier les principales sources de polluants, c) sélectionner des sites de prélèvement dans les aquifères sableux pour l'échantillonnage des eaux souterraines, d) réaliser des analyses isotopiques complémentaires. Les résultats de l'interprétation TDEM indiquent qu'il pourrait y avoir une interaction entre la rivière et les eaux souterraines au nord-est de la zone.

Remerciements

Cette étude a été financée par différentes sources : Le Laboratoire Mixte International LECZ-CARE, l'ambassade de France au Vietnam, le laboratoire CARE et la faculté de géologie (GEOPET) de l'Université Technologique d'Ho Chi Minh (HCMUT), le laboratoire IGE. Pour les études isotopiques : le projet IAEA CRP, l'UMR G-eau et l'UMR EMMAH. La thèse de Thanh Quoc Truong (Université Grenoble-Alpes) est financée par l'IRD (programme ARTS). This research is also partly funded by HoChiMinh City University of Technology – VNU – HCM under grant number Tc-ĐCDK-2019-02.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

NGUYEN, Q., T., 2016 – The Main Causes of Land Subsidence in Ho Chi Minh City. *Sustainable Development of Civil, Urban and Transportation Engineering Conference. Procedia Engineering 142*, pp 334 – 341. DOI: 10.1016/J.PROENG.2016.02.058.

ESTIMATION DES COUPLAGES POTENTIELS DE LA CHAÎNE DE TRANSMISSION EN TDEM POUR L'INTERPRÉTATION DES TEMPS COURTS

FINCO C.¹, REJIBA F.¹, SCHAMPER C.², CAVALCANTE FRAGA L.H.³

¹ Université de Rouen Normandie, UMR CNRS 6143 M2C, Mont-Saint-Aignan, France
cecile.finco@univ-rouen.fr

² Sorbonne Université, UMR SU CNRS EPHE 7619 METIS, Paris, France

³ Envisol, Rouen, France

RESUME

L'interprétation des temps courts de la courbe de décroissance acquise lors d'un sondage par la méthode géophysique électromagnétique dans le domaine temporel est cruciale pour la caractérisation de la première dizaine de mètres du sous-sol. Cette partie de la courbe est cependant très souvent déformée par la réponse du système d'acquisition sur lui-même. L'objectif est ici d'estimer au mieux cette réponse, en considérant toutes les sources de couplages potentiels et notamment les interactions avec le sol, afin de pouvoir la filtrer tout en gardant l'information issue des premiers mètres de sol.

Mots clés : méthode électromagnétique, étude numérique, inversion

ESTIMATING THE TRANSMISSION LINK POTENTIAL COUPLINGS IN TDEM TO IMPROVE THE EARLY TIME SOUNDING INTERPRETATION

ABSTRACT

The interpretation of the early times of a time domain electromagnetic sounding is crucial to characterise the first 10 meters of the subsurface. This part of the curve is however often distorted by the acquisition system self-response. The objective here is to estimate as best as possible this response, considering all potential sources of coupling and in particular interactions with the ground, in order to filter it without removing the information from the first few meters of the ground.

Keywords: transient electromagnetic method, numerical study, inversion

INTRODUCTION

Les développements récents d'appareils de mesures par la méthode géophysique électromagnétique dans le domaine temporel (TDEM) à petites boucles tels que le tTEM (AUKEN et al., 2018) accompagnent le développement de l'utilisation de la méthode pour l'étude de la très proche surface. Ces appareils tractés permettent l'établissement de cartes de résistivité électrique sur des surfaces importantes (1 km²/jour). Grâce aux petites boucles de ces appareils, la coupure du courant est plus rapide et permet la mesure et l'interprétation du signal à des temps plus courts de l'ordre de quelques μ s. La caractérisation de la variabilité des premiers mètres du sous-sol est donc possible et intéressante pour de nombreuses applications telles que des études environnementales, archéologiques ou géotechniques, lorsqu'on s'intéresse en particulier à des terrains conducteurs (0.1 à 300 Ω .m).

Cependant la courbe de décroissance mesurée est souvent déformée aux temps courts principalement à cause de la réponse du système d'acquisition sur lui-même. Ces courants sont liés aux boucles d'émission (Tx) et de réception (Rx) elles-mêmes, mais aussi aux interactions entre les boucles et avec le sous-sol. Un moyen existant pour retirer ces courants parasites est d'appliquer un filtre passe-bas connu soit directement pendant l'acquisition soit pendant l'inversion des sondages TDEM (EFFERSØ et al, 1999 ; NYBOE et SØRENSEN, 2012). La fréquence de coupure de ce filtre est fixée pour toujours être plus basse que celle de la réponse du système qui peut varier en fonction du sous-sol prospecté. Par voie de conséquence, ce filtre passe-bas élimine dans certaines conditions une partie de la réponse de la très proche surface. Il s'agit donc ici d'estimer le plus précisément possible cette réponse afin de pouvoir appliquer un filtre spécifique lors de l'inversion, sans l'application d'un filtrage à la fréquence

définie en amont, afin d'exploiter au maximum les temps courts et améliorer la caractérisation des premiers mètres du sous-sol.

La méthode de simulation 3D par différences finies dans le domaine temporel (FDTD) permet une estimation des tensions de la plupart des sources de couplage potentielles. Ces simulations demandent cependant une puissance de calcul importante pour la discrétisation notamment des câbles et connexions, ainsi que la variabilité du sous-sol.

Dans cette étude, nous présentons la méthode de simulation 3D FDTD par de premiers résultats à l'air libre puis sur un sous-sol homogène. Enfin, les résultats de ces simulations seront utilisés pour l'inversion de sondages acquis avec un prototype d'appareil TDEM à petites boucles destiné à des acquisitions en configurations centrale et offset pour l'interprétation multi-paramètres (FINCO, 2019).

METHODE

La méthode de simulation utilisée ici résout les équations de Maxwell par un schéma de différences finies explicite dans le domaine temporel. La discrétisation spatiale du problème permet de considérer des géométries d'acquisition complexes et variées. Dans chaque cellule, les propriétés électromagnétiques attribuées sont homogènes, ainsi plus la discrétisation est fine et meilleure est la description de la géométrie en particulier ici puisque les objets décrits ici sont des câbles de 1 ou 2 mm de diamètre.

L'algorithme utilisé par le logiciel EMPIRE (IMST), avec lequel les simulations présentées ici ont été réalisées, est celui décrit par YEE (1966). Les champs magnétiques et électriques inconnus sont positionnés dans chaque cellule de manière à ce que chaque composante du champ magnétique soit entourée par quatre nœuds (soit deux composantes perpendiculaires) du champ électrique et inversement.

La géométrie choisie pour ces modélisations est celle d'un prototype muni d'une Tx de 5x5 m² et d'une Rx de 0,50x0,50 m² de 20 spires espacées de 1 cm (**Fig. 1a**). Les résultats des simulations seront ainsi utilisés pour l'inversion de données de terrain acquises avec ce prototype à Garchy (Nièvre).

La source de courant utilisée pour ces simulations est une gaussienne (**Fig. 1b**) plutôt qu'une source TDEM classique en escalier. En effet, l'objectif est de déterminer les propriétés de filtrage du système d'acquisition et non de reproduire un sondage TDEM complet. L'utilisation de la gaussienne permet d'étudier la réponse propre du système pour des fréquences correspondants aux premières μ s de la courbe de décroissance.

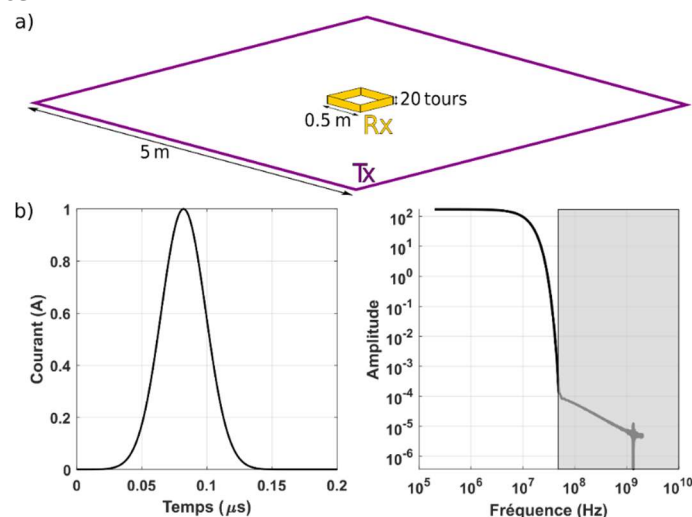


Fig. 1 – a. Géométrie d'acquisition utilisée pour les simulations (Tx de 5x5 m² et Rx de 0,5x0,5 m² et 20 spires) b. Source de courant dans les domaines temporel et fréquentiel. La zone grisée correspond aux fréquences où le niveau de signal est trop faible pour interpréter la réponse dans les boucles.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les premières simulations ont été menées à l'air libre c'est-à-dire en ne modélisant que les boucles dans l'air. Cela permet de déterminer les caractéristiques intrinsèques du système d'acquisition, et de comparer les résultats obtenus par cette méthode avec des résultats de simulations où les boucles sont modélisées par des circuits RLC équivalents (KAMENETSKY et OELSNER, 2000).

Un demi-espace homogène a ensuite été ajouté sous les boucles afin de simuler les interactions entre le système d'acquisition et le sol. La gamme de valeurs de résistivité testées va de 20 à 2000 Ωm (Fig. 2). Ces simulations indiquent que la présence du sol a une influence non négligeable sur le filtre de la boucle de réception mais que la valeur de la résistivité en a peu.

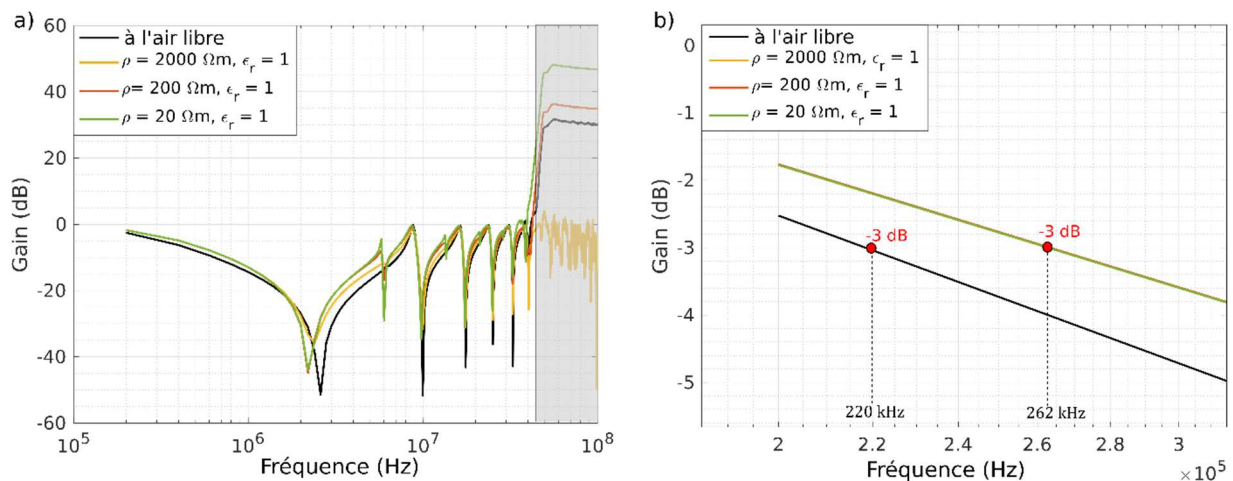


Fig. 2 – a. Résultats des simulations 3D FDTD pour le système d'acquisition posé sur un demi-espace homogène de résistivité variant entre 20 et 2000 Ωm b. Zoom sur les plus basses fréquences. Les points de gain -3 dB correspondent à la fréquence de coupure du filtre passe-bas associé.

Ces résultats ont permis d'ajuster un filtre Butterworth passe-bas du premier ordre avec une fréquence de coupure de 260 kHz utilisé lors de l'inversion du sondage acquis avec le prototype.

Ce sondage (Fig. 3a) présente une déformation très importante des temps courts, très certainement causée par une géométrie de la Rx qui aurait pu être plus performante (bobinage en nid d'abeilles par exemple). L'application du filtre passe-bas Butterworth au cours de l'inversion a permis de reproduire cette déformation et d'améliorer significativement l'inversion de ce sondage en gardant ces premières mesures. Le résidu normalisé reste élevé à 3,5, mais on retrouve un résultat d'inversion similaire à celui obtenu avec un autre appareil, le TEMFAST (AEMR), au même endroit avec un dispositif coïncident et une boucle de $25 \times 25 \text{ m}^2$ (Fig. 3b).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ces premières simulations résolvant en 3D les équations de Maxwell par un schéma de modélisation FDTD explicite ont l'avantage de permettre une prise de compte de la géométrie complexe du système d'acquisition et pas seulement de paramètres équivalents, ainsi que l'influence des interactions avec le sol dans la réponse propre du système. La difficulté majeure de cette méthode est le temps de simulation important.

De futures simulations permettront de considérer également l'influence d'autres propriétés électromagnétiques en particulier la permittivité diélectrique qui pourrait avoir une influence aux plus hautes fréquences. Des variations latérales abruptes des propriétés du sous-sol constituent également un aspect à explorer.

Enfin, ces simulations ont permis ici d'améliorer l'inversion d'un sondage existant, mais il sera intéressant de les mettre à profit pour le design d'un système d'acquisition optimal.

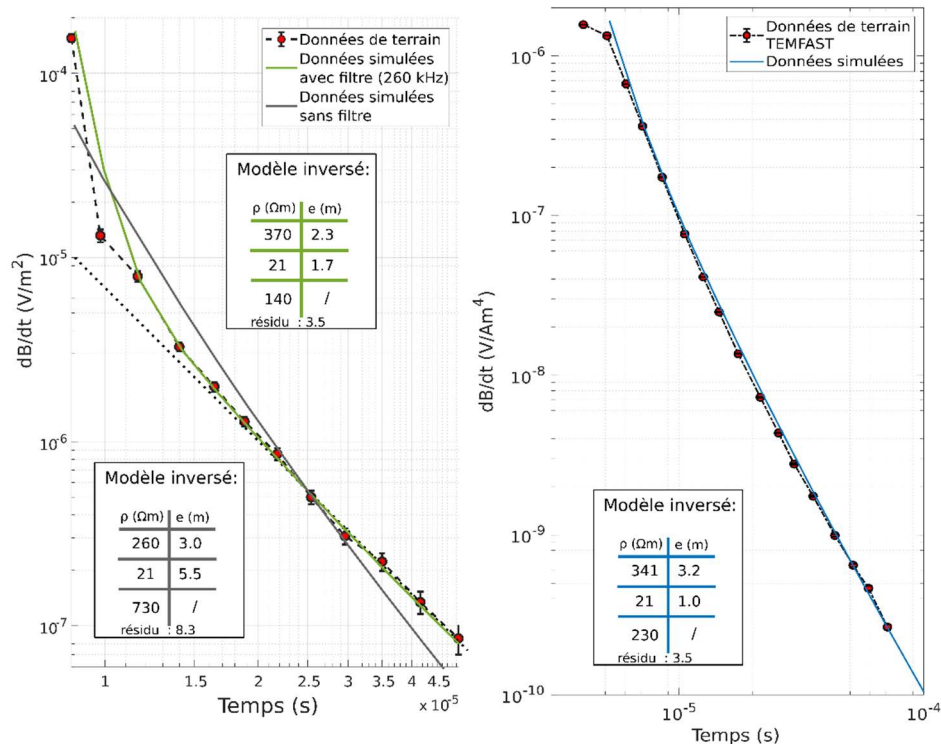


Fig. 3 – a. Sondage TDEM acquis à Garchy et résultats de l'inversion avec et sans l'utilisation d'un filtre passe-bas ajusté sur les simulations 3D FDTD b. Résultat d'inversion d'un sondage acquis avec le TEMFAST (AEMR) au même endroit

Remerciements

Ce travail a bénéficié des moyens de calcul du mésocentre CRIANN (Centre Régional Informatique et d'Applications Numériques de Normandie)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- YEE K., 1966** – Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, 14(3), 302–307.
- EFFERSØ F., AUKEN E., SØRENSEN, K., 1999** – Inversion of band-limited TEM responses. *Geophysical Prospecting*, 47(4), 551–564.
- KAMENETSKY, F., OELSNER, C., 2000** – Distortions of EM transients in coincident loops at short time-delays. *Geophysical Prospecting*, 48(6), 983–993.
- NYBOE N. S., SØRENSEN, K., 2012** – Noise reduction in TEM: Presenting a bandwidth- and sensitivity-optimized parallel recording setup and methods for adaptive synchronous detection. *Geophysics*, 77(3), 203–212.
- AUKEN E., FOGED N., LARSEN J. J., LASSEN K. V. T., MAURYA P. K., DATH S. M., EISKJÆR T. T., 2018** – tTEM—A towed transient electromagnetic system for detailed 3D imaging of the top 70 m of the subsurface. *Geophysics*, 84(1), 13–22.
- FINCO C., 2019** – Étude de l'impact simultané des propriétés électriques, diélectriques et magnétiques du sous-sol sur la mesure géophysique par méthode électromagnétique inductive dans le domaine temporel (TDEM). *Thèse de doctorat, Sorbonne Université, Paris*. 128p.

APPORT DES METHODES ERT, TDEM ET RMP POUR EVALUER LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AU DEBIT DU FLEUVE NIGER DANS LA REGION DE NIAMEY

HAMA GARBA O.K.^{1,2}, BOUCHER M.^{2,3}, NAZOU MOU Y.¹, FAVREAU G.^{2,3}, WUBDA M.⁴, DESCLOITRES M.², LEGCHENKO A.², MAINA F. Z.⁵

¹ Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences & Techniques, Département de Géologie, Niamey, Niger, kaltoum.hama@gmail.com, nazoumou@gmail.com

² Univ. Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, IGE, Grenoble, France, marie.boucher@ird.fr

³ IRD, Niamey, Niger, Guillaume.Favreau@ird.fr

⁴ IRD, Cotonou, Bénin

⁵ NASA Goddard Space Flight Center, Hydrological Sciences Laboratory, Greenbelt, Maryland, USA

RESUME

Dans la partie nigérienne du fleuve Niger, les échanges surface-souterrain ne sont pas pris en compte dans les modélisations des crues ou des étiages par manque de connaissance sur les flux impliqués. Pour caractériser et quantifier les flux surface-souterrain, une série de mesures géophysiques non-invasifs par ERT, TDEM et RMP, complétées par des mesures hydrologiques ont été réalisés sur trois sites représentatifs de la diversité des contacts fleuve-aquifère. Les résultats montrent que la circulation de l'eau se produit de l'aquifères vers le fleuve à large échelle (1-10 km), mais peut se révéler inverse, du fleuve vers le souterrain, à plus fine échelle (< 100m). Le flux souterrain provenant des alluvions d'un petit affluent a été estimé à 1,4 m³/h. Ces résultats contribuent à une meilleure gestion intégrée des ressources en eau et des risques saisonniers de pénuries / inondations.

Mots clés : Flux d'eau surface-souterrain, géophysique, Fleuve Niger, transition géologique, semi-aride.

CONTRIBUTION OF THE ERT, TDEM AND MRS METHODS TO ASSESS THE INFLUENCE OF GROUNDWATER TO THE FLOW OF THE RIVER NIGER IN THE NIAMEY AREA

ABSTRACT

In most parts of the Niger River basin in Niger country, the surface water – groundwater flows are not considered in the modelling of the floods and the droughts water because of a lack of knowledge on fluxes and processes. A set of non-invasive geophysical measurements by ERT, TDEM, MRS, completed by hydrological measurements were carried out on three sites that represents the diversity of river-aquifer contacts. The results show that the flow of water is from the aquifer to the river at large scale (1-10 km) but can becomes inverse, from the river to the aquifer, at finer scale (< 100 m). The groundwater fluxes from alluviums of a small affluent was estimated at 1.4 m³/h. These results contribute to a better integrated management of water resources and seasonal risk of shortage an water / floods.

Key words: surface water-groundwater flux, geophysics, Niger River, geological transition, semi-arid.

INTRODUCTION

Dans un contexte de forte croissance démographique et d'intensification des extrêmes pluviométriques, nous assistons depuis plusieurs années à Niamey (capitale du Niger), d'une part, à l'augmentation de la crue locale du fleuve Niger en saison pluvieuse (Amani & Nguetora, 2002) et d'autre part à la diminution des débits d'étiage en fin de saison sèche (e.g 2018). Le barrage de Kandadji pour 2025 (fig. 1) permettra de réguler pour partie le débit du fleuve qui atteint 2000 m³/s en période des hautes eaux (décembre – février) et qui chute en dessous de 20 m³/s pendant l'étiage (mai-juin). Pour mieux prévoir les débits du fleuve, nous avons cherché à quantifier les échanges d'eau entre le fleuve et les aquifères alentours. La situation dans la région de Niamey (Fig. 1) est complexe du fait de la géologie (fleuve qui entaille les formations en bordure d'un grand bassin sédimentaire pour atteindre le socle) et du climat semi-aride (zone de transition exoréique-endoréique). Pour évaluer les flux surface-souterrain, il est primordial de caractériser les différents compartiments

aquifères. Pour cela, une étude hydro-géophysique a été réalisées sur trois sites représentatif des types de contacts fleuve aquifère (Tab 1).

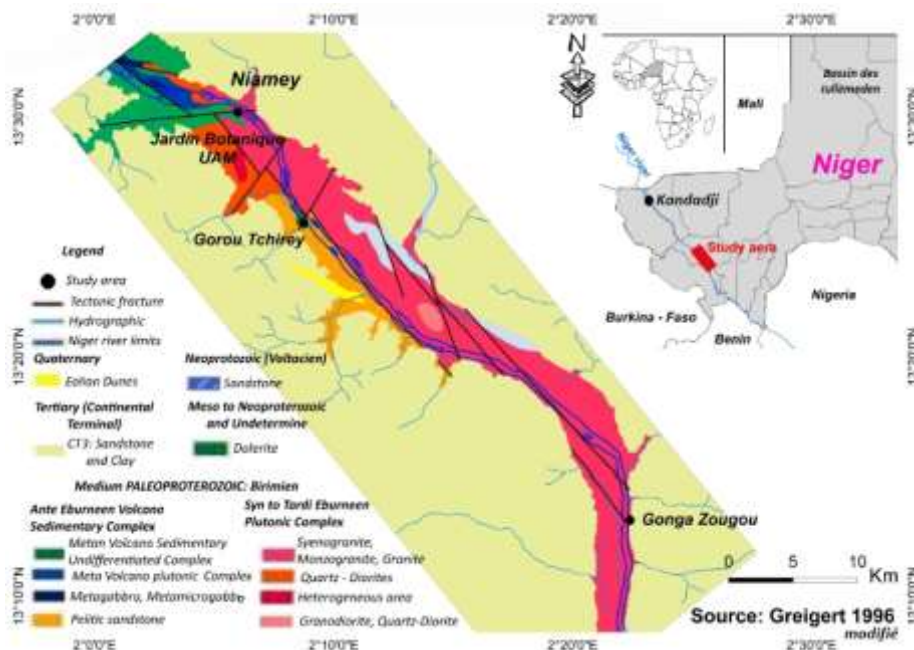


Fig. 1 - Localisation de la zone d'étude et carte géologique de la zone d'étude

Site	Contexte géologique	Nombre de mesures			
		TDEM	ERT	RMP	Piézomètres
Niamey	Socle et alluvions du fleuve	14	1	-	2
Gorou Tchirey	Alluvions sableuses d'un affluent	11	-	3	2
Gonga Zougou	Grès du Continental Terminal	7	1	2	1

Tab. 1 – Les caractéristiques des sites d'étude et liste des mesures effectuées.

MATERIEL ET METHODES

Les méthodes géophysiques utilisées dans notre étude sont (1) les sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP) pour estimer la perméabilité et la teneur en eau des aquifères, (2) les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) et la tomographie de résistivité électrique (ERT) pour préciser les géométries de ces aquifères. Les sondages RMP ont été réalisés avec les équipements Numis^{plus} et Numis^{Auto} et des boucles en forme de huit-carré de 50 × 50 m ou 75 × 75 m. Les données ont été inversées par le logiciel SAMOVAR_V11.6 (Legchenko et al., 2002). Les sondages TDEM ont été effectués avec un dispositif coïncident de 50 × 50 m ou 25 × 25 m avec l'équipement TEM FAST 48HPC. Les données ont été inversées avec le logiciel TEMRES (Fitterman et al., 1984). Les panneaux ERT ont été réalisés avec l'équipement Syscal Pro comportant 72 électrodes, en dispositif Wenner-Alpha et Beta avec un espacement inter électrode de 2 m (Niamey) et 3 m (Gonga Zougou). Les données ont été inversées en utilisant le logiciel RES2DINV. Au total, 39 mesures géophysiques ont été réalisés (Tab. 1). Une analyse géologique basé sur une vingtaine de coupes de forages a permis de compléter cette étude.

Parallèlement, des suivis piézométriques ont été entrepris : les forages et puits existant ont été nivelés, un piézomètre a été foré sur le site de Gourou Tchirey, les mesures des niveaux d'eau enregistrés par des sondes depuis 2014 sur le site de Niamey ont été traitées, et des suivis quotidiens à la sonde lumineuse portable sur les autres sites ont été initiés en juin 2020. Les mesures piézométriques ont été comparées avec les chroniques limnimétriques du fleuve Niger.

RESULTATS ET DISCUSSION

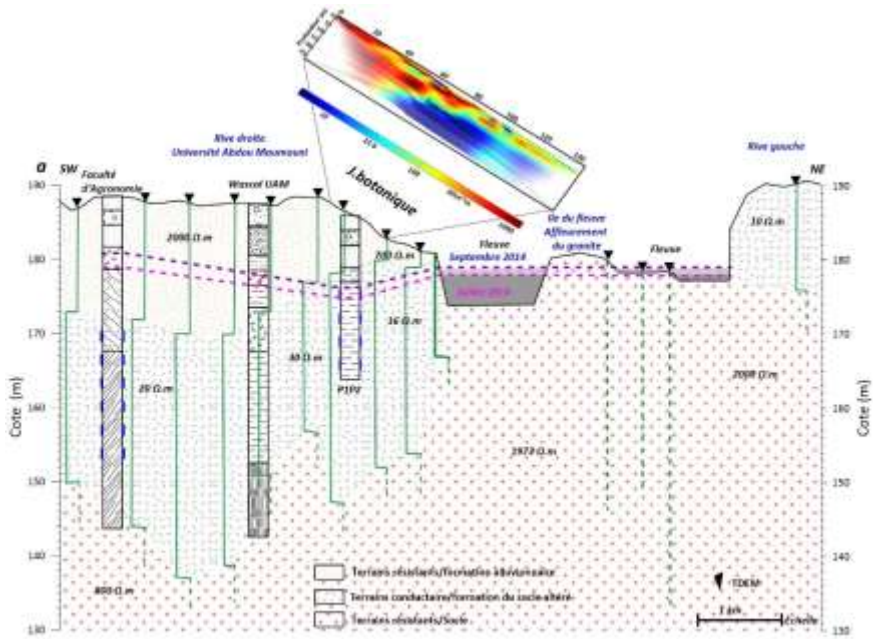


Fig. 2 – Coupe hydrogéophysique du site de Niamey.

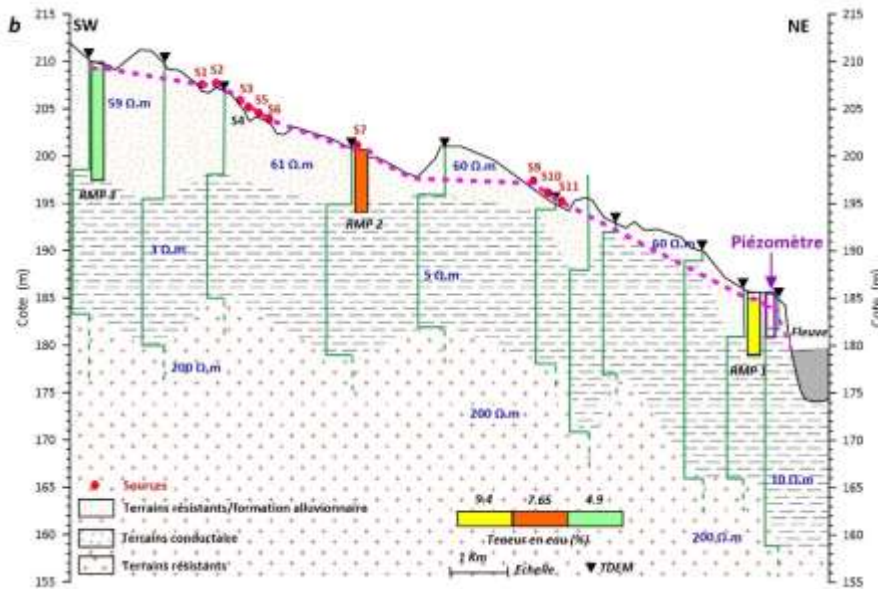


Fig. 3 – Coupe hydrogéophysique du site de Gorou Tchirey.

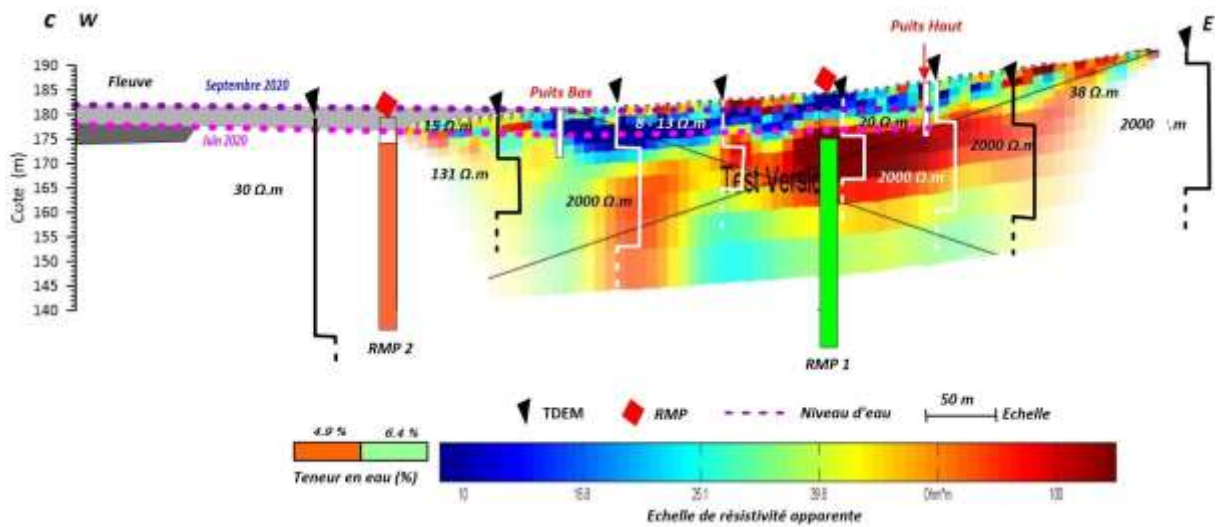


Fig. 4 – Coupe hydrogéophysique du site de Gonga Zougou.

Les figure 2, 3 et 4 illustrent les résultats des mesures TDEM, ERT et RMP, les niveaux piézométriques et la géologie sur les 3 sites d'étude. Sur le site de Niamey (Fig. 2), les sondages TDEM et l'ERT montrent 3 strates de résistivité : un premier terrain résistant (700 à 2000 Ω .m) dont l'épaisseur diminue vers le fleuve jusqu'à disparition sur les berges ; un deuxième terrain conducteur (10 à 30 Ω .m) de 20 à 30 m d'épaisseur ; et enfin un terrain très résistant (2000 Ω .m). La comparaison avec les logs géologiques et les affleurements permettent d'identifier le 1^{er} terrain comme des alluvions anciennes du fleuve, le 2^{ème} terrain comme les altérations du socle et le 3^{ème} comme le socle. L'aquifère est capté dans l'altération du socle. La piézométrie indique un écoulement souterrain de la nappe vers le fleuve à large échelle tandis qu'à l'approche du fleuve le sens du flux s'inverse (du fleuve vers la nappe).

Sur le site Gorou Tchirey (Fig. 3), on trouve une stratification des résistivités électriques similaire à celle du site de Niamey avec 3 terrains. Un 1^{er} terrain avec une résistivité de 60 Ω .m contient de l'eau (5 à 10% d'après les sondages RMP). Ce sont les alluvions de l'affluent. Leur épaisseur diminue de l'amont vers l'aval. Un 2^{ème} terrain très conducteur (3 à 10 Ω .m) est un niveau argileux vraisemblablement imperméable. Le 3^{ème} terrain résistant (2000 Ω .m) est le socle. A partir des perméabilités RMP et du gradient hydraulique nous avons estimé que le flux d'eau souterrain provenant des alluvions est de l'ordre de 4×10^{-5} m³/s.

Sur le site de Gongga Zougou (Fig 4), Les résultats TDEM et ERT montrent : 1) un terrain conducteur qui correspond à de l'argile blanche avec une valeur de résistivité de 8 - 20 Ω .m et une épaisseur moyenne de 9 m mais qui disparaît à l'Est ; 2) un terrain résistant (100-2000 Ω .m) avec une épaisseur moyenne de 20 m ; et 3) un terrain relativement conducteur (~30 Ω .m). Les sondages RMP indique que les 2 terrains les plus profonds sont aquifères mais avec de faibles teneurs en eau (~5 %). Les niveaux piézométriques montrent que les échanges surface-souterrains sont particulièrement complexe sur ce site avec un sens d'écoulement qui varie en fonction de l'échelle spatiale et de la saison.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Sur l'ensemble des sites, les aquifères sont peu épais (10 à 30 m) et caractérisés par de faibles teneurs en eau RMP (5-10%). Les niveaux piézométriques indiquent qu'à grande échelle (≥ 1 km) les flux dans les aquifères de socle et du Continental Terminal sont en direction du fleuve. A contrario à petite échelle (< 300 m) on observe un flux du fleuve vers la nappe. La limite spatiale entre ces 2 tendances opposées dépend de la saison. Dans les alluvions de l'affluent la nappe est toujours en position de recharger le fleuve même en petite échelle. Les données géophysiques seront utilisées pour modéliser ce comportement complexe afin de mieux comprendre les processus d'échange nappe – rivière.

Remerciements

Ces travaux ont été effectués dans le cadre d'une thèse financée par l'Etat Nigérien, le SCAC (Ambassade de France au Niger), et l'IRD (bourse ARTS). Les travaux de terrains ont été réalisés grâce à des crédits du Labex OSUG@2020 et au prêt d'équipement CRITEX. Les auteurs remercient l'ABN (Autorité du Bassin du fleuve Niger) pour avoir fourni les niveaux d'eau du fleuve Niger à Niamey.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMANI A., NGUETORA M., 2002** – Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. Fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, March 2002, South Africa. http://hydrologie.org/redbooks/a274/iahs_274_449.pdf
- FITTERMAN, D.V., STEWART, M.T., 1986** – Transient electromagnetic sounding for groundwater. Geophysics, S1(4), 995-1005. <https://doi.org/10.1190/1.1442158>
- LEGCHENKO A., VALLA P., 2002** – A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics, 50(1-2), 3_19.
- LOKE M.H., 2002** - Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys. Technical note 2nd ed. Malaysia

MODELISATION DE LA REPONSE ELECTROMAGNETIQUE INDUITE POUR LA DETECTION DE RESEAUX ENTERRES

CARRIVE P.^{1,2}, SAILHAC P.², SAINTENOY A.²

¹JFM Conseils, Les Ulis, France

²Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

RESUME

Dans cette étude nous considérons un cas d'école d'une canalisation de gaz dans un environnement électriquement résistant avec des mesures réelles de radio-détection, radar de sol et imagerie électrique. Une localisation de la conduite est indiquée par l'instrument de radio-détection. Nous nous intéressons à la modélisation de ces mesures pour retrouver les hypothèses de base utilisées par le système commercial utilisé avec l'objectif de développer des traitements permettant d'augmenter la profondeur d'investigation et la précision dans l'application à la détection des réseaux enterrés.

Mots clés: Induction magnétique, détection de réseau (canalisations ou câbles)

ABSTRACT

In this study we consider the detection of gas pipeline in a resistant environment with radio-detection, GPR and ERT data. An approximate location of the pipe is indicated by the radio detection instrument. We are interested in modeling these data to get back to the basic assumptions used by regular commercial systems with the objective of developing processing tools to increase the depth of investigation and the precision in the application to the detection of buried networks.

INTRODUCTION

La localisation précise des réseaux enterrés est devenue un enjeu sociétal important pour éviter les détériorations des canalisations lors des phases de travaux. La détection électromagnétique est couramment utilisée pour cartographier les réseaux enterrés lorsqu'ils sont conducteurs (canalisations métalliques, lignes électriques, etc). Un courant est émis dans le réseau ciblé à partir d'un générateur de courant alternatif et un récepteur basé sur des bobines de mesure capte le champ magnétique induit à la fréquence d'émission. Le principe de ces systèmes de détection électromagnétique est comparable à celui des méthodes électromagnétiques utilisées en imagerie géophysique pour lesquelles la théorie est bien connue. Il existe néanmoins peu de publications présentant de manière détaillée les applications à la recherche de réseaux enterrés. Nous considérons ici le cas simple d'une canalisation de gaz dans un environnement résistant avec des mesures réelles de radio-détection puis abordons sa modélisation. Le principe d'induction électromagnétique est utilisé dans de nombreux équipements commerciaux (RD8100 de Radiodetection, Intelliscan de Stanley, Vscan de AGM-Tech, Eurekfil de Courant, etc.). L'utilisation de ces outils de détection électromagnétique de réseaux enterrés fait l'objet d'une norme française depuis mars 2003 (NF EN 50249) qui définit les principes utilisés mais aussi les gammes de fréquences et intensités que ces outils doivent utiliser en contexte urbain. Ils existent plusieurs types de dispositifs électromagnétiques pour la détection de réseaux, certains sont basés sur des récepteurs passifs qui utilisent une source d'ondes électromagnétiques présente dans l'environnement, d'autres sont basés sur des récepteurs couplés à une source contrôlée par un opérateur. Dans le dernier cas, le signal peut être émis vers le réseau recherché selon trois modes classiques de connexion.

On parle ainsi du mode direct pour lequel on branche le générateur directement sur le réseau d'une ligne conductrice dont le traçage est effectué à l'aide d'un récepteur sensible aux champs magnétiques produits au voisinage par le courant s'écoulant dans cette ligne. Le mode induction est celui pour lequel le signal est produit via le générateur sans contact direct avec le réseau à localiser mais à l'aide d'une bobine émettrice placée à proximité de sorte qu'il y ait des courants électriques induits dans la partie conductrice du réseau. Enfin le mode pince est celui pour lequel on utilise une pince toroïdale qui est installée directement autour de la ligne conductrice et permettant d'y induire un courant. Dans tous les cas le récepteur est classiquement composé d'une ou plusieurs bobines horizontales ou verticales qui permettent de mesurer l'induction magnétique émise dans le voisinage du réseau conducteur. Nous présentons ces outils à l'aide d'expériences de terrain et des modélisations. Nos expériences de terrain ont été menées avec un récepteur actif de type RD8100 et en mode direct dans un champ agricole traversé par un réseau de gaz métallique dont la profondeur n'est pas connue sur la commune de Beynes dans les Yvelines (à environ 50 km à l'Ouest de Paris). En complément d'une configuration classique en mode direct, dans laquelle le générateur est connecté d'une part au réseau et d'autre part à une électrode lointaine. Des profils de résistivité et radar ont été réalisés pour caractériser le sol. Les profils radar font ici office de référence sur l'indication réel de la profondeur. Le terrain expérimental choisi avec des sols relativement résistifs électriquement permet de s'assurer d'un fort contraste de conductivité entre le réseau et son encaissant ; nous considérons une modélisation dans cette situation la plus simple, en négligeant la conductivité de l'encaissant.

1. Principe instrumental et modélisation

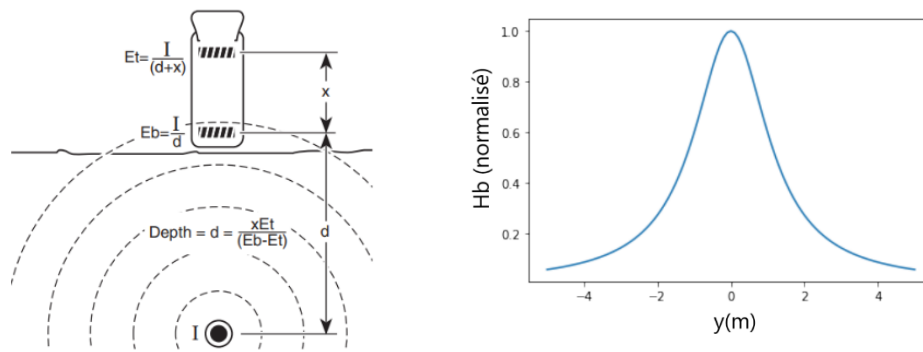


Figure 1 : A gauche : Schéma du principe du dispositif RD8100 (Radiodétection Ltd.) représenté à l'aplomb d'une canalisation de profondeur d et constitué de deux capteurs sont placés l'un au-dessus de l'autre, séparés d'une hauteur $x=38$ cm. A droite : Profil de la projection horizontale du champ magnétique mesuré dans la direction orthogonale à celle d'une canalisation placée à la profondeur $d=1$ m

Nous utilisons le système RD8100 (Radiodétection Ltd.) qui fonctionne à des fréquences comprises entre 50 Hz et 33 kHz dont le principe est illustré sur la figure 1. Chacun des capteurs fournit au système une force électromotrice (E_t sur le capteur du « top » et E_b sur celui du « bottom ») proportionnelle à l'amplitude du champ magnétique suivant la loi de Faraday.

Une canalisation horizontale parcourue par un courant d'intensité I , produit dans son voisinage un champ magnétique de direction orthoradiale dont l'amplitude est déterminée par la loi d'Ampère : $Id/(2\pi r)$ où r est la distance à la canalisation et d la profondeur de la cible. Le profil de la réponse de chaque capteur à une canalisation en profondeur suit une Lorentzienne (figure 1) ; il est calculé par projection horizontale pour tenir compte de l'orientation des bobines. Ainsi la composante horizontale du champ magnétique sur la bobine du bas, à la distance r_b de la canalisation de profondeur d , est :

$$H_b = \frac{Id}{2\pi r_b^2} = \frac{I}{2\pi} \frac{d}{y^2 + d^2} .$$

Sans mesure précise du courant I présent dans la canalisation, le système RD8100 n'utilise pas cette mesure seule mais indique une intensité appelée « signal strength » basée sur le rapport des mesures issues des deux capteurs. Nous calculons ce rapport dans le cas d'une simple canalisation située en $y=0$ à la profondeur d :

$$R(y) = \frac{H_t}{H_b} = \frac{r_b^2}{r_t^2} \frac{d+x}{d} = \frac{d+x}{d} \frac{y^2 + d^2}{y^2 + (d+x)^2} ,$$

où $x=0.38$ m est la hauteur séparant les deux capteurs et y l'espacement à la normale au réseau le long du profil.

2. Site experimental

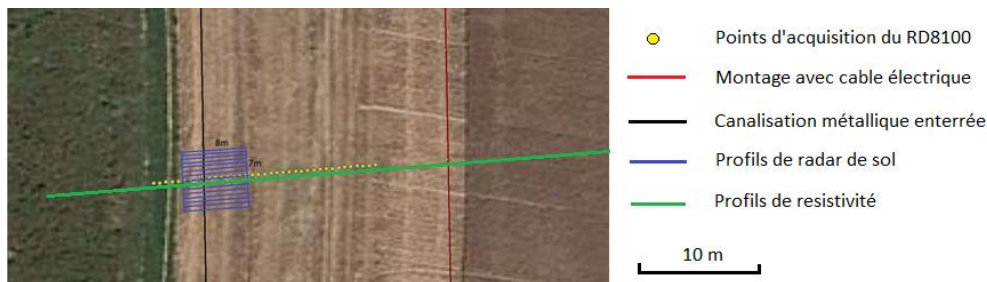


Figure 2 : Plan du site avec le réseau de gaz (en noir), le générateur de courant est connecté d'une part au tuyau de gaz et d'autre part à la terre via un câble électrique (en rouge) relié à une électrode située à l'aplomb de la canalisation de gaz, un profil de points d'acquisition d'induction électromagnétique (en jaune), et une série de profils parallèles de radar de sol (en bleu).

Le site expérimental est un champ agricole de la commune de Beynes dans les Yvelines (à environ 50 km à l'Ouest de Paris) traversé par une canalisation de gaz. La figure 2 montre les profils de mesures réalisées avec le système RD8100 ainsi que deux autres méthodes géophysiques utilisées pour préciser le contexte. Deux profils de résistivité composés de 48 électrodes chacun espacés d'un mètre entre elles, ont été réalisés avec un SYSCAL (IRIS instrument). Quinze profils de radar de sol GSSI 350 MHz ont été acquis parallèles entre eux et espacés de 0.5 m de tels sorte à obtenir une acquisition en 3D. Un profil d'induction électromagnétique composée de 36 points d'acquisitions ponctuelles a été réalisé avec un RD8100 et son générateur. Ces enregistrements ont été réalisés dans un premier temps dans les conditions standard d'acquisitions en mode direct, en branchant le générateur à une prise de potentiel (élément conducteur affleurant et relié à la canalisation de gaz) et à une électrode mise à la terre à moins de 5 m de la prise de potentiel. Le courant est alors bouclé à travers les sols en place. Dans un second temps un câble électrique a été installé de telle sorte à minimiser les retours de courant électrique à travers le sol. Le câble branché (en rouge sur la figure 2) s'écarte de 20 m perpendiculairement au réseau de gaz pour ensuite longer la canalisation de gaz sur plus de 150 m. L'électrode a été installée au-dessus de la canalisation de gaz. Le courant ainsi créé est d'environ 6 mA pour le premier montage et d'environ 56 mA pour le second. De plus le second montage tend à s'affranchir de l'influence d'éventuels éléments conducteurs autre que le réseau ciblé et ainsi mieux isoler le signal reçu au niveau du récepteur. Le générateur et le récepteur d'induction électromagnétique ont été réglés à une fréquence de 640 Hz.

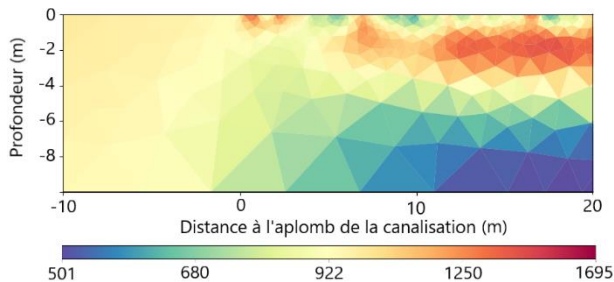
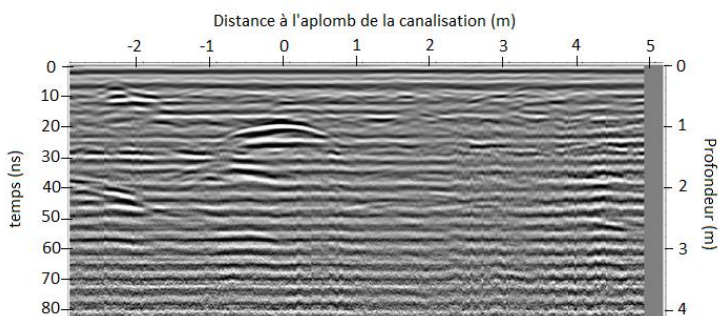


Figure 3 a) : Radargramme d'un profil transversal à la canalisation de gaz (en bleu sur la figure 2) Figure 3 b) : profil de résistivité électrique (en vert sur la figure 2)

Les acquisitions réalisées avec le SYSCAL nous indiquent des résistivités allant d'environ 700 à plus de 1600 Ωm . Ces données confirment en partie la faible conductivité des sols en place. Les profils radars ont été traités avec le logiciel reflexw (Sandmeier, 2012) et la vitesse a été ajustée avec l'hyperbole du réseau ciblé et un rayon de 0.13 m. La reconnaissance de l'hyperbole se faisant visuellement nous avons considéré une vitesse comprise entre 0.10 et 0.12 m/ns. Sur la figure 3 a) l'hyperbole dont l'apex est obtenue à $t=18$ ns correspond à la canalisation de gaz. La figure 3 a) nous montre les premiers signes de la canalisation à 18 ns soit à une profondeur de 0.90 m pour 0.10 m/ns et une profondeur de 1.08 m pour 0.12 m/ns.

3. Premiers résultats et discussion

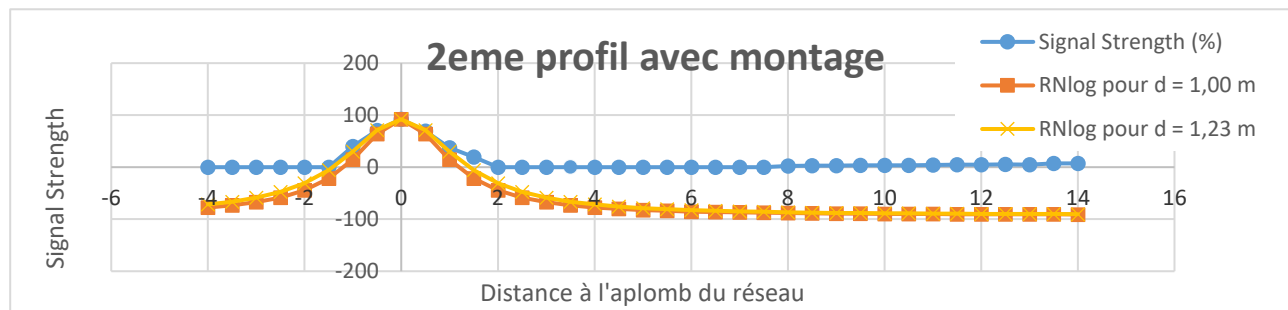


Figure 4 : Graphique comparatif des données acquisitions et calculées : le « signal strength » en dB (en bleu) pour l'installation avec montage, et des courbes calculées représentant le logarithme du rapport RNLog (figure 2 de droite) ajustée à la valeur maximale observée (92,2) pour un modèle avec une canalisation à la profondeur de 1,00m (en rouge) ou de 1.23 m (en orange).

Comme indiqué sur la figure 1, le récepteur électromagnétique RD8100 possède deux bobines horizontales qui permettent le calcul de la profondeur. Ce principe ne prend pas en compte les interférences extérieures causées par d'éventuels éléments conducteurs non ciblés. La profondeur enregistrée est de 1,23 m pour le centre de la canalisation soit 1,09 m pour la génératrice supérieure (en déduisant le rayon de la canalisation) à l'aplomb du réseau et pour un courant $I = 56,4$ mA. La profondeur reconnue au radar de sol (avec ajustement de la vitesse par hyperboles) est comprise entre 0.90 et 1.08 m. L'outil RD8100 applique un gain réglable manuellement qui amplifie les contrastes d'intensités entre les bobines. Le « signal strength » correspond à l'indicateur d'intensité relative entre les bobines en dB. La figure 5 permet de comparer le profil enregistré par le RD8100 avec ceux calculés pour deux modèles de profondeurs différentes, utilisant une échelle logarithmique. On peut remarquer que la diminution de la profondeur augmente la différence entre les données calculées et celles observées, rendant plus étroite la partie centrale du profil à l'aplomb de la canalisation. On note également que les valeurs nulles sur le profil des données acquises correspondent aux valeurs négatives sur les données calculées (un seuil exclue les faibles valeurs dans l'instrumentation). Enfin, on remarque aussi que le profil des données réelles n'est pas symétrique par rapport au réseau ; un modèle plus complexe devra être développé.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'étude d'un outil commercial de détection de canalisation par induction électromagnétique permet de mettre en évidence l'information non utilisée dans les procédures rapides d'interprétation. Contrairement à la méthode SLINGRAM, l'acquisition avec le RD8100 permet de transformer la cible conductrice en émetteur dont la signature est généralement plus grande que celle de sources secondaires mêlées aux remblais. Le cas d'un réseau enterré seul sans la présence d'autre élément conducteur à proximité est rare. Il faut noter que les différentes méthodologies de détection du RD8100 ne permettent pas toujours de s'affranchir d'élément extérieur, d'où le choix d'un milieu résistif pour l'étude de cas. De plus, l'usage standard du système RD8100 n'utilise que l'amplitude maximale du rapport mesuré R. Par une expérience sur des sols résistifs et un montage permettant de s'affranchir de l'influence de conducteur autre que la canalisation métallique ciblée, nous concluons qu'il est possible d'utiliser le profil des valeurs de R obtenu en s'éloignant de part et d'autre d'une canalisation pour préciser sa profondeur, nous envisageons aussi de caractériser d'autres propriétés en lien avec la géométrie des structures et la nature du milieu encaissant.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Sandmeier, K. J. (2012). REFLEXW Version 7.0, Program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data. *User's Manual*, 578.
- Union technique de l'Electricité et de la communication. *Localisateurs électromagnétiques pour câbles et canalisations enterrés – Performances et sécurité*. NF EN50249, Mars 2003, 38p.
- SPX Corporation. *ABC & XYZ of locating buried pipes an cables for the beginner and the specialist*. Radiodetection Ltd. 2008, 166.
- Meriem Hafsi. *Géo-détection des réseaux enterrés par fusion de données multimodales et raisonnement spatial*. Université Grenoble Alpes, 2018, 187 p.

APPLICATION DE LA METHODE DU PANNEAU ELECTRIQUE POUR L'IDENTIFICATION DES ZONES FAVORABLES EN EAU DANS LA VILLE DE MONGO ET SES ENVIRONS (GUERA-TCHAD)

NOURADINE H.¹, SCHAMPER C.¹, VALDES D.¹, MOUSSA I.², PLAGNES V.¹

¹Sorbonne Université, UMR SU CNRS EPHE 6143 METIS, Paris, France

²Université de N'Djamena, Facultés des Sciences Exactes et Appliquées, Tchad

RESUME

L'objectif de cette étude est d'identifier les zones à potentialités aquifères de la Ville de Mongo et ses environs (Guera-Tchad) afin d'améliorer les conditions d'accès à l'eau potable pour les habitants. L'approche utilisée est la combinaison de données de forages et de 20 tomographies de résistivités électriques pour décrire les aquifères de socle. Les résultats ont montré que les horizons altérés et fissurés, qui sont les couches potentiellement aquifères, ont des résistivités respectivement de 50 Ω m à 100 Ω m et de 100 Ω m à 200 Ω m, et que ceux-ci doivent avoir une épaisseur de l'ordre de 20 m minimum pour permettre un forage productif. Les campagnes de forages à venir peuvent utiliser ces résultats pour cibler les zones favorables.

Mots clefs : hydrogéophysique, tomographie de résistivité électrique, aquifère de socle, Mongo (Guera-Tchad).

APPLICATION OF THE ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY METHOD TO THE IDENTIFICATION OF FAVORABLE WATER AREAS IN THE CITY OF MONGO AND ITS SURROUNDINGS (GUERA-CHAD)

ABSTRACT

The objective of this study is to identify areas with potential aquifer in the city of Mongo and its surroundings (Chad), in order to improve the conditions of access to drinking water for the inhabitants. The approach used is the combination of borehole data and electrical resistivity tomographies to describe basement aquifers. The results showed that altered and fissured horizons, which are the potentially aquiferous layers, have resistivities of 50 Ω m to 100 Ω m and 100 Ω m to 200 Ω m, respectively. Those horizons need to have a minimal thickness of 20 m for the drilling to be productive. Future drilling campaigns can use these results to target favorable zones.

Keywords: hydrogeophysics, electrical resistivity tomography (ERT), basement aquifer, Mongo (Guera-Chad).

INTRODUCTION

La région du Guéra, située au centre du Tchad (**Fig. 1**), couvre une superficie de 23 262 km² dans laquelle vivent environ 550 000 habitants. Elle est soumise à un climat de type sahélo-soudanien (430 à 867 mm/an). 60 à 70% des pluies tombent entre juillet et août, produisant de grosses averses. L'intensité des précipitations, les faibles couvertures végétales ainsi que les reliefs font que le ruissellement est dominant sur l'infiltration des eaux au niveau des plateaux et versants. Sur le plan géologique, cette région se caractérise par un socle cristallin constitué à 90% de formations granitiques, localement recouvert par des dépôts quaternaires et qui apparait sous forme d'inselberg. Les aquifères sont discontinus et localisés (KUSNIR, 1995 ; SCHNEIDER, 2001).

Cette région est confrontée à d'énormes problèmes d'accès à l'eau potable. Les besoins en eau de la population rurale et de leurs principales activités (agriculture, élevage, *etc.*) sont généralement assurés par les eaux de surface pendant la saison des pluies. Au cours de la saison sèche, les villageois ont recours aux nappes superficielles par le biais des puits traditionnels. Ces nappes, d'extension limitée, sont fortement dépendantes des précipitations, et dans la majorité des cas, elles s'épuisent avant le retour des pluies.

Pour pallier ces problèmes, d'importants programmes d'hydraulique villageoise ont été initiés depuis la fin des années 1970. Au total, des milliers de forages captant les aquifères profonds de socle fissuré ont été réalisés suite à plusieurs types de prospection telles que la reconnaissance hydrogéologique sur le terrain, l'étude de linéaments par photo-interprétation à partir d'images satellitaires, les méthodes électriques et électromagnétiques *etc.* Malheureusement, l'accès à cette eau souterraine n'est toujours pas satisfaisant. Le pourcentage de forages non productifs, voire secs, reste très élevé, supérieur à 50%.

Face à ce constat, une nouvelle méthodologie pour l'identification de nouveaux sites de forage avec une productivité adéquate aux besoins locaux s'impose. Dans les zones de socle cristallin, les couches géologiques susceptibles d'être aquifères sont les altérites et les horizons fracturés ou fissurés (WYNS et al., 2004 ; COURTOIS et al., 2010 ; LACHASSAGNE et al., 2011 ; ALLE, 2019). La présente étude vise à déterminer les gammes de résistivités qui caractérisent les différents horizons du socle altéré afin de proposer une cible en termes de résistivité pour implanter les nouveaux forages.

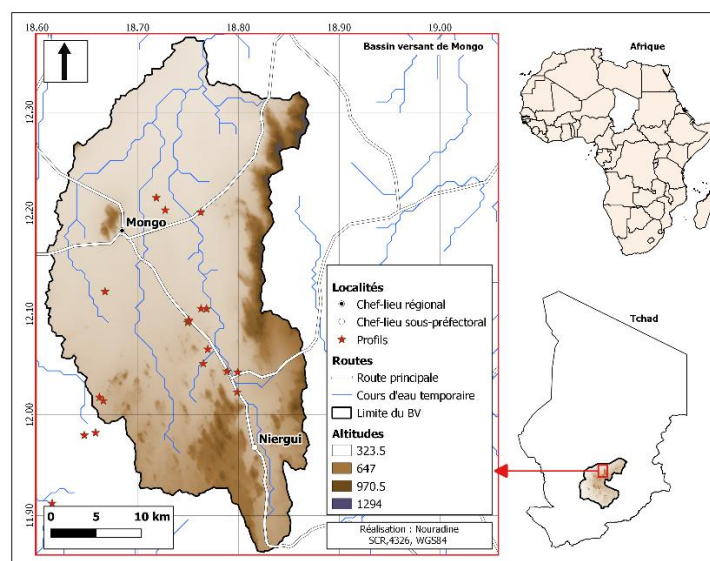


Fig. 1 – Localisation des environs de Mongo (Guéra-Tchad).

MATERIEL ET METHODES

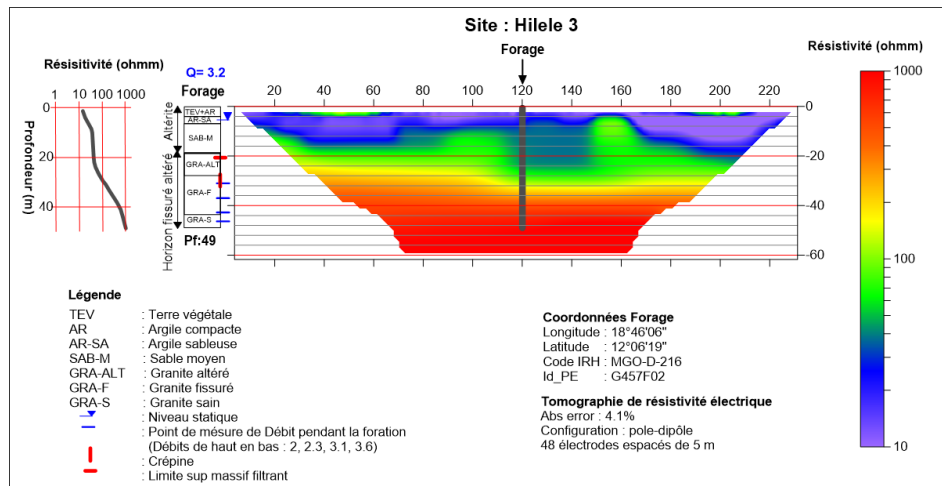
Dans le cadre de ce travail, deux principaux types de données ont été utilisés. Il s'agit de données techniques de plusieurs centaines de forages, notamment les fiches descriptives des forages mentionnant les coordonnées, les logs, les débits, les profondeurs, épaisseurs d'altérites, les venues d'eau, les niveaux d'eau *etc.* ; et de données géophysiques en l'occurrence les panneaux électriques. Ces données ont été acquises dans le cadre du « Programme d'accès à l'eau potable et Appui à la politique sectorielle » de 2011, piloté par le Ministère en charge de l'eau du Tchad (MEEP, 2011).

Parmi ces données, 20 sites de forages ont été sélectionnés compte tenu de leur représentativité dans le sous-bassin versant de Mongo. Le traitement de données a nécessité l'utilisation des logiciels ProsysII pour la vérification et transformation des données *.bin en *.dat ; RES2DINV pour le

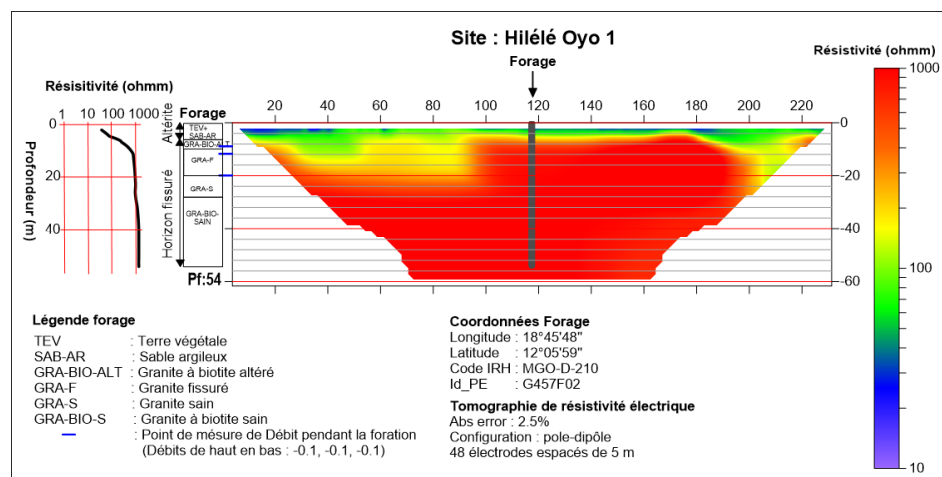
paramétrage de l'inversion, et l'export des résultats sous format *.srf ; et Surfer pour la visualisation finale des sections inversées de résistivité électrique vs les données lithologiques des forages.

RESULTAT ET INTERPRETATION

Les 2 profils illustrés dans le présent abstract (**Fig. 2**) indiquent des résistivités électriques comprises entre 10 et 1000 Ω m. Ces résistivités électriques augmentent progressivement suivant la profondeur.



(a) zone aquifère favorable (inversion norme L1)



(b) zone aquifère défavorable (inversion norme L1)

Fig. 2 – Profils de panneau électrique (configuration pôle-dipôle, 48 électrodes espacés de 5m) avec la lithologie

En se basant sur les données lithologiques des forages, on peut attribuer des valeurs des résistivités aux différentes formations traversées.

Le premier scénario, cas du site Hilélé 3 (**Fig. 2a**), met en évidence les corrélations suivantes : (1) dans les formations meubles, le niveau argileux a une résistivité autour de 30 Ω m, couche conductrice ; (2) l'horizon altéré a une résistivité entre 50 et 100 Ω m, couche moyennement conductrice ; (3) l'horizon fissuré a une résistivité qui varie de 100 à 900 Ω m, couche moyennement résistante et (4) et le socle sain a une résistivité autour de 1000 Ω m.

Le deuxième scénario, le site Hilélé Oyo 1 (**Fig. 2b**), quant à lui indique ce qui suit : (1) l'horizon altéré, la résistivité est comprise entre 50 et 200 Ω m ; (2) l'horizon fissuré, la résistivité varie entre 200 et 1000 Ω m) ; et (3) le socle sain, la résistivité est autour de 1000 Ω m.

Si on fait le bilan sur les 2 sites, la zone altérée correspond aux résistivités comprises entre 50 et 200 Ωm et la zone fissurée entre 100 et 1000 Ωm . On peut donc définir une limite autour de 150 Ωm pour séparer la zone altérée et la zone fissurée à partir des panneaux électriques pour ces 2 cas de figure.

Les 2 scénarios mettent en évidence trois principaux horizons à savoir les altérites, l'horizon fissuré et la roche saine. Le croisement avec les données de débit des forages et de la piézométrie permet de montrer que l'essentiel des potentiels aquifères se situent dans les couches des résistivités comprises entre 50 et 200 Ωm .

Il ressort de cette analyse que les secteurs où les forages sont très productifs sont caractérisés par des couches d'altérites (sableuse, sablo-argileuse, graviers, altérites) épaisses, 20 m minimum ; peu ou pas d'argiles et un horizon fissuré épais (**Fig. 2a**). Par contre, les zones non favorables présentent les caractéristiques suivantes : peu ou pas d'altérites (**Fig. 2b**) ou couches d'altérites dominées par les argiles.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La prospection géophysique par panneaux de résistivité électrique en relation avec l'analyse de la lithologie et la productivité des forages a permis d'identifier des critères significatifs en termes de résistivité et épaisseur d'altérites pour l'identification de secteurs favorables à la réalisation de points d'eau dans le socle du Guéra au centre du Tchad. Maintenant que la méthode est calibrée avec des sites bien étudiés et contraints d'un point de vue géophysique, lithologique et hydrogéologique, elle peut être appliquée pour guider les choix d'implantation de nouveaux forages sur des secteurs vierges.

Pour estimer la pérennité des zones productives dans ce milieu complexe, des méthodes géochimiques et isotopiques seront aussi couplées afin de préciser les mécanismes de recharge de ces aquifères de socle.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLE I. C., 2019 – Évaluation de l'implantation géophysique des forages d'eau en zone de socle en milieu tropical (Bénin, Afrique de l'Ouest) : apport de la tomographie de résistivité électrique pour la caractérisation de la cible hydrogéologique. *Thèse de Doctorat, Université d'Abomey-Calavi (Bénin), 243 p.*

COURTOIS N., LACHASSAGNE P., WYNS R., BLANCHIN B., BOUGAIRE F. D., SOME S., TAPSOBA A., 2010 – Large-Scale Mapping of Hard-Rock Aquifer Properties Applied to Burkina Faso. *Ground Water* 48, no. 2: 269-283.

KUSNIRI I., 1995 – Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad. *Travaux et documents scientifiques du Tchad. Connaissance du Tchad, 100 p.*

LACHASSAGNE P., WYNS R., DEWANDEL B., 2011 – The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23(3): 145–161.

SCHNEIDER J. L., 2001 – Géologie, archéologie, hydrogéologie. *Document BRGM Vol. 2, 335 p.*

WYNS R., BALTASSAT J. M., LACHASSAGNE P., LEGTCHENKO A., VAIRON J., 2004 – Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, (1), 21-34.

MEEP, 2011 – Accès à l'eau potable et appui à la politique sectorielle. Etudes hydro-géophysiques d'implantation de 450 forages dans le Guera et le Batha. *Rapport final, 24 p.*

INONDATIONS DÛES À LA HAUSSE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE EN MILIEU URBAIN : APPORT DE LA GÉOPHYSIQUE POUR UNE MEILLEURE COMPRÉHENSION DU PROCESSUS À NIAMEY (NIGER)

ALASSANE H. H.¹, ADAMOU M. M.¹, FAVREAU G.², BOUCHER M.² LEGCHENKO A.²

¹ Université Abdou Moumouni de Niamey, Niamey, Niger, alassanehado@yahoo.fr

² Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, IGE, Grenoble, France, guillaume.favreau@ird.fr

RESUME

Dans la ville de Niamey (Niger), la montée du niveau des eaux de la nappe phréatique affecte quatre quartiers et engendre d'importantes perturbations sur la vie des habitants. Le but de cette étude est de déterminer les conditions ayant conduit à ces inondations afin de faire des propositions pour une éventuelle gestion. Cent-onze (111) sondages TDEM, onze (11) sondages RMP, deux (2) profils ERT et des mesures piézométriques ont été réalisés et corrélés avec des informations géologiques (logs de forage, 1980s-2010s). Les investigations croisées permettent d'identifier un aquifère superficiel peu perméable, sus-jacent à un niveau argileux peu profond (~ 10 m) et reposant sur le socle précambrien (schistes, granites) et empêchant l'infiltration. Contenir le niveau de la nappe apparaît à terme indispensable pour un assainissement durable de la ville de Niamey (ODD n°6).

Mots clés : inondation par montée de nappe, TDEM, RMP, ERT, milieu urbain et péri-urbain, Sahel.

FLOODING DUE TO THE RISE IN GROUNDWATER LEVELS IN URBAN AREA: CONTRIBUTION OF GEOPHYSICS FOR A BETTER UNDERSTANDING OF THE HYDROLOGICAL PROCESS IN NIAMEY (NIGER)

ABSTRACT

In the growing city of Niamey (Niger), the rise in the water table affects four districts and generates major perturbations on the lives of the inhabitants. The aim of this study is to determine the conditions that led to these floods in order to make proposals for possible management. One hundred eleven (111) TDEM soundings, eleven (11) magnetic resonance soundings, two (2) electrical resistivity tomographies and water table measurements were carried out and correlated with geological information (borehole logs, 1980s - 2010s). Combined analyses allowed to identify a clay level close to the ground (of the order of 10m in depth) as an aquiclude. Containing the depth of the groundwater levels appears essential for sustainable sanitation in the city of Niamey (SDG no. 6).

Key words: flooding by rising groundwater, TDEM, MRS, ERT, urban and peri-urban context, Sahel.

INTRODUCTION

Niamey, la capitale du Niger a connu une croissance démographique continue (+4%), accompagnée par une extension urbaine rapide insuffisamment maîtrisée. Cette croissance, combinée aux effets de changements climatiques (intensification des pluies) ainsi que d'un changement drastique d'occupation des sols (urbanisation de champs cultivés) bouleversent le cycle de l'eau, conduisant ainsi à la superposition de trois types d'inondations : i) inondations pluviales ; ii) inondations fluviales ; et iii) inondations dues à la montée de la nappe phréatique. Cette dernière n'est pas prise en compte par le schéma directeur d'assainissement de la ville de Niamey, alors que dans plusieurs quartiers, la nappe est sub-affleurante à affleurante de manière pérenne. Cela provoque des pertes économiques importantes, des ruptures du tissu social pour les propriétaires des parcelles et un déséquilibre sanitaire pour tous les riverains voire la ville dans son ensemble (maladies hydriques à transmission vectorielle).

A l'Est de Niamey, dans de nombreuses parties du bassin sédimentaire des lullemeden, une hausse piézométrique à long terme a été mise en évidence et attribuée au changement d'usage des sols (Favreau et al., 2012). A Niamey la comparaison des niveaux piézométriques dans les rapports

techniques BRGM décrivant les forages réalisés de 1984 à 1986 et des niveaux mesurés plus récemment (Kheren, 1995 ; Boubakar Hassane, 2010) suggèrent que cette hausse touche aussi la capitale. Cependant, Niamey étant en bordure de bassin sédimentaire, la situation géologique est plus complexe. Cette étude vise à préciser le fonctionnement des aquifères grâce à la combinaison de données géologiques, géophysiques et hydrogéologiques.

ZONE D'ÉTUDE

Notre étude se focalise sur le bassin versant du Gouti Yéna (~61 km²) qui est un affluent du fleuve Niger. La vallée du Gouti Yéna est située dans les 3 premiers arrondissements communaux des 5 que compte la ville de Niamey (fig. 1). Elle a été lotie entre 1990 et 1991, après les deux (2) décennies de sécheresse intense (1970s, 1980s) qui ont touché le Sahel. La nappe phréatique était alors relativement profonde (> 10 m ; Plote, 1961), favorisant des constructions y compris dans le lit de la vallée. Actuellement, seule la partie amont reste encore semi-rurale mais est en voie accélérée de lotissement.

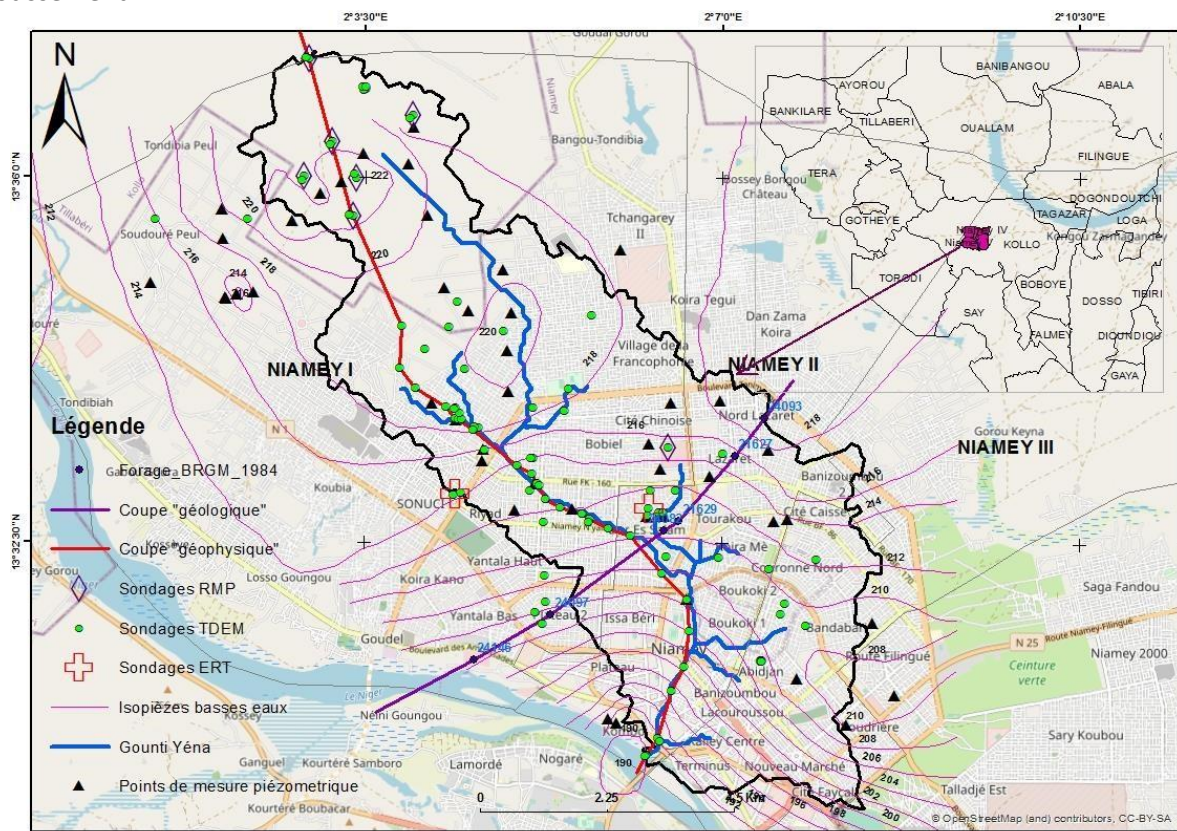


Fig. 1 - Localisation de la zone d'étude et des mesures effectuées.

La géologie dans le bassin du Gouti Yéna est formée de trois (3) entités géologiques (fig. 2) : en profondeur, **le socle Méta-Liptako** d'âge protérozoïque inférieur se compose de roches plutoniques (granites, granulites) et métamorphiques (gneiss, quartzites, schistes verts) dans des états différents d'altération ; ce socle est recouvert par **le Continental Terminal** d'âge Eocène moyen à Pliocène et constitué d'une alternance de grès plus ou moins argileux et d'argiles versicolores avec intercalations de niveaux d'oolithes ferrugineuses ; enfin, proche du fleuve Niger se trouve **les alluvions quaternaires** qui sont composées de sables grossiers peu compactés.

Les trois formations géologiques donnent lieu à des aquifères différents : l'aquifère du socle capté par les forages profonds, l'aquifère du Continental Terminal (CT) et l'aquifère alluvial captés par les puits superficiels. Les niveaux piézométriques mesurés en 2020 confirment un écoulement souterrain qui s'effectue principalement du NNW vers le Sud (ABN/BGR, 2018) en direction du fleuve et un drainage vers le Gouti Yéna qui se superpose à cet axe principal d'écoulement.

MESURES GÉOPHYSIQUES

L'ensemble des travaux géophysique est récapitulé dans le Tab.1. Les sondages TDEM et les profils ERT ont été réalisés pour identifier les niveaux argileux. Les sondages RMP avaient pour objectif de caractériser les niveaux aquifères. Dans notre zone d'étude urbaine la localisation des sites et les dispositifs de mesures ont été contraints par les conditions de bruits électromagnétiques et la densité d'habitation (manque d'espace dégagé).

Méthode	Appareil et logiciel	Dispositif	Nombre de mesures
Sondages électromagnétique	TEMFAST TEMRES	Dispositif coïncident de 25 × 25 m	111 sondages TDEM
Résonnance Magnétique Protonique	Numis Auto Samovar 11	Boucle carré en huit de 50 × 50 m	11 sondages RMP
Tomographie de résistivité électrique	Syscal Pro Res2DInv	72 électrodes avec espacement de 2 m	2 panneaux ERT

Tab. 1 - Mesures géophysiques réalisées

RESULTATS ET DISCUSSION

Les résultats TDEM (Fig. 2 et 3) ont permis de distinguer trois niveaux de terrains différents sur l'ensemble du bassin : un premier terrain d'épaisseur décroissante de l'amont à l'aval avec des résistivités variant de 10 à 350 $\Omega.m$; un second niveau très conducteur (2-9 $\Omega.m$) et d'épaisseur allant de 7 à 20 m ; et enfin un terrain très résistant de l'ordre de 2000 $\Omega.m$ à des profondeurs variant de 10 m (aval) à 88 m (amont). La comparaison de ces résultats avec la géologie (fig. 2) montre que le 1^{er} niveau identifié par TDEM correspond à des sables plus ou moins argileux du Continental Terminal, le 2^{ème} niveau à des argiles appartenant soit à la base de la formation du CT, soit à l'altération du socle ; le 3^{ème} niveau est le socle. Les panneaux ERT donnent des résultats cohérents et complémentaires avec le TDEM : leur profondeur d'investigation n'a pas atteint le 3^{ème} niveau mais donne une image plus précise des hétérogénéités de surface. Les mesures RMP (fig. 3) en amont du bassin montrent un niveau aquifère dans le 1^{er} terrain identifié par le TDEM avec des faibles teneurs eau (de 3 à 6%) et de perméabilité variant de 2.10^{-6} à 1.10^{-4} m/s.

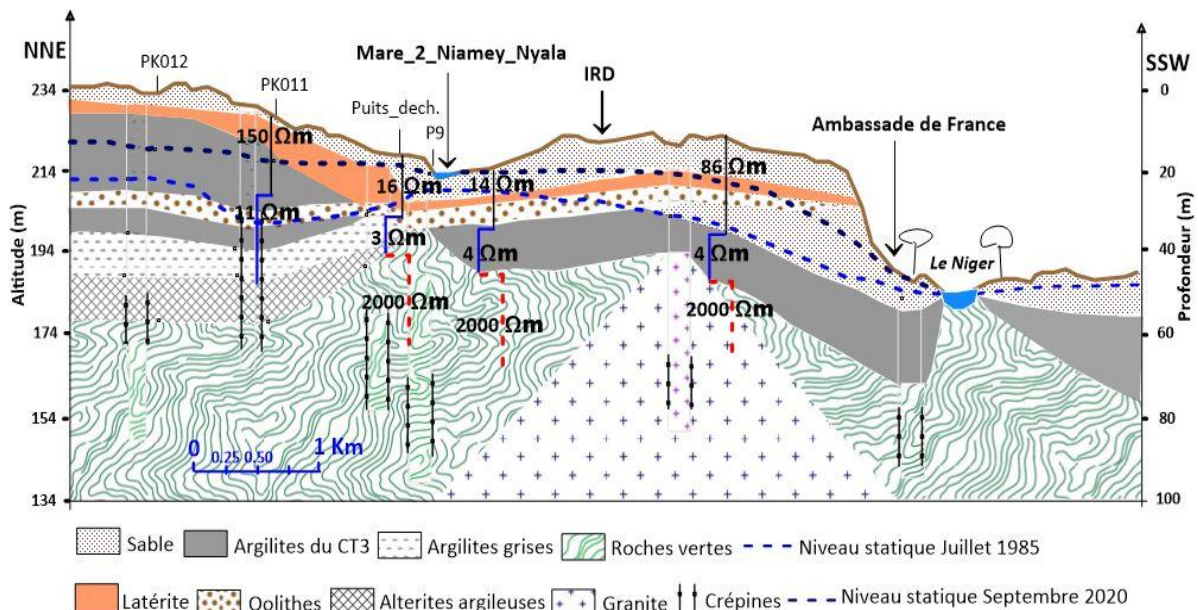


Fig. 2 - Coupe géologique à travers la vallée du Gounti Yéna avec quelques résultats TDEM.

Par ailleurs, il est à noter que là où la nappe affleure les résistivités du 1^{er} terrain sont faibles (10-40 $\Omega.m$). L'ensemble de ces résultats suggèrent que l'aquifère du CT n'est pas connecté avec l'aquifère de socle puisqu'une couche argileuse sépare les deux aquifères. Ce résultat est en cohérence avec des investigations plus large sur le « biseau sec » au Nord de Niamey qui identifie une double couche argileuse jaune et/ou grise à la base du CT (Monfort, 1996). La possibilité d'infiltration des eaux est donc limitée dans un aquifère peu épais et peu perméable en cette bordure de bassin sédimentaire, ce qui accroît les risques d'affleurement de la nappe. Les zones dans les dépressions topographiques et dans les terrains les plus argileux sont les plus vulnérables aux inondations par remontée de nappe.

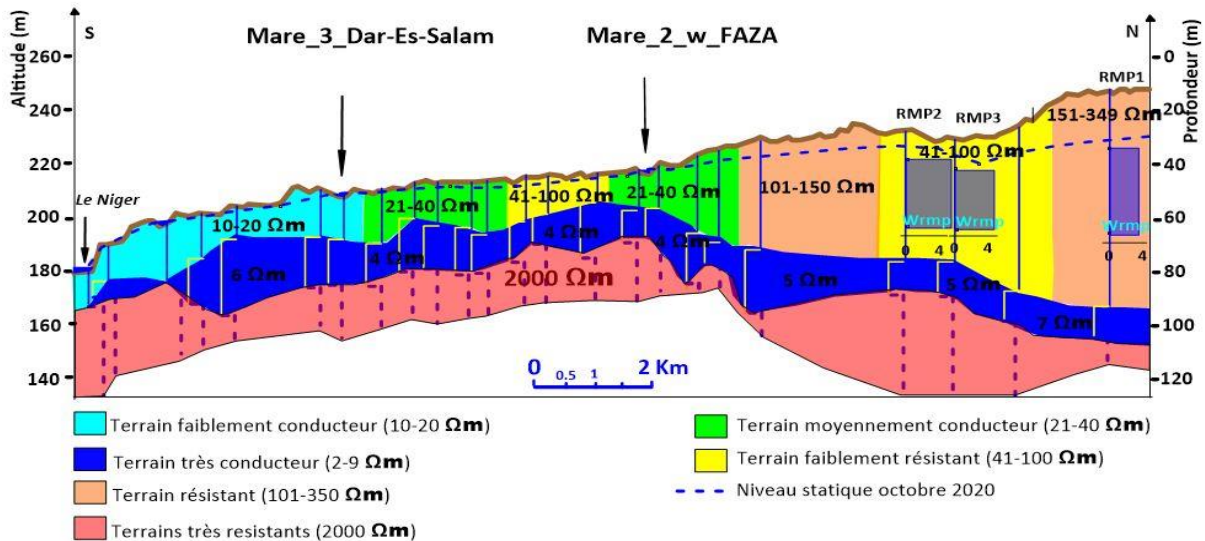


Fig. 3 - Coupe géophysique le long du Goutti Yéna avec les résultats TDEM et RMP.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les risques d'inondation par hausse de nappe sont liés à la présence d'un niveau argileux qui limite les flux en profondeur, vers le socle, des eaux d'un aquifère phréatique à la fois peu transmissif ($3 \cdot 10^{-5}$ à $2 \cdot 10^{-3}$ m²/s) et peu capacitif (3 à 8% pour l'ensemble des sondages). Les informations recueillies permettent d'orienter les décideurs pour des solutions d'urgences adaptées à la gestion des risques d'inondation de nappe à l'échelle de la ville de Niamey.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABN/BGR, 2018-** Appui à l'Autorité du Bassin du Fleuve Niger pour la Gestion des Eaux Souterraines. Caractérisation physicochimique et piézométrique des aquifères de la zone de Niamey. Projet AGES, *Rapport technique n°6*, 120 pp.
- BOUBAKAR HASSANE A., 2010-** Aquifères superficiels et profonds et pollution urbaine en Afrique : Cas de la communauté urbaine de Niamey (NIGER). *Thèse de l'Univ. Abdou Moumouni, Niamey* 250 pp.
- BOUCHER M., FAVREAU G., MASSUEL S., VOUILLAMOZ J.M., 2006-** Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) au Niger par la méthode de Résonance Magnétique Protonique (RMP). *Rapport IRD & Rapport BRGM/RP-54746-FR*, 106 p., 28 fig., 3 tabl., 4 ann.
- KEHREN S., 1995-** L'agglomération de Niamey (Niger). Contribution à une meilleure connaissance des disponibilités et des besoins en eau. *Mémoire de Maîtrise. Univ. Strasbourg 1*, 138 pp.
- MONFORT M., 1996-** Reconstitution géologique des aquifères du continental terminal dans la région de Niamey. *Mémoire de Maîtrise. Univ. Montpellier II*, 56 pp.
- PLOTE H., 1961-** Reconnaissance hydrogéologique du Liptako et des régions adjacentes. *Rapport BRGM*. 95 pp.

ÉTUDE HYDROGÉOPHYSIQUE DE LA FERME EXPÉRIMENTALE (ZONE VERTE, BENGUERIR, MAROC)

IHBACH Fatim-zahra¹, KCHIKACH Azzouz^{1,2}, JAFFAL Mohammed^{1,2}, BODINIER Jean-Louis², ELJABBAR Bouazzaoui², JOURANI Es-said³

¹ Laboratoire Géorressources, Géoenvironnement et Génie civil (L3G), Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, ihbachfatimzahra@gmail.com, a.kchikach@uca.ma, m.jaffal@uca.ma

² Geology and Sustainable Mining, Mohammed VI Polytechnic University, Benguerir, Maroc, Azzouz.KCHIKACH@um6p.ma, Mohammed.JAFFAL@um6p.ma, Bouazzaoui.ELJABBAR@um6p.ma, JeanLouis.BODINIER@um6p.ma

³ OCP Group, Casablanca, Maroc, e.jourani@ocpgroup.ma

RESUME

Plusieurs projets de recherche appliquée dans les domaines de l'agriculture de précision et des énergies renouvelables ont été lancés ces dernières années dans la zone verte de Benguerir au Maroc. La ferme expérimentale concernée par la présente étude hydrogéophysique est une plateforme de l'Ecole d'agriculture de l'Université Mohammed VI Polytechnique. L'étude vise à explorer les potentialités hydriques des aquifères de la ferme en vue de soutenir les programmes de recherche appliquée menés dans cette dernière. L'étude menée par sondages électriques verticaux (VES) et par tomographie des résistivités électriques (ERT) a permis d'identifier les zones les plus propices à encaisser et accumuler les eaux souterraines. L'analyse combinée des résultats des deux méthodes a permis de définir les caractéristiques géo-électriques du sous-sol et d'identifier des structures hydro-géologiques (failles et zones fracturées) et recommander ainsi les sites les plus favorables pour l'implantation des forages d'eau.

Mots clés : Hydrogéophysique, Eaux souterraines, zone verte, Benguerir, Maroc.

HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION FOR GROUNDWATER RESOURCES FROM ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY AND ELECTRICAL SOUNDING DATA IN THE GREEN AREA, BENGUERIR, MOROCCO

ABSTRACT

Several research projects applied in the fields of precision agriculture and renewable energies have been launched in recent years in the Benguerir green zone in Morocco. The experimental farm concerned by this hydrogeophysical study is a platform of the Agriculture School of the Mohammed VI Polytechnic University. The present study aims to explore the water potential of the farm's aquifers in order to support the applied research programs implemented there. This study was carried out using vertical electrical sounding (VES) and electrical resistivity tomography (ERT) and allowed the identification of the zones most likely to accumulate groundwater. The joint analysis of the acquired results from both methods made it possible to determine the subsoil's geo-electrical characteristics and identify hydro-geological structures, such as faults and fractured zones, and thus to recommend the most favorable sites for siting boreholes.

Key words: Hydrogeophysical, Groundwater, Green area, Benguerir, Morocco.

INTRODUCTION

La ferme expérimentale est une plateforme de l'Ecole d'agriculture de l'Université Mohammed VI Polytechnique (UM6P) à Benguerir, dédiée à la recherche appliquée dans le domaine de l'agriculture durable, de la valorisation des ressources naturelles et de l'environnement. Elle s'étend sur une superficie de 110 hectares et se situe au niveau de la bordure septentrionale de la plaine de la Bahira, à environ 6 kilomètres au sud-est de la ville de Benguerir (Fig. 1).

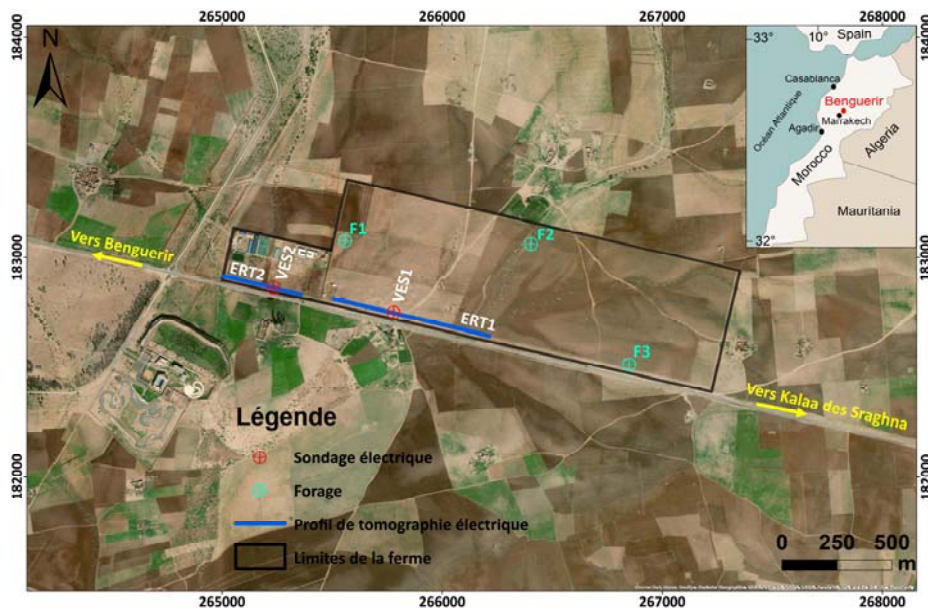


Fig. 1 – Plan de situation de la ferme expérimentale et localisation des travaux géophysiques réalisés.

Trois forages (F1, F2 et F3, Fig. 1) ont été antérieurement réalisés de façon arbitraire afin d’explorer les ressources hydriques souterraines de la ferme. Seul le forage F1 a fourni un débit exploitable de 4,16 l/s qui reste insuffisant pour accomplir les missions de cette ferme. Dans cette optique une investigation hydrogéophysique a été menée pour localiser et proposer les zones les plus propices pour implanter de nouveaux forages.

La ferme est située dans un contexte de socle. Les structures hydrogéologiques recherchées consistent essentiellement en des failles et zones fracturées susceptibles de drainer l’eau souterraine.

La réalisation de deux SEV et deux profils ERT a permis de mettre en évidence les zones les plus propices à encaisser les aquifères d’eau souterraine, dans la partie investiguée de la ferme, et de recommander l’emplacement de nouveaux forages. Nous attendons toujours la réalisation des forages pour contrôler l’interprétation donnée aux données du terrain.

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HDYDROGEOLOGIQUE DU SITE

Du point de vue hydrogéologique, les formations sédimentaires de la plaine de la Bahira (Fig. 2) renferment plusieurs aquifères dont les principaux sont : La nappe superficielle libre logée dans les alluvions conglomératiques du Plio-Quaternaires et dans les calcaires fracturés d’âge Lutétien (Errouane, 1996 ; Bougada, 1991). La nappe profonde captive abritée dans les sables et marnes phosphatés du Maestrichtien (Karroum, 2015). Dans les parties méridionale et centrale de la plaine de la Bahira, existe une troisième nappe beaucoup plus profonde (plus de 350 m) logée dans les calcaires karstifiés du Turonien (ABHO, 2008). Plus profondément encore, existent les nappes de socle exploitées par les riverains dans les massifs hercyniens des Jbilet et Rehamna.

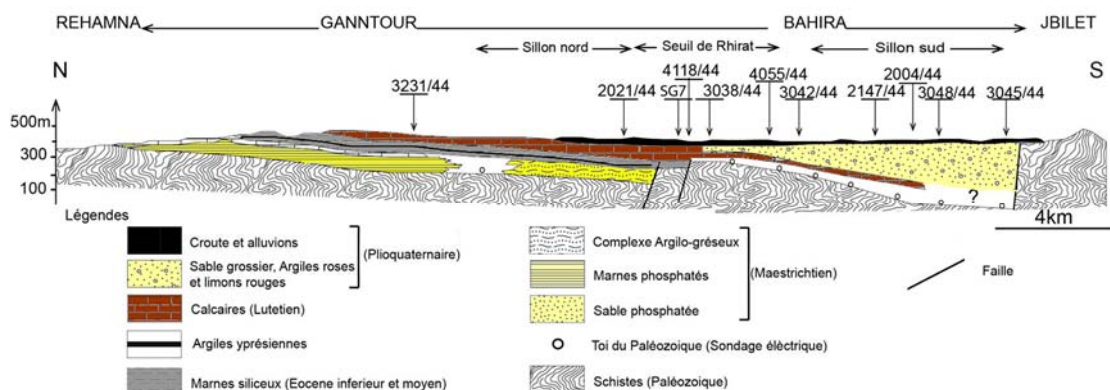


Fig. 2 – Coupe géologique de la partie centrale de la plaine de la Bahira (Karroum, 2015)

L'examen des cuttings des forages F1, F2 et F3 ainsi que les carottes des sondages mécaniques, réalisés à la faveur d'une étude géotechnique d'un bassin de stockage, permettent de se situer dans le contexte géologique et hydrogéologique local. Le site montre que l'on intercepte sur les 5 à 10 premiers mètres des alluvions et colluvions formés d'un mélange de graves argileuses et nodules de grès. L'épaisseur de cette première formation peut atteindre 30 m par endroit (F3). En dessous, on trouve des schistes à aspect pélitique, puis un terrain franchement schisteux à schisto-gréseux.

MATERIEL ET METHODES

Un sondage électrique vertical (VES) consiste à explorer, en un point précis de la surface, la structure et les variations de la résistivité du sous-sol suivant la verticale en écartant progressivement les électrodes du quadripôle ce qui permet de prospecter d'avantage des niveaux plus profondes. Nous avons réalisé deux sondages électriques (VES1 et VES2, **Fig. 1**) en utilisant l'équipement GEOTRADE GTR3. Le dispositif adopté est de type Schlumberger avec une ligne d'émission du courant AB pouvant atteindre 1000 m et offrant ainsi une profondeur d'investigation de plus de 100 m. Les mesures ont été effectuées avec six cycles de deux secondes chacun pour avoir une bonne moyenne de la résistivité du sous-sol et le processus d'inversion a été réalisé par le logiciel WINSEV.

La tomographie des résistivités électriques (ERT) consiste à utiliser un dispositif multi-électrodes, à intervalle régulier, qui correspond à l'association d'une multitude de quadripôles (AMNB) connectées à un dispositif de mesure de potentiel et d'injection de courant automatisé. Cette technique permet d'acquérir un grand nombre de mesures, moyennant la combinaison de différents dipôles de courant et de potentiel, produisant ainsi une image bidimensionnelle (2D) de la résistivité du sous-sol. Deux profils de tomographie des résistivités électriques (ERT1 et ERT2, **Fig. 1**) de longueurs respectives de 720 m et 360 m ont été réalisés en utilisant une séquence de mesures à 32 niveaux. L'équipement utilisé est SYSCAL JUNIOR SWITCH 72 (Iris Instruments) offrant la possibilité de réaliser des profils de 720 m avec un espacement entre les électrodes de 10 m. Cependant, nous avons été contraints de réduire cet espacement à 5 m pour le profil ERT2 réalisé à l'intérieur de la pépinière clôturée. Le dispositif utilisé est Wenner-Schlumberger avec un stacking de six cycles de 500 ms chacun et l'inversion des données est effectuée par le logiciel RES2DINV.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les courbes des sondages électriques (VES1 et VES2, **Fig. 3a**) montrent, généralement, des variations similaires de la résistivité du sous-sol. La première couche d'une résistivité de 108 Ohm.m correspond à l'horizon superficiel sec du sol. En dessous, une baisse de la résistivité est enregistrée, elle correspond probablement à une couche du recouvrement humide au niveau de la pépinière souvent irriguée. En dessous on assiste à une légère augmentation de la résistivité qui correspond aux terrains schisteux altérés. Sous cette couche, apparaît le vrai socle résistant à 48 m de profondeur pour VES1 et 21 m pour VES2, avec une augmentation très significative de la résistivité (plus 1000 Ohm.m). Les sondages électriques montrent une rechute de la résistivité à partir de la profondeur 74 m pour VES1 et 55 m pour VES2. Malgré qu'on soit toujours dans un contexte de socle, cette évolution est à notre sens liée à l'existence de zones à teneur élevée en eau dans le socle schisto-gréseux au-delà de ces profondeurs.

Les profils de tomographie des résistivités électriques (ERT1 et ERT2, **Fig. 3b**) montrent une hétérogénéité des résistivités des terrains en subsurface. Le profil ERT2 montre des valeurs de résistivité plus faible que celles du profil ERT1. Ceci est dues à l'effet de l'irrigation des champs à l'intérieur de la pépinière. La résistivité augmente progressivement et régulièrement avec la profondeur notamment dans la partie centrale des deux profils. Les modèles de résistivité montrent un fond très résistant attribué au substratum schisto-gréseux déjà reconnu par les sondages électriques. De part et d'autre de ce fond, les sections ERT montrent des dépressions (noté D1, D2 et D3 ; **Fig. 3a**) caractérisées par une baisse des résistivités. Il s'agirait probablement des zones de socle altérées ou fracturées susceptibles d'encaisser des nappes d'eau souterraine le long de couloirs de direction perpendiculaire ou oblique par rapport aux profils réalisés.

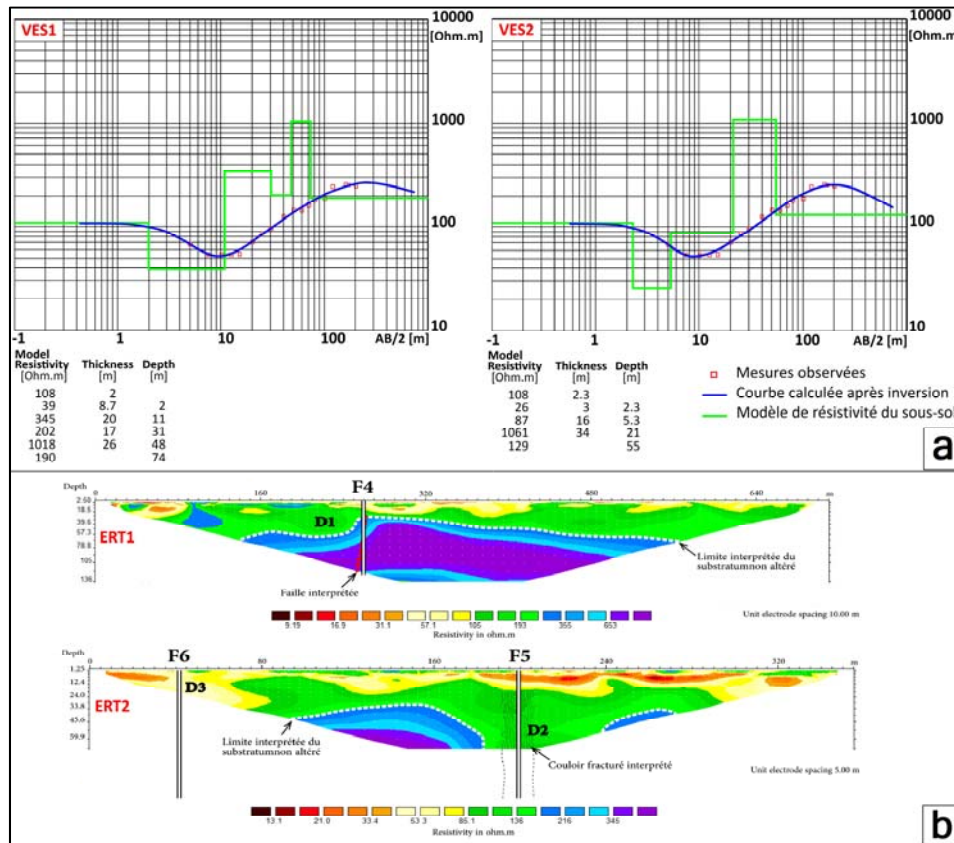


Fig. 3 – a) Résultat des sondages électriques VES1 et VES2. b) Modèles de résistivité du sous-sol obtenu pour les deux profils ERT1 et ERT2.

La zone altérée du substratum schisteux, mise en évidence par les sondages électriques VES1 et VES2 et confirmée par les profils de tomographie ERT1 et ERT2, est caractérisée par une variation latérale d'épaisseur dessinant ainsi des zones de haut fond du socle et des dépressions. Ces dernières constitueraient des dépocentres au niveau desquels convergeraient localement les écoulements d'eau souterraine, et constituent donc des zones favorables à l'implantation de forages productifs.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'interprétation des données SEV et ERT a permis d'identifier et de localiser les zones les plus propices à encaisser les aquifères d'eau souterraine dans la ferme expérimentale de la zone verte à Benguerir. Ces dernières correspondraient à des failles et/ou couloirs fracturés et altérés (Fig. 3b) du socle schisto-gréseux qui domine la géologie locale. Ainsi, trois nouveaux forages (Fig. 3b) ont été recommandés pour mieux contrôler le potentiel hydrique souterrain au niveau de la ferme. Les caractéristiques des forages à eau proposés sont précisées dans le tableau suivant :

Forage	X Lambert	Y Lambert	Inclinaison	Profondeur (m)
F4	265626.2	183043.9	90°	110
F5	265066.4	183162.3	90°	100
F6	264910.9	183198.7	90°	100

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGENCE DU BASSIN HYDRAULIQUE DE L'OUUM ER-RABIA, 2008 – Note sur la nappe de la Bahira, 16 p.
- BOUGADRA A., 1991 – Synthèse hydrogéologique de la Bahira occidentale. Thèse de Doctorat, Université de Marrakech, 229 p.
- ER-ROUANE S., 1996 – Mise en œuvre d'outils informatiques pour la modélisation du système aquifère de la Bahira (Maroc Occidental). Thèse État, Université de Nancy, 152 p.
- KARROUM M., 2015 – Apport de la géophysique et l'hydrogéochimie à la caractérisation des eaux souterraines de la Bahira (Maroc centrale). Thèse État, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 215 p.

CONTRIBUTION DE LA GEOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE DES RESSOURCES EN EAUX DES VALLEES DE L'AÏR : CAS DE LA VALLEE DE BOGHOL DANS LA COMMUNE RURALE DE DABAGA (AGADEZ-NIGER)

IBRAHIMA OUMAROU M B.¹, ADAMOUM M M.¹, TCHAGAM AGI S T.¹, ALASSANE H. H.¹

1 Département de génie rural, eaux et forêts, Faculté d'Agronomie, Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger, madja042@yahoo.fr, moustapha_a@yahoo.com, tchagamagis@gmail.com

RESUME

La disponibilité des ressources en eaux constitue la principale condition de la pratique du maraîchage dans les vallées de l'Aïr. Malgré qu'elle consomme d'importantes quantités d'eau, cette activité est en pleine croissance dans la vallée de Boghol objet de la présente étude. Deux campagnes de géophysiques utilisant la méthode de sondage électrique ont été conduites, la première avant la saison des pluies et la seconde à la fin de la saison pluvieuse. Les résultats montrent que l'infiltration de l'eau pendant la saison des pluies se traduit par des fortes diminutions des valeurs de la résistivité électriques apparentes qui peuvent être expliquées par la hausse du niveau piézométrique.

Mots clés : Sondage électrique verticaux, infiltration, climat aride, Aïr.

ABSTRACT

The availability of water resources is the main condition for the practice of market gardening in the Aïr valleys. Despite consuming large amounts of water, this activity is growing in the Boghol Valley, which is the subject of this study. Two geophysical campaigns using the vertical electrical sounding method were carried out, the first before the rainy season and the second at the end of the rainy season. The results show that infiltration of water during the rainy season generates strong decreases in the apparent resistivity which can be explained by the groundwater level increase.

Keywords: Vertical electrical soundings (VES), infiltration, arid climate, Aïr.

INTRODUCTION

Au Niger, l'agriculture constitue la principale activité économique en milieu rural. Elle occupe plus de 85% de la population et contribue à 40% du PIB. Dans les vallées du massif de l'Aïr au nord du Niger, l'agriculture irriguée est fortement développée et connaît une forte augmentation d'année en année. Le développement économique et social de la zone est directement lié à la disponibilité et à l'utilisation des ressources en eau dépendantes des aléas climatiques. Les eaux souterraines, qui sont les seules ressources en eaux pérennes disponibles dans ces vallées subissent une exploitation intense tout au long de l'année. Selon Illias (2018) cette forte demande en eau, conjuguée à l'accroissement démographique, a entraîné une baisse drastique du niveau de ces nappes, se traduisant par leur épuisement quasi total en fin de saison sèche. Cette situation a des lourdes conséquences sur le maraîchage, avec notamment la baisse de la production maraîchère (Abdou, 2004), principale source de revenu pour les populations des vallées. Pour assurer une exploitation durable des ressources en eaux, il est nécessaire de quantifier son renouvellement. C'est dans ce sens que s'inscrit la présente étude qui consiste à évaluer l'influence de la saison des pluies sur la recharge de la nappe dans la vallée de Boghol par des sondages de résistivité électrique.

ZONE D'ETUDE

La vallée de Boghol se trouve dans les montagnes de l'Aïr qui elles-mêmes sont situées en bordure du Sahara, dans la région d'Agadez au Niger (**fig. 1**). La géologie de l'Aïr comprend quatre grandes unités géologiques qui sont du bas en haut (Gerbeaud, 2006) : le socle, le complexe subvolcaniques, le

volcanisme récent et les formations sédimentaires. Les formations sédimentaires sont constituées d'une série continentale hétérogène argilo-gréseuse appelé formation d'Agadez d'une puissance de 10 à 30 environ, qui est recouverte localement par des dépôts alluvionnaires. Ces alluvions sont situées dans les dépressions topographiques qui donnent place à des rivières temporaires appelés « koris ». Dans la vallée de Boghol, les descriptions lithologiques des forages (Bunec, 2018) indiquent des alluvions peu épaisses (2 à 5 m) qui repose sur une alternance de grès fins à grossiers et d'argile. La nappe phréatique se situe dans cette formation gréseuse.

La pluviométrie est faible (toujours inférieure à 300 mm/an) et très variable selon les années. Elle a lieu uniquement entre juin et septembre sous forme d'orage. Avec le relief, ces orages provoquent parfois des fortes crues mais les eaux de surface disparaissent rapidement par infiltration et par évaporation. Les ressources en eaux sont donc essentiellement souterraines.

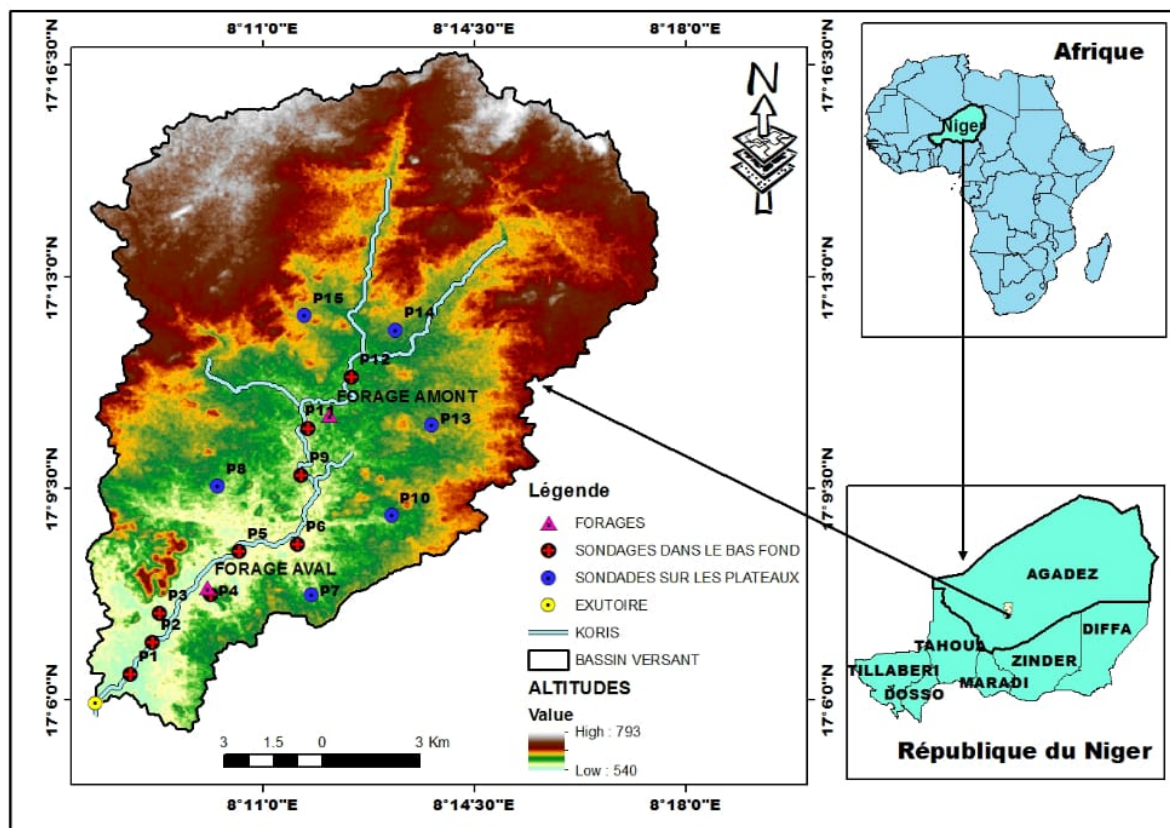


Fig. 1-Carte de localisation de la zone d'étude

MATERIEL ET METHODES

Pour évaluer la quantité d'eau qui contribue à la recharge de la nappe pendant la saison pluvieuse, il a été fait deux (2) campagnes de mesures géophysiques et piézométriques : (i) la première a été conduite fin juin 2020 et concerne la période critique où le niveau statique est le plus bas. (ii) la deuxième quant à elle a eu lieu début novembre 2020 après la saison des pluies, période à partir de laquelle on estime la recharge complète. La méthode géophysique utilisée est la technique de sondage électrique. Cette méthode permet d'estimer la résistivité électrique des terrains en fonction de la profondeur. D'après la loi d'Archie, la résistivité dépend de la saturation, de la porosité et de la conductivité de l'eau. Un suivi temporel de ce paramètre permet donc d'avoir des informations sur la quantité d'eau stockée.

Les points de sondages ont été ciblés à partir d’image aérienne pour couvrir l’ensemble de la vallée de manière représentative avec une distance moyenne d’environ 2,5 km entre chaque sondage dans le kori principal et quelques points sur les plateaux (Fig.1). Sur le terrain, une réadaptation a dû se faire au niveau de certains points en raison d’accessibilité de la zone. Les sondages ont été réalisés avec le dispositif de Schlumberger en utilisant l’équipement Syscal Pro et ses accessoires. L’écartement maximal entre les électrodes d’injection est de 200 m dans les bas-fonds et 300 m sur les plateaux. La valeur de « RS check » est toujours inférieur à 1 dans les bas-fonds indiquant un bon couplage entre le sol et les électrodes. Sur les plateaux le « RS Check » est ~5 et les mesures sont plus bruitées. L’inversion des données a été réalisée avec le logiciel IX1D suivant le principe de parcimonie (minimum de couches). L’ajustement du modèle avec les données donne des RMS < 5%.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les résultats des deux (2) sondages représentatifs de la zone d’étude sont présentés sur la Fig. 2 : P11 en amont et P4 en aval. Ces sondages comparés aux informations hydrogéologiques disponibles.

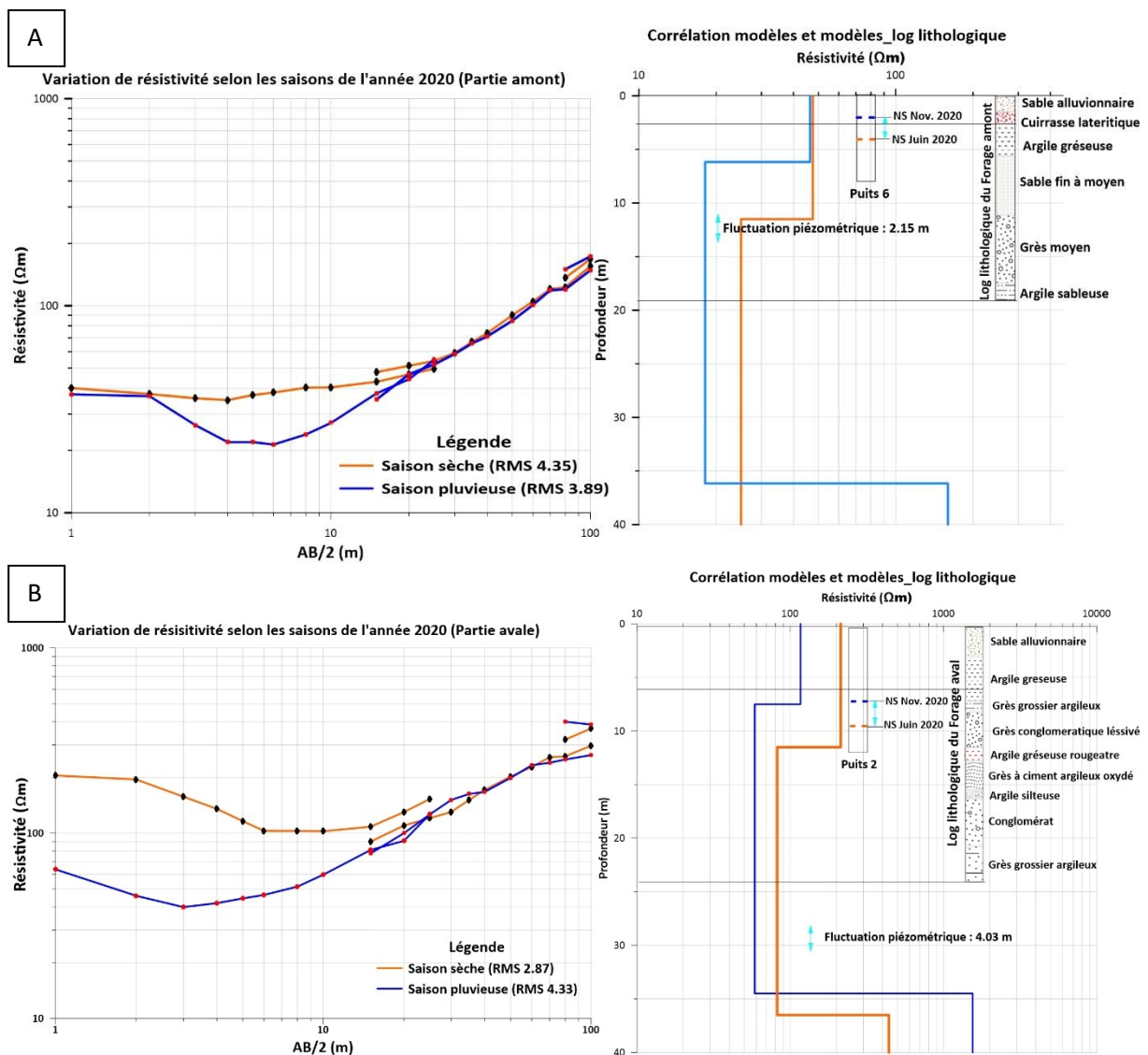


Fig. 2-Exemples de résultat typique sur la partie amont (A) et sur la partie avale (B). A gauche : courbe de sondage de résistivité, au centre, résultat de l’inversion électrique, à droite mesures du niveaux piézométrique et log géologique à proximité.

Les inversions montrent 3 terrains sur les 40 premiers mètres : un terrain moyennement résistant en surface, suivi d'un terrain conducteur et d'un terrain très résistant en profondeur. D'après les logs géologiques et les études antérieures dans la vallée voisine de Telloua (Dorbath 1979), cette succession peut s'interpréter comme suit : le premier terrain correspond à la zone non saturée, le terrain conducteur correspond à l'aquifère argilo-gréseux saturée et le 3^{ème} terrain est vraisemblablement le socle.

La comparaison des deux saisons montre une forte diminution des résistivités apparentes après la saison des pluies. Cela est cohérent puisque l'augmentation des teneurs en eau augmente la conductivité des terrains. D'après les premières inversions la baisse de résistivité pourrait ainsi lier à la hausse du niveau piézométrique entre juin et novembre. Toutefois pour approfondir l'interprétations une étude de sensibilité plus poussée est nécessaire en prenant en compte les équivalences dans l'inversion des résultats.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans la vallée de Boghol, les pluies ont un impact considérable sur la recharge de la nappe. Notre étude a montré que cette recharge engendre des variations significatives des résistivités entre le début et la fin de la saison pluvieuse. Il reste maintenant à traduire ces variations de résistivité en termes de quantité d'eau et ensuite à cartographier la recharge de la nappe.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements vont à l'endroit de Dr Marie BOUCHER, chercheuse à l'IRD de Niamey-Niger pour l'appui à l'amélioration de la qualité du présent résumé.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABDOU Y., 2004 - *Etude de l'aménagement des vallées de Tabelot et Afassas, Mémoire de fin d'étude, EIER-ETSHER Ouagadougou Burkina Faso, 45 pages.*

BUNEC, 2018 - Pour l'implantation, suivi et contrôle des travaux de réalisation de dix-huit (18) forages piézométriques au niveau de certaines vallées dans le département de Tchirozérine (Région d'Agadez), Rapport de la mission de contrôle, 65 pages.

DORBATH C.,1979 - *Prospection électrique appliquée à la recherche d'eau sur la cuvette d'Agadez (République du Niger), ORSTOM, 11 pages.*

GERBEAUD, 2006 - *Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï et conséquences pour la genèse des minéralisations uranifères dans les formations carbonifères du Guezouman et du Tarat (district Arlit-Akokan, Niger), Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud XI Orsay, 450 pages.*

ILLIAS A., 2018 - *Evaluation des ressources en eau souterraines du bassin de Timia (Massif de l'Air, Nord du Niger) : Impacts de la variabilité climatique et des activités anthropiques, Thèse de doctorat en hydrogéologie, Faculté des sciences et technique, université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 238 pages.*

Suivi temporel haute-résolution des variations hydrologiques par corrélation du bruit ambiant enregistré par un réseau sismologique dense

Thomas Gaubert-Bastide^{1,2}, Stéphane Garambois¹, Clarisse Bordes², Philippe Roux¹, Christophe Voisin¹

¹ ISTerre, Université Grenoble Alpes, France

² LFCR, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France

RESUME

Face aux enjeux sociétaux liés à l'accès et la gestion des ressources en eau, le développement d'outils pour le monitoring des fluides dans la croûte terrestre reste un défi de la géophysique moderne. Nous proposons dans cette étude un suivi sismo-hydrologique à haute résolution par suivi de bruit de fond sismique. L'étude utilise un jeu de données de bruit de fond enregistré par un réseau de 100 capteurs sismiques déployés autour d'un bassin d'infiltration du champ captant de Crémieux-Charmy (Rhône, projet RESOLVE). Cette méthode non intrusive permet un suivi des variations des masses de fluides avec une résolution spatiale et temporelle exceptionnelle.

Mots clés : Hydrogéophysique, Inter-corrélation de bruit de fond sismique, Beamforming, Inversion

TEMPORAL MONITORING OF HYDROLOGICAL VARIATIONS BY SEISMIC NOISE MONITORING

ABSTRACT

Facing the societal issues related to water resources management, the development of geophysical tools for monitoring fluids in the earth's crust remains a challenge of modern geophysics. In this study, we propose high-resolution seismo-hydrological monitoring by seismic ground noise monitoring. The study uses a dataset recorded by a network of 100 seismic sensors settled close to an infiltration basin of the Crémieux-Charmy well-field (Rhône, RESOLVE project). This non-intrusive method enables the monitoring of water content with excellent spatial and temporal resolution.

Key words: Hydrogeophysics, Seismic ground noise crosscorrelation, Beamforming, Inversion

INTRODUCTION

La caractérisation et le suivi temporel des réservoirs géologiques sont cruciaux pour la compréhension d'un grand nombre de processus géologiques, que ce soit pour la gestion des ressources naturelles que pour les risques naturels. Au-delà des forages, les méthodes géophysiques offrent un large éventail de moyens de reconnaissance, qui diffèrent par leur sensibilité aux paramètres physico-chimiques du sous-sol, leur résolution et profondeur de pénétration et leur capacité opérationnelle en termes de suivi temporel. En terme de gestion de ressources en eau, les champs captant localisés à proximité des centres urbains sont sous la menace quasi-constante de pollution, en général d'origine anthropique. Un moyen de les protéger consiste en la mise en place d'une barrière hydraulique. Celle-ci va modifier les écoulements dans la nappe et par exemple, faire en sorte que le fleuve contaminé draine la nappe au lieu que la nappe ne draine celui-ci. Le suivi et la compréhension de la circulation des fluides passent par un suivi temporel et spatial de haute définition.

Le monitoring par inter-corrélation de bruit sismique a connu depuis une quinzaine d'années un essor considérable pour l'étude de différents processus géologiques se produisant à des échelles très différentes. Ce suivi est réalisé à l'aide de l'enregistrement continu du bruit sismique ambiant entre 2 stations sismologiques, permettant une reconstruction continue de la fonction de transfert entre celles-ci par inter-corrélation. On pourra citer Sens-Schönfelder et Wegler (2006) qui ont utilisé cette méthode afin de détecter des variations de vitesse des ondes sismiques très fines au sein d'un volcan, associées à des circulations de fluides très profondes. Cette méthode, également appelée « interférométrie sismique » a permis de mesurer la diminution de la contrainte crustale après un événement sismique important [Wegler et al., 2009], et de mettre en relation la charge hydrologique et les variations de vitesse sismique [Ugalde et al., 2014]. Enfin le monitoring des vitesses corrélées avec des variations de pression de pores dans un glissement de terrain [Voisin et al., 2016] et plus récemment avec un réservoir hydrologique à grande échelle [Clements et Denolle, 2018] ont démontré le très fort potentiel de cette méthode pour des applications hydrogéologiques. L'étude présentée ici a été réalisée sur le champ captant de Crémieux-Charmy (Rhône, projet RESOLVE) où le bruit de sismique de cette zone très urbanisée a été enregistré sur 19 jours (456 h) par un réseau de 100 capteurs 3 composantes (Figure 1), en bénéficiant de cycles contrôlés de remplissage/drainage du bassin d'infiltration 5-2.

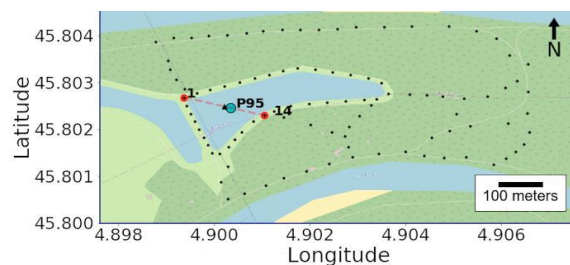


Figure 1 Schéma du réseau de capteurs 3C déployé dans le cadre du projet RESOLVE sur le champ captant de Crémieux-Charmy (Rhône). Le point P95 fait référence à un piézomètre de contrôle et se situe au centre du lac d'infiltration 5-2.

ANALYSE AUTOUR DU LAC 5-2

Homogénéité des sources

Le réseau dense a permis une première analyse consistant à étudier les variations azimutales des ondes issues du bruit ambiant, leurs lenteurs apparentes [Rost and Thomas, 2002] ainsi que leur stabilité. La Figure 2 met en évidence la disparité des sources impactant notre réseau. La composante N-S répond à une origine E-W avec une vitesse associée de 500 m/s et une lenteur correspondante à 2 s/km (Figure 2 a), la composante E-O à une origine NE avec une vitesse de 500 m/s (2 s/km) (Figure 2 b) et la composante verticale est beaucoup plus homogène avec des vitesses dans le même ordre de grandeur que les deux autres composantes (Figure 2 c).

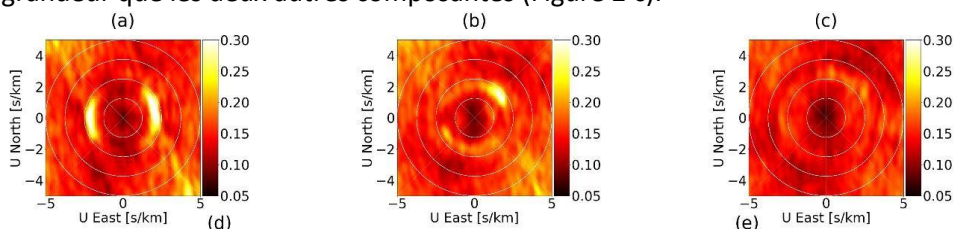


Figure 2 Origine et lenteur des ondes traversant le champ captant entre 2.5 et 5 Hz sur les données entre 12h00 et 13h00 le 20/09/2018. De gauche à droite : Composante Nord (a), Est (b) et Verticale (c).

Traitement des données

Plusieurs étapes classiques sont réalisées pour chaque paire de stations : i) les spectres des enregistrements ont été blanchis en normalisant l'amplitude du spectre : cette opération permet

d'éliminer des événements très ponctuels et d'égaliser l'énergie du bruit sur la bande de fréquence [Karpfinger et al., 2009, Shapiro et al., 2005] ; ii) les inter-corrélations sont ensuite calculées par bloc d'une heure après projection des composantes N-S et E-O vers des composantes transverse et radiale [Stehly et al., 2009]. Le champ d'onde reconstitué (dominé par les ondes de surface) permet alors de déterminer la fenêtre temporelle dans laquelle nous pouvons appliquer le calcul des variations fines, ici par méthode de stretching (Voisin et al. [2016], Mordret et al. [2010]). Cette méthode consiste à observer les variations des formes d'onde dans un corrélogramme par rapport à une référence, elle-même calculée par la moyenne du corrélogramme sur la durée de l'expérience.

RESULTATS

Les variations de vitesse enregistrées entre deux capteurs montrent une corrélation évidente avec les niveaux piézométriques conformément aux observations de Schönfelder and Wegler [2006], Voisin et al. [2016], et Garambois et al. [2019]. La multitude de paires offertes par ce jeu de données permet d'envisager ici une spatialisaiton par tomographie à l'échelle du déploiement. Nous avons inversé les variations de vitesse mesurées entre chaque paire avec la méthode de Barmin et al. (2001), en considérant des rais droits. La fonction de régularisation γ est constituée d'un lissage gaussien et d'une contrainte sur l'amplitude de la perturbation en fonction de la densité de rais (Mordret et al. 2010). Chaque heure du monitoring est inversée de façon indépendante afin de pouvoir reconstruire une dynamique spatiale comme illustrée par la Figure (3). Il est très clair qu'à partir du moment de remplissage du bassin d'infiltration, les vitesses sont fortement impactées sous l'effet de l'infiltration de l'eau, mais aussi du drainage progressif. Les cartes de vitesse produites montrent la géométrie du dôme avec une remarquable résolution spatiale comme temporelle, en totale cohérence avec les variations piézométriques observées sur le point P95 (Figure 1).

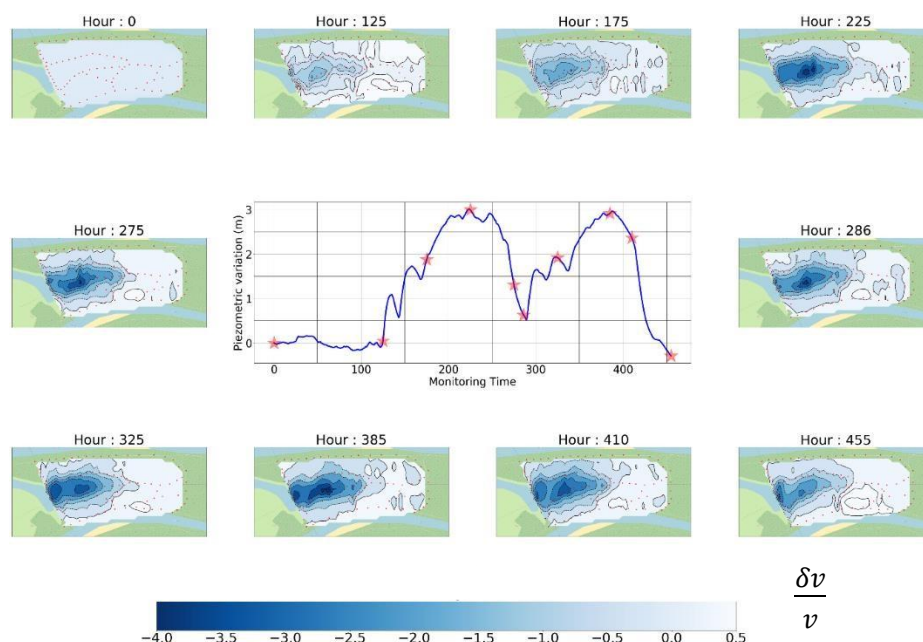


Figure 3 Evolution des modèles de variation de vitesse et du niveau piézométrique au cours du suivi. Les variations piézométriques du capteur P95 sont représentées en partie centrale. Les étoiles correspondent aux heures sélectionnées pour le suivi de l'évolution du modèle.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'enregistrement continu du bruit sismique par un réseau dense de capteurs déployés autour d'un lac a permis de reconstruire de manière dynamique les champs d'ondes par inter-corrélation de

bruit ambiant entre 2 stations. L'analyse fine des variations des ondes de surface dominant le champ d'onde a permis de reconstruire les variations temporelles de la vitesse de ces ondes, qui sont parfaitement anti-corrélées avec les variations de la nappe, comme le prédit la théorie poro-élastique (Garambois et al., 2019). En bénéficiant de la couverture apportée par le réseau dense en terme de rais, il a été possible de spatialiser ces variations par tomographie et ainsi de cartographier les dômes liés aux 2 cycles de remplissage du lac avec un maximum très fort au centre et une pente plus douce entre les deux bras du Rhône. La vision en profondeur des variations reposant sur le noyau de sensibilité des ondes de surface en fonction d'un modèle de vitesse, une étude d'imagerie sera menée afin d'établir celui-ci en 3D. Ces études seront poursuivies sur des données similaires acquises dans des dynamiques de pompage beaucoup plus rapide et grâce à des expériences de laboratoire portant sur l'influence de la saturation et l'impact de sources distribuées de façon homogène ou non avec des bruits blanc et coloré.

Remerciements

Les auteurs remercient la plateforme recherche du champ-captant de Crépieux-Charmy, le projet Interfaces, P. Boué (Isterre) pour ses conseils concernant le Beamforming, A. Mordret, (Isterre) pour l'inversion ainsi que l'équipe Pyrene (UPPA) pour les moyens de calcul mis à disposition.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Clements T. and M.A Denolle.** Tracking groundwater levels using the ambient seismic field. *Geophysical Research Letters*, 45(13) :6459–6465, 2018.
- Garambois S., C Voisin, MA Romero Guzman, D Brito, Bertrand Guillier, and A Réfloch.** Analysis of ballistic waves in seismic noise monitoring of water table variations in a water field site : added value from numerical modelling to data understanding. *Geophysical Journal International*, 219(3) : 1636–1647, 2019.
- Karppinger F., Tobias M Müller, and Boris Gurevich.** Green's functions and radiation patterns in poroelastic solids revisited. *Geophysical Journal International*, 178(1) :327–337, 2009.
- Mordret A., AD Jolly, Z Duputel, and N Fournier.** Monitoring of phreatic eruptions using interferometry on retrieved cross-correlation function from ambient seismic noise : Results from mt. ruapehu, new zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(1-2) :46–59, 2010.
- Rost S. and C. Thomas.** Array seismology : Methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40(3) :2–1, 2002.
- Sens-Schönfelder S. and U. Wegler.** Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at merapi volcano, indonesia. *Geophysical research letters*, 33(21), 2006.
- Shapiro N., M. Campillo, L. Stehly, and M. H Ritzwoller.** High-resolution surface- wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715) :1615–1618, 2005.
- Stehly L., B Fry, M. Campillo, NM Shapiro, J Guilbert, L Boschi, and D Giardini.** Tomography of the alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophysical Journal International*, 178(1) :338–350, 2009.
- Ugalde A., Beatriz Gaité, and Antonio Villaseñor.** Temporal variations of seismic velocity at paradox valley, colorado, using passive image interferometry. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3) :1088–1099, 2014.
- Voisin C., S. Garambois, C. Massey, and R. Brossier.** Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation*, 4(3) :SJ67–SJ76, 2016.
- U Wegler, Hisashi Nakahara, C. Sens-Schönfelder, M Korn, and K Shiomi.** Sudden drop of seismic velocity after the 2004 mw 6.6 mid-niigata earthquake, japan, observed with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B6), 2009.

ANALYSE DES ANOMALIES DU BRUIT SISMIQUE AMBIANT AU DROIT DE RESERVOIRS DE FLUIDE

EL KHOURY C.¹, CHAURIS H.¹, KAZANTSEV A.²

¹ MINES ParisTech - Centre de Géosciences, Fontainebleau, France, christine.el_khoury@mines-paristech.fr

² Storengy - Engie Group, Bois-Colombes, France, alexandre.kazantsev@storengy.com

RESUME

Des anomalies spectrales dans le bruit sismique ambiant sont couramment observées au-dessus des réservoirs de fluide. Si elles étaient bien comprises, ces anomalies pourraient avoir des applications pour l'exploration de réservoirs géothermiques ou la surveillance de stockages souterrains de gaz. L'objectif des travaux est de reproduire par simulation numérique les anomalies spectrales LFPS (Low Frequency Passive Seismic) observées en surface au niveau des stockages de gaz (en particulier sur les sites de Chémery et Saint-Illiers) et des réservoirs géothermaux.

Mots clés : LFPS, réservoirs de fluide, anomalies spectrales

ANALYSIS OF ANOMALIES IN SEISMIC AMBIANT NOISE ABOVE FLUID RESERVOIRS

ABSTRACT

Spectral anomalies in seismic ambient noise are currently observed above fluid reservoirs. If well understood, these anomalies may have applications such in geothermal reservoirs exploration or underground gas storage. The objective is to reproduce by numerical simulations the spectral LFPS (low frequency passive seismic) anomalies observed on the surface above gas storages (in particular in Chémery and Saint-Illiers sites) and geothermal reservoirs.

Key words: LFPS, fluid reservoirs, spectral anomalies

INTRODUCTION

L'origine du bruit sismique ambiant est classée en deux principales catégories : naturelle et humaine. La composition du bruit diffère d'un site à l'autre. Bonnefoy-Claudet et al. (2006) analysent le travail de plusieurs auteurs et concluent que la composante verticale du bruit est dominée par des ondes P de volume ainsi que le mode fondamental des ondes de Rayleigh et des modes supérieurs (Peruzetto et al, 2018).

Des anomalies dans le bruit sismique ambiant, définies par une amplification sur la composante verticale des spectres pour des fréquences de quelques Hertz, sont couramment observées au droit des réservoirs de fluide (Saenger et al, 2009). La Figure 1 illustre deux exemples sur des sites de stockages de gaz (Chémery et Saint-Illiers) opérés par Storengy, où la densité spectrale mesurée sur une station au droit du réservoir est comparée à celle d'une station éloignée. Si elles étaient bien comprises, ces anomalies pourraient avoir des applications pour l'exploration de réservoirs géothermiques ou la surveillance du stockage souterrain de gaz. Une étude récente (Kazantsev, 2018) a donné des premières explications : d'abord un effet de structure, et dans une moindre mesure la présence d'un réservoir qui crée une hétérogénéité provoquant la diffraction des ondes de surface (Kazantsev et al., 2019).

L'objectif est de reproduire par simulation numérique les anomalies LFPS observées. Nous montrons ici que des simulations numériques de la propagation d'ondes sismiques réalisées en 3D ont confirmé que l'effet attendu d'un réservoir de gaz est très inférieur à celui d'une éventuelle structure géologique anticlinale, dans le cadre d'une modélisation élastique. La réponse LFPS observée sur les sites de

Chémery et Saint-Illiers a pu être approchée en forme et ordre de grandeur sur un modèle simplifié, de par la présence d'une couche lente en surface, localement amincie par la déformation anticlinale.

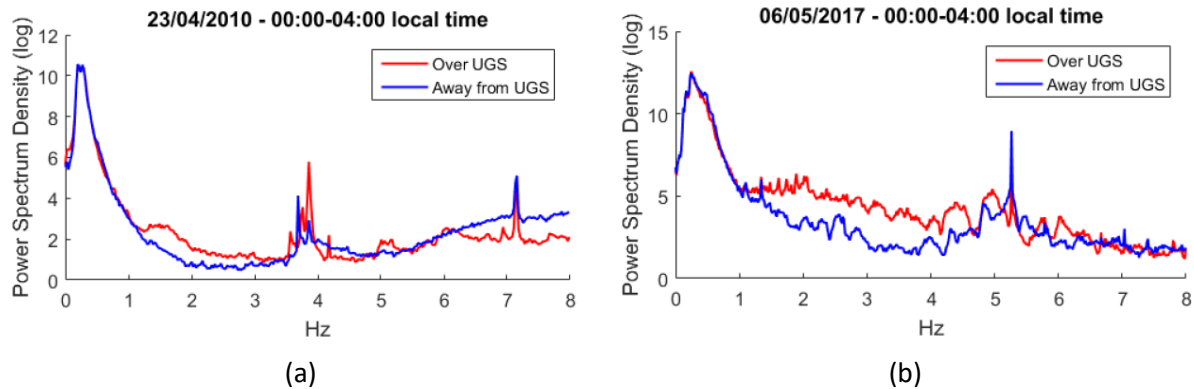


Fig. 1 – Densités spectrales sur la composante verticale mesurées simultanément au-dessus du réservoir (en rouge) et loin du réservoir (en bleue) sur le site de (a) Chémery, (b) Saint-Illiers (Storengy)

MODELISATION NUMERIQUE

La méthode utilisée pour les simulations numériques est la méthode des éléments spectraux (Komatitsch et Vilotte, 1998) par l'intermédiaire du code Specfem3D (Komatitsch et al, 1999). C'est une méthode qui appartient à la catégorie des méthodes à formulation faible des équations différentielles ; elle est pertinente pour la modélisation de géométries complexes. La particularité de cette méthode est que la matrice de masse est diagonale par construction, garantissant une très grande précision numérique.

Un modèle géologique simplifié (modèle à 3 couches horizontales) est utilisé dans premier temps dans les simulations. Ce modèle à couches est déformé localement pour représenter une structure anticlinale formant un piège au niveau d'un stockage de gaz (Fig. 2). Un réservoir de gaz est introduit dans certaines simulations. Le réservoir est représenté par une baisse de densité et de la vitesse sismique V_p de l'ordre de 10 à 20 %, ce qui correspond à la substitution de l'eau par le gaz au sein d'un milieu poreux.

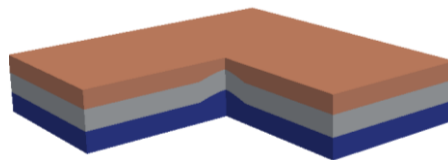


Fig 2 – Modèle géologique à trois couches avec structure anticlinale

RESULTATS ET DISCUSSION

Des simulations en présence du réservoir ont confirmé les conclusions apportées dans le travail de Kazantsev (2018) en 2D : la présence de gaz dans le réservoir ne peut pas être la source principale des anomalies observées dans le cadre de la propagation d'ondes élastiques. Le travail s'est alors focalisé sur l'effet de la structure géologique anticlinale dans la génération d'anomalies.

Après de nombreuses simulations effectuées dans le but d'exploiter l'effet de la structure anticlinale, un ensemble de configurations qui permettent d'obtenir une anomalie spectrale qualitativement comparable à celle mesurée dans les données réelles a été retenu. En particulier, on illustre ici la configuration 1 (Fig. 3a) : onde P plane verticalement incidente et la configuration 2 (Fig. 3b) : ondes de surface (Rayleigh) venant de part et d'autre de la zone d'intérêt. Un attribut p pouvant être assimilé à l'anomalie est calculé. Il représente le pourcentage de différence entre le spectre sur un modèle avec

structure anticlinale et le spectre sur un modèle à couches horizontales pour une station donnée. Les valeurs des densités spectrales sur la composante verticale sont calculées sur une ligne de stations passant par l'anticlinal, et des cartes montrant l'évolution spatiale de l'anomalie en fonction de la position des stations et de la fréquence sont représentées. Pour la configuration 1, on observe l'amplification dans la zone de l'anticlinal délimitée par les traits verts (Fig. 3c). Celle-ci s'étend de 1.2 à 2.7 Hz, et atteint 100% en valeur relative. Pour la configuration 2, l'anomalie est constituée d'un large pic entre 1.5 et 3-4 Hz, précédée d'une légère anomalie négative (Fig. 3d). La force de l'anomalie est nettement diminuée ; elle atteint 40% du maximum en valeur relative. Néanmoins, il se peut qu'elle augmente pour un modèle plus complexe.

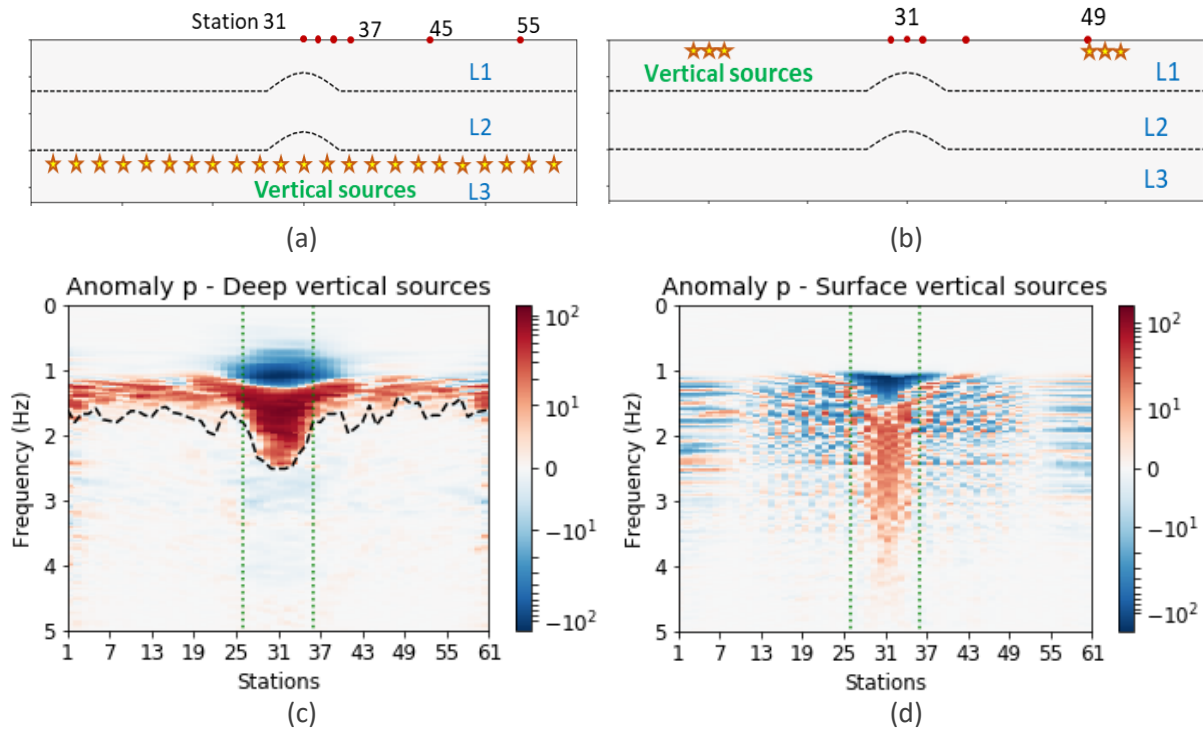


Fig 3 – Configurations de sources retenues dans les simulations, (a) configuration 1, (b) configuration 2. Cartes de l'anomalie p sur une ligne de stations passant par l'anticlinal pour (c) la configuration 1 et (d) la configuration 2

Pour la configuration 1, qui se rapproche le plus des observations réelles, on superpose sur la Figure 4 l'anomalie réellement mesurée à Chémery (courbe bleue) à la modélisation (courbe orange). C'est une

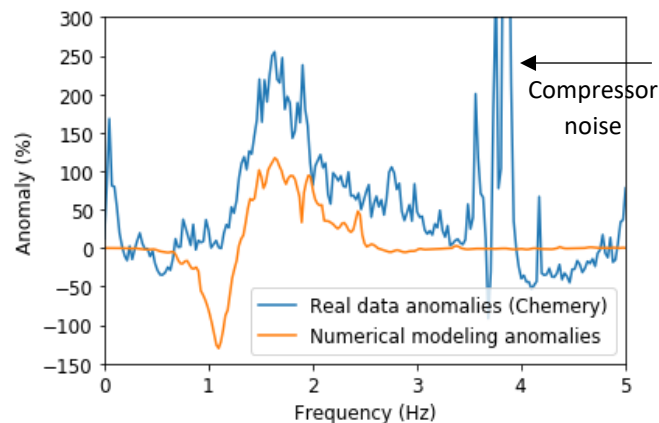


Fig 4 – Première comparaison des anomalies des simulations numériques avec les anomalies observées dans les données réelles sur le site de Chémery

première comparaison des résultats de la modélisation avec les données réelles. L'ordre de grandeur de l'amplification ainsi que la bande de fréquence sont comparables à ceux dans les données réelles. La forte anomalie négative précédant l'anomalie positive, observée dans la simulation, n'est pas présente dans les données réelles. Ceci est dû au fait qu'il n'y a pas, dans les données réelles, de fort pic de résonance à 1.3 Hz associé à la couche lente de surface, alors que ce pic est présent dans la simulation. Il reste à changer les paramètres géométriques de l'anticlinal et à considérer un modèle avec des propriétés plus réalistes pour tenter de se rapprocher autant que possible des données réelles.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Comme conclusion, on peut dire que l'anomalie spectrale LFPS est essentiellement statique et déterminée par le contexte géologique typique des réservoirs de gaz étudiés. Plus particulièrement, elle est observée dans le cas de l'amincissement local de la couverture sédimentaire superficielle. Le travail se poursuivra par des simulations numériques dans un modèle réaliste (non-simplifié) et la confrontation systématique aux données réelles, sur les sites de Chémery et Saint-Illiers. Les simulations doivent aussi permettre, pour différentes compositions possibles du bruit ambiant, de relier les propriétés géométriques de l'anticlinal et les propriétés de la couverture sédimentaire superficielle aux caractéristiques de l'anomalie attendue. Ces lois vont être validées par des simulations sur les modèles géologiques réalistes de Chémery et Saint-Illiers. Par la suite une transition sur le cas géothermique est prévue, où des paramètres plus complexes peuvent rentrer en jeu (présence de failles, circulation de fluides, émissions de sources actives, etc...).

Remerciements

Les auteurs remercient Storengy pour le financement du projet et l'autorisation d'accès aux données et de leur présentation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BONNEFOY-CLAUDET S., COTTON F., BARD P.Y., 2006** – The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4):205–227.
- KAZANTSEV A., 2018** – Ambient noise spectral amplitude distortions above heterogeneities: feasibility study for multi-fluid reservoir exploration and monitoring. *PhD thesis, MINES ParisTech – Université de recherche Paris Sciences et Lettres PSL Research University, Paris, (France)*.
- KAZANTSEV A., CHAURIS H., DUBLANCHET P., HUGUET F., 2019** – Rayleigh wave amplitude distortions above a reservoir: new insights from elastic modelling, *Geophysical Journal International*, 1267-1289.
- KOMATITSCH D., VILOTTE J.P., 1998** – The spectral element method: An efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2):368–392.
- KOMATITSCH D., VILOTTE J.P., VAI R., CASTILLO-COVARRUBIAS J.M., SÁNCHEZ-SESMA F.J., 1999** – The spectral element method for elastic wave equations—application to 2-D and 3-D seismic problems. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 45(9):1139–1164.
- PERUZZETTO M., KAZANTSEV A., LUU K., MÉTAXIAN J.P., HUGUET F., CHAURIS H., 2018** – Broad-band ambient noise characterization by joint use of cross-correlation and MUSIC algorithm, *Geophysical Journal International*, 215(2), 760–779.
- SAENGER E., SCHMALHOLZ S., LAMBERT M., NGUYEN T., TORRES A., METZGER S., HABIGER R., MÜLLER T., RENTSCH S., MÉNDEZ-HERNÁNDEZ E., 2009** – A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies. *GEOPHYSICS*, 74(2):O29–O40.

AUSCULTATION D'UN AQUIFERE ALLUVIONNAIRE PAR TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE A L'ECHELLE D'UNE MEGA-PARCELLE A VOCATION AGRUMICOLE

KORTAS O.^{1,2}, GABTNI H.^{2,1}, HOVHANNISSIAN G.³

¹ Laboratoire Géoressources, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), B.P.273 Soliman 8020, Tunisie, hakim.gabtni@gmail.com

² Faculté des Sciences de Tunis, Tunis, Tunisie, oussama.kortas@fst.utm.tn

³ IRD Tunis, UMR 242 IEES Paris, Délégation régionale de l'IRD-ILE-de-France, 93143 Bondy cedex, France, INERGREF, Tunis, Tunisie, gaghik.hovhannissian@ird.fr

RESUME

Les quantités d'eau fournies par 3 forages dans le verger d'agrumes de 135 hectares au Cap-Bon (Tunisie), représentant le site expérimental de cette étude, se sont avérées insuffisantes. Les débits post-forages sont nettement en deçà de ceux estimés auparavant à la suite d'une étude sommaire effectuée par la méthode du sondage électrique vertical. En effet, le contexte alluvionnaire des aquifères est particulièrement complexe dans cette région. Dans ce sens, une couverture de cette méga-parcelle par des profils de tomographie de résistivité électrique 2D (ERT) a été réalisée. Après un calage rigoureux, moyennant les descriptions lithologiques et les diagraphies des forages, les sections géoélectriques ont été analysées et interprétées sous forme de cartes d'iso-résistivités et de vues en 3D. Cette étude a permis d'identifier les formes et les caractéristiques géométriques des lentilles qui peuvent être intéressantes pour l'exploitation hydrogéologique.

Le modèle proposée, considéré comme une base principale de toute étude hydrogéologique, permettra de mieux appréhender les stocks d'eau au niveau de la parcelle pour une gestion durable et réfléchie.

Mots clés : Tunisie, aquifère alluvionnaire, tomographie, modèle

DELINEATION OF ALLUVIAL AQUIFER VIA ELECTRICAL TOMOGRAPHY AT THE SCALE OF CITRUS CULTIVATION LAND

ABSTRACT

Water quantities supplied by 3 boreholes in a 135-hectare citrus cultivation at Cap-Bon (Tunisia) proved insufficient. The post-drilling flows are clearly below those previously estimated after a brief vertical electrical sounding study. A set of Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles was performed in this complex alluvial context. After, a calibration using lithological descriptions and borehole logging data, the ERT profiles were analyzed and interpreted in 2D and 3D views. A production of iso-resistivity maps was also performed. This study made it possible to identify the subsurface lithological model and the alluvial sedimentary setting. This model, considered as the most important key for hydrogeological study, allowed as better quantify the water stock for a sustainable management.

Key words: Tunisia, alluvial aquifer, tomography, model

INTRODUCTION

L'agrumiculture constitue la principale activité agricole au Cap Bon en Tunisie. En effet, elle fournit 70% de la production nationale d'agrumes. Sous les contraintes économiques de rentabilité, l'agrumiculture est conduite en production intensive où l'eau constitue un facteur primordial et crucial. La parcelle d'étude est un verger d'agrumes qui connaît des difficultés hydriques permanentes pendant les périodes de pointe en été et occasionnelles pendant les années de sécheresse.

Remédier à ce déficit d'eau d'irrigation, constitue l'objectif de notre étude, en se basant d'une part sur l'évaluation du volume d'eau déficitaire de ce verger et d'autre part sur l'étude des structures hydrogéologiques pouvant être intéressantes. La localisation et la compréhension du fonctionnement

hydrodynamique des aquifères complexes qui s'y logent (Abbes, 1983), ainsi que leur gestion durable, représentent une priorité au niveau de ce verger afin de satisfaire ses besoins en eau.

Les techniques de recherche de l'eau ont été limitées à la prospection par des sondages électriques verticaux 1D (SEV). Ces derniers sont les mieux adaptés aux études de prospection en milieu tabulaire (homogène). Les travaux des sondages électriques verticaux 1D ponctuels ont été effectués dans ce verger sans révéler réellement de bons résultats. Dans notre cas, où le milieu n'est pas tabulaire, s'agissant d'un dépôt alluvionnaire (hétérogène), nous avons opté pour l'utilisation de la technique de tomographie de résistivité électrique 2D (ERT) (COLELLA, A. & LAPENNA, V. & RIZZO, E., 2004).

Sur le plan géologique, le verger d'agrumes étudié, fait partie d'une série argilo-sableuse deltaïque qui s'est mise en place au Miocène moyen (Serravallien - Tortonien) (BEN SALEM, 1998) dans la région du Cap Bon. Afin de mettre en évidence la géométrie complexe, une méthodologie spécifique basée sur la spatialisation de l'information géologique et géophysique a été établie à l'échelle parcellaire. Cette méga-parcelle étudiée a été auscultée par plusieurs profils de tomographie électrique 2D bien réparties et entrecoupés.

MATERIEL ET METHODES

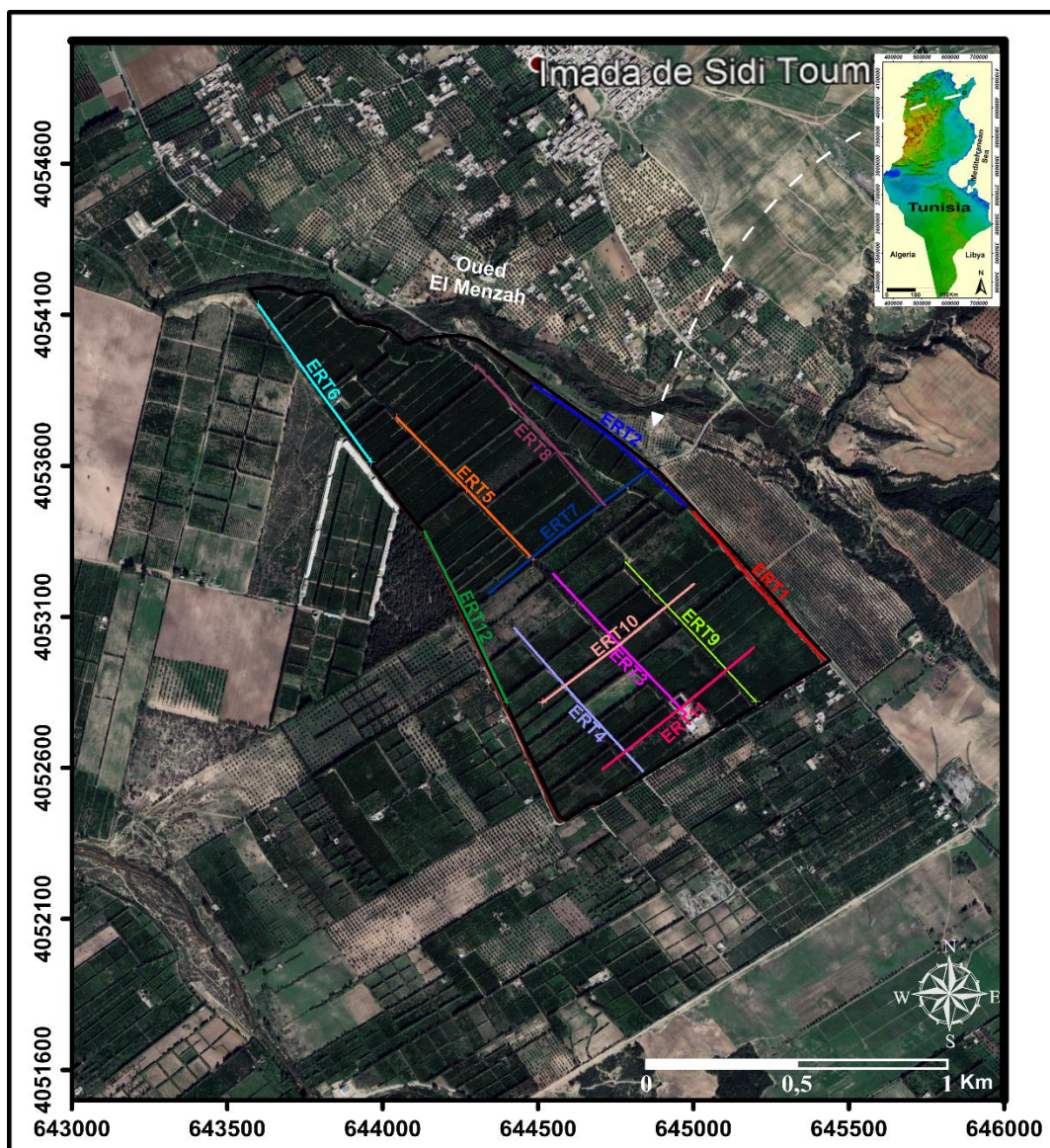


Fig. 1 – Localisation des profils de tomographie de résistivité électrique 2D effectués au niveau de la méga-parcelle.

Durant la campagne des prospections, l'équipement utilisé est de type Terrameter SAS-4000 avec un système d'acquisition de type LUND IMAGING SYSTEM développé par ABEM.

Dans cette méga-parcelle, une couverture a été réalisée par 12 profils de tomographie de résistivité électrique répartis de manière homogène.

Selon les possibilités d'accès, les profils de tomographie électrique 2D ont été réalisés dans deux directions (NW-SE et NE-SW) pour une couverture optimale.

Les profils de tomographie électrique, ont été réalisés en utilisant la configuration d'électrodes WENNER Alpha. Ce choix a été dicté par rapport à la nature des structures lenticulaires alluvionnaires et aussi en tenant compte du bon rapport Signal / Bruit.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les résultats de la tomographie ont montré la présence de structures plutôt isométriques sous forme de lentilles de différentes résistivités. Une comparaison de ces résultats avec les informations géologiques et hydrogéologiques a été réalisée. De plus, un calage a été effectué au niveau du profil de tomographie électrique ERT11 (localisation Fig.1). Il s'est avéré que les anomalies caractérisées par les résistivités élevées correspondent à des lentilles avec un remplissage sableux alors que celles caractérisées par de faibles résistivités électriques correspondent à un remplissage argileux ou argileux sableux.

Au niveau de la plupart des sections géoélectriques, nous avons distingué des lentilles résistantes dont la plupart se développent dans la partie nord de la méga-parcelle et des lentilles conductrices se localisant dans la partie centrale et dans la partie sud de la méga-parcelle.

Généralement à l'échelle de ce genre de dépôts, les corps résistants (lentilles sableuses à intercalations argileuses de faible épaisseur) ont une résistivité qui varie entre 16 et 60 Ω .m. Ces corps représentent un intérêt aquifère certain. Les corps conducteurs (lentilles argileuses) ont une résistivité faible, généralement inférieure à 16 Ω .m. Ces lentilles réservoirs présentent généralement des épaisseurs décimétriques et peuvent atteindre une centaine de mètre de largeur (Fig.2) (ERT12, localisation Fig.1). Les résistivités enregistrées au niveau des parties superficielles laissent penser à une possible recharge naturelle de ces lentilles par les eaux de surface et les eaux météoriques. Sur les parties superficielles révélées par les sections géoélectriques, nous pouvons aussi distinguer les possibles chenaux préférentiels de recharge.

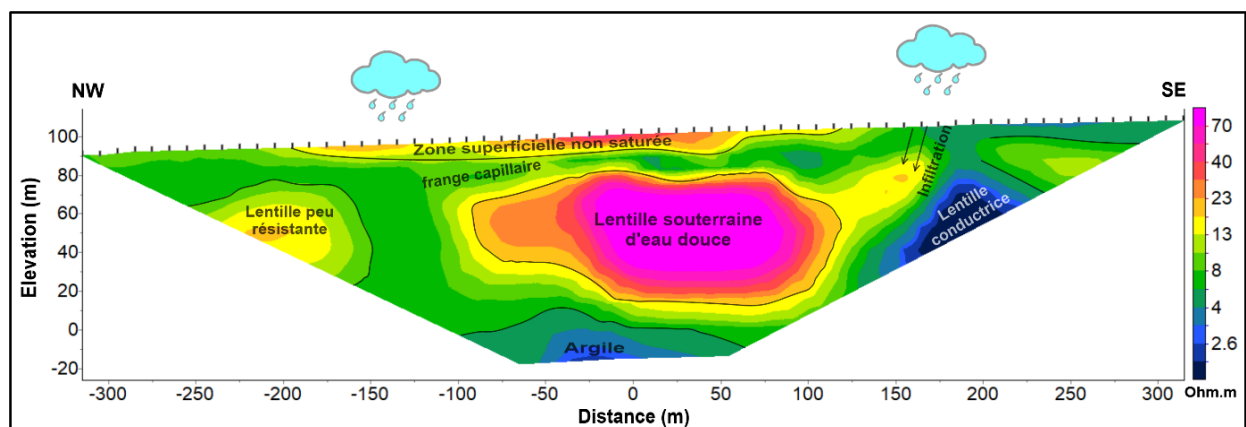


Fig. 2 - Exemple de l'interprétation hydrogéologique d'un modèle de résistivité en 2D (ERT12)

Les lentilles révélées et considérées intéressantes de point de vue hydrogéologique peuvent être le sujet de futurs captages d'eau. Les lentilles faiblement intéressantes présentent un réservoir peu développé sur le plan dimensions et extensions.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Dans cette étude, la tomographie électrique de précision s'est avérée une solution rapide et efficace pour modéliser la structure lithologique et la répartition des aquifères complexes. En effet, des levés géo-électriques ponctuels en 1D n'ont pas pu cerner le contexte lithologique hétérogène d'un cortège de dépôt alluvionnaire. Les profils de tomographie électrique réalisés ont pu révéler l'extension spatiale mais aussi les épaisseurs et les chemins de recharge et d'infiltration au niveau de la méga-parcelle étudiée. Finalement, cette étude nous a permis de caractériser la géométrie du système aquifère alluvionnaire au moyen d'une spatialisation de l'information géophysique en 2D mais aussi en 3D. Cette information stratégique permettra de bien choisir les futures zones d'exploration hydrogéologique et de bien gérer les captages actuels.

En perspective, une étude par tomographie électrique en 4D pourra être effectuée sur les lentilles résistantes exploitées par les forages existants afin de mieux estimer l'évolution des stocks d'eau au niveau de la méga-parcelle.

Pour la lentille sableuse intéressante recoupée par le profil ERT12, une autre campagne pourra être réalisée moyennant l'acquisition de plusieurs profils de tomographie électrique parallèles et entrecoupées afin d'en dégager l'extension latérale et verticale et d'en estimer les réserves. En effet, cette méga-lentille présente un intérêt hydrogéologique très important qui permettra de combler le manque en eau pour ce verger d'agrumes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBES, A., 1983 - Etudes géologiques et géophysiques du Miocène de la Dakhla (Cap Bon, 386 Tunisie Nord-orientale). Application à la prospection des couches lignitifères. Thèse de 387 III^e Cycle, Université des Sciences et techniques de Sfax, Tunisie, 199 p.

BEN SALEM, H., 1995 - Cartographie de la feuille de Nabeul- Hammamet : notice explicative 432 de la carte géologique de la Tunisie 1/50.000, feuille n° 30 et 37. Office Nationales des 433 Mines, Tunisie, 32 p. 434.

BEN SALEM, H., 1998 - Cartographie de la feuille de Menzel Bou Zelfa : notice explicative de la 435 carte géologique de la Tunisie 1/50.000, feuille n° 22. Office National des Mines, Tunisie, 38 p. 436

COLELLA, A. & LAPENNA, V. & RIZZO, E., 2004 -High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography

DAILY, W. & RAMIREZ, A., 2004 - Electrical Impedance Tomography for detection of DNAPL contamination. Symposium of the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Colorado Springs, Environmental and Engineering Geophysical Society.

LOKE, M. H. & BARKER, R. D., 1996 - Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method. Geophysical Prospecting, 44, 131–152.

MARESCOT L., 2008 - Imagerie électrique pour géologues : acquisition, traitement interprétation, 73p.

ROY, A., APPARAO, A., 1971 - Depth of investigation indirect current methods, Geophysics, 36, pp 943-959.

IMAGERIE PAR TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ÉLECTRIQUE ET SISMIQUE DES CALCAIRES FISSURES AUX ABORDS DU BARRAGE D'EL HAOUAREB (TUNISIE CENTRALE) ET LEUR RELATION AVEC LE SYSTEME ALLUVIONAIRE

HAMROUNI M.^{1&2}, KORTAS O.^{1&2}, HOVHANNISSIAN G.³, AZAIEZ H.¹, GABTNI H.¹

¹ Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE), Laboratoire de Géoressources, B.P :273 Soliman 8020, Tunisie, hamrouni26@gmail.com , oussama.kortas223@gmail.com , h_azaiez@yahoo.fr, hakim.gabtni@gmail.com

² Faculté des Sciences de Tunis, El Manar, Tunisie

³ Institut de recherche pour le développement (IRD), UMR 242 IEES, Bondy, France ; INRGREF, LR VENC, Tunis, Tunisie, gaghik.hovhannissian@ird.fr

RESUME

Le barrage d'El Haouareb, édifié afin de protéger la ville de Kairouan des crues extrêmes de l'Oued Merguellil (Tunisie centrale) et assurer l'eau d'irrigation pour l'agriculture, est sujet à d'importantes fuites souterraines d'eau à travers les calcaires fissurés du Coniacien. Dans ce travail, nous avons réalisé une étude géophysique en utilisant la méthode de la Tomographie de résistivité électrique 2D (ERT) et celle de la tomographie sismique 2D afin de mieux appréhender la localisation et les caractéristiques géométriques de ces calcaires le long de la digue du barrage. En présence de contrastes de vitesse avérés (V_p), la tomographie sismique a mis en évidence l'interface alluvions-calcaires. Ces derniers sont caractérisés par des vitesses élevées supérieures à 1.5 km/s. Les résistivités électriques (Rho) enregistrées au niveau de plusieurs configurations de mesures ont montré quant à elles une sensibilité particulière à la présence d'eau aussi bien latéralement qu'en profondeur.

Mots clés : Tomographie électrique, sismique, calcaires, alluvions, Barrage El Haouareb

ELECTRICAL RESISTIVITY AND SEISMIC TOMOGRAPHY IMAGERY OF FRACTURED CARBONATES SURROUNDING EL HAOUAREB DAM (CENTRAL TUNISIA) AND THEIR RELATIONSHIP TO ALLUVIAL SYSTEM

ABSTRACT

The El Haouareb dam was edified to protect the city of Kairouan from the extreme floods of Oued Merguellil (central Tunisia) and to provide irrigation water for agriculture. This structure is a subject of significant underground leaks from water through the fissured Coniacian limestones. In this work, we carried out a geophysical study using joint 2D Electrical Resistivity Tomography (ERT) and 2D seismic tomography methods in order to better understand the location and the geometry of these limestones along the El Haouareb dike. In the presence of significant velocity contrasts (V_p), seismic tomography has been shown to be effective in imaging alluvial-carbonate interface. These limestones are characterized by high velocity values greater than 1.5 km/s. The recorded electrical resistivity (Rho) using different protocols showed an important sensibility to the presence of water both laterally and in depth.

Key words: Electrical tomography, seismic tomography, Limestones, alluvial, El Haouareb Dam

INTRODUCTION

Dans les zones semi-arides, les ressources en eau sont devenues de plus en plus rares en raison des changements climatiques et de la surexploitation des nappes. La situation dans le bassin de Merguellil est actuellement très critique avec une baisse continue du niveau piézométrique d'environ 1m/an (Leduc et al., 2007). Le barrage d'El Haouareb a été conçu et dimensionné pour développer une agriculture intensive dans la région et protéger la ville de Kairouan contre les inondations. Suite à la

mise en eau du barrage, il s'est révélé que plus de 63% des eaux de retenue s'infiltrèrent très probablement à travers des calcaires fracturés du Crétacé Supérieur (Kingumbi, 1999). Ces calcaires du Coniacien sont reconnus à l'affleurement mais aussi au niveau des forages aux abords de la digue du barrage. Afin de mieux gérer les ressources en eau et de mieux comprendre le processus d'infiltration des eaux de la retenue, une étude géophysique a été menée. L'imagerie géophysique haute résolution des aquifères calcaires a pour finalité la caractérisation des structures géologiques et hydrogéologiques dans la zone adjacente du barrage El Haouareb.

Deux réservoirs souterrains de Ain El Beidha et celui de Kairouan communiquent par le seuil hydraulique d'El Haouareb. Ce seuil est situé sur un nœud tectonique complexe (Abbes, 2004). En effet, la zone d'étude correspond à un carrefour où interfèrent deux structures majeures de la Tunisie : les structures atlasiques de la dorsale tunisienne orientées NE-SO (amont du bassin de Merguellil, Jebel Cherichira) et les structures mésozoïques et cénozoïques de l'axe Nord-Sud tunisien (Jebel El Haouareb) (Ouali, 2007) (Fig.1).

Le but du présent travail est donc d'étudier la géométrie fine du réservoir carbonaté, sa fracturation et les processus hydrodynamiques qui peuvent s'y dérouler à l'aide d'un couplage judicieux de la tomographie de résistivité électrique et de la tomographie sismique.

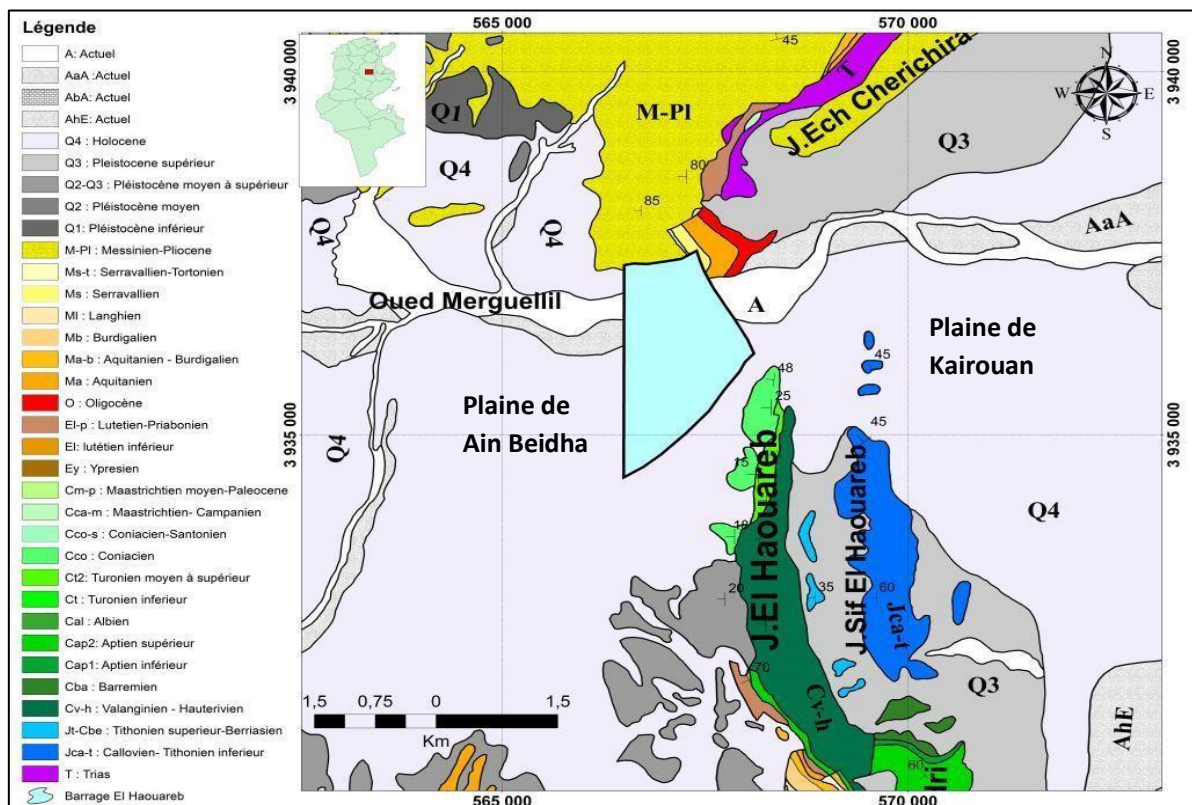


Fig. 1 - Carte géologique de la zone d'étude en se basant sur la synthèse des cartes géologiques au 1/50.000 de Trozza et de Menzel Mhiri (Ghali, 1992 ; Rabhi, 1993)

MATERIEL ET METHODES

L'acquisition de tomographie de résistivité électrique 2D s'est effectuée sur une ligne jalonnant la digue du barrage en utilisant 64 électrodes et un espacement inter-électrodes de 10m (matériel utilisé : ABEM SAS 4000). Les configurations d'électrodes : Wenner alpha, Schlumberger, Wenner-Schlumberger et dipôle-dipôle ont été utilisées, assurant ainsi une profondeur de plus de 100 m.

La tomographie sismique 2D a été effectuée particulièrement aux abords des calcaires du Crétacé Supérieur au moyen d'un équipement de type Géode de *Geometrics* (24 canaux). Les géophones ont été mis en place avec un intervalle de 7m. La procédure d'acquisition a été accomplie en réalisant 14 shots (avec un stack de 2 tirs pour chaque shot) dont 2 offsets. Ce levé est calibré par 25 piézomètres implantés le long de la digue du Barrage.

Les données ERT ont été inversées à l'aide du logiciel ZONDRES2D. Les valeurs de résistivité électrique inversée de la section étudiée ont été estimées en minimisant de manière itérative la différence avec la pseudo-section observée (Loke et Barker, 1995). Après les essais d'inversion, l'opérateur d'inversion "Occam" a été choisi. Ce dernier est une inversion par méthode des moindres carrés avec utilisation d'un lissage et d'une minimisation de contraste supplémentaire (Constable et al., 1987). Suite à la reconstruction des modèles de résistivité, un contraste de résistivité a été observé entre les alluvions et les calcaires. Le processus d'inversion a été validé lorsque l'erreur quadratique moyenne (RMS) a atteint une valeur ne dépassant pas les 5%.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les coupes géo-électriques obtenues après l'inversion des données montrent une certaine ressemblance au niveau des structures horizontales et verticales pour toutes les configurations utilisées. Toutefois, le dispositif Wenner-Schlumberger s'est avéré le mieux adapté révélant une bonne résolution avec un meilleur rapport Signal/bruit. Deux zones de faible résistivité ont été repérées allant de moins de $4 \Omega \text{ m}$ à plus de $8 \Omega \text{ m}$. Ces résistivités faibles sont représentées dans la partie Sud-Est de la section et dans la partie Nord-Ouest entre 25 m et 60 m de profondeur. On note aussi clairement des valeurs de résistivité relativement élevées et supérieures à $250 \Omega \text{ m}$ dans la partie Nord-Ouest à environ 20 m de profondeur et correspondant aux sables secs (Fig.2).

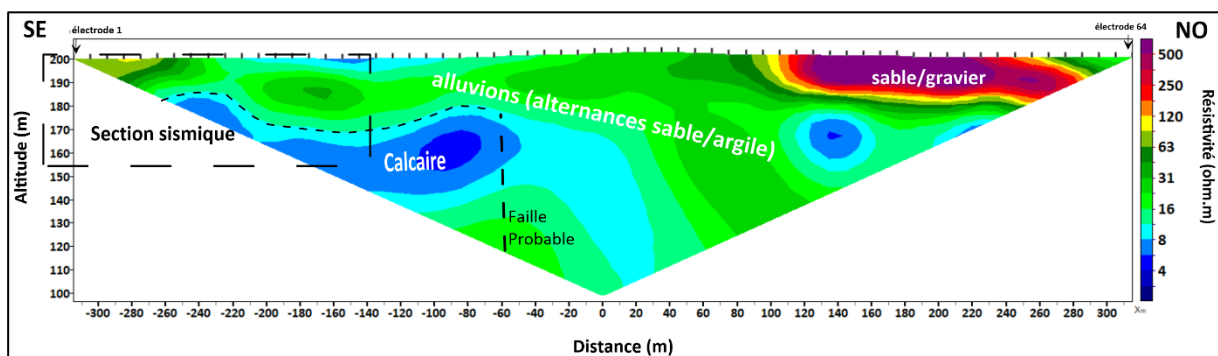


Fig. 2 - Interprétation de l'imagerie électrique 2D au moyen du dispositif Wenner-Schlumberger le long de la digue du barrage El Haouareb

La section de tomographie sismique (Fig.3) effectuée sur une partie de la coupe de ERT 2D a permis de déterminer les variations des vitesses des ondes P sur une profondeur moyenne de 50m

D'après cette section de vitesse on constate (Fig.3) :

- La présence d'une zone de faibles vitesses, ne dépassant guère les 0.8 km/s à une profondeur de 8 m et correspondant à des dépôts argileux.
- La présence d'une zone de vitesses moyennes, pouvant atteindre 1.5 km/s à la profondeur de 25 m indiquent selon les données lithologiques des forages la présence d'alluvions sableuses
- La présence d'une zone de fortes vitesses, pouvant atteindre 3.2 km/s à une profondeur de 50 m et correspondant à des calcaires. Au SE, les vitesses se sont avérées plus fortes qu'au NO. Cette variation concorde avec l'augmentation du degré de fracturation dans les calcaires au NO

Finalement, la confrontation des données lithologiques des forages le long de la digue avec les résultats de la section de vitesse sismique a permis de mieux préciser la géométrie des calcaires en profondeur. Cependant, en comparant la section de vitesse sismique avec la section électrique, on constate la présence de faibles résistivités enregistrées dans la partie Sud-Est caractérisée par des calcaires de vitesses élevées supérieures à 1.5 km/s . Ces résistivités peuvent s'expliquer par la possible présence d'eau salée imprégnant les calcaires du Coniacien.

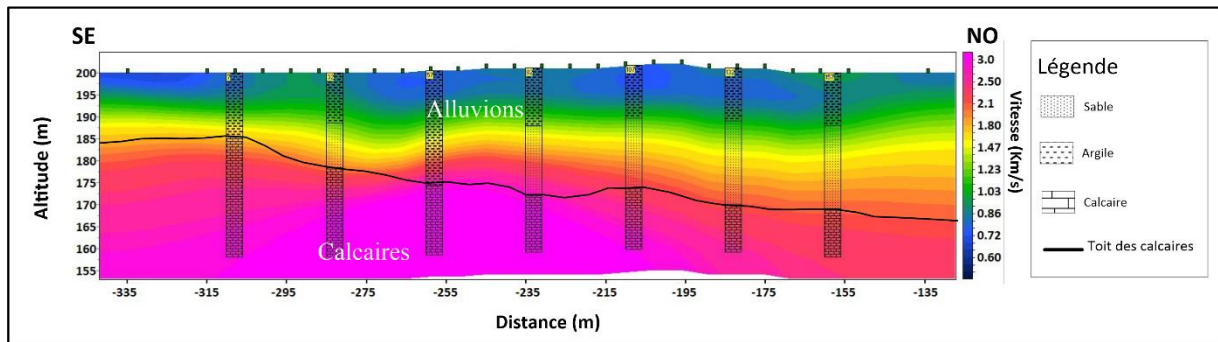


Fig. 3 - Interprétation du modèle de vitesse après l'inversion des données de tomographie sismique calibré aux logs lithologiques des forages

Les zones interprétées comme étant des calcaires présentent des variations locales de résistivités et de vitesses. Ces variations peuvent être expliquées par la présence d'eau ainsi que les voies canalisant son infiltration et son transfert du barrage vers la nappe alluviale de la plaine de Kairouan.

CONCLUSIONS

L'intégration des deux méthodes géophysiques de haute résolution a pu fournir de bons résultats afin de s'affranchir de la géométrie, en profondeur, des calcaires fracturés aux abords de la digue du barrage El Haouareb. Au moyen de l'analyse des contrastes de vitesse, la tomographie sismique a pu aussi détecter l'interface alluvions-calcaires mais aussi le degré de fracturation affectant les calcaires qui sont caractérisés généralement par des vitesses élevées. La comparaison entre les résultats de la tomographie électrique et ceux de la sismique a révélé que la résistivité électrique dépend particulièrement de la présence de l'eau. La fracturation des calcaires devrait donc jouer un rôle clé dans le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère d'El Haouareb constituant ainsi les zones d'infiltration préférentielle d'eau souterraine et d'échanges entre les nappes de l'Ain El Beidha à l'Ouest et la nappe alluviale de la plaine de Kairouan à l'Est.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbes C., 2004** - *Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne Nord-Sud – Tunisie centrale)*. Thèse de doctorat. Université Tunis-El Manar, 437 pages
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G., 1987** - Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- El Ghali A., 1992** - *Carte géologique de la Tunisie. Feuille de Trozza 1/50.000*. Service géologique national, Tunis.
- Kingumbi A., 1999** – *Bilan et modélisation de la retenue du barrage d'El Haouareb*. Mémoire de DEA, Ecole nationale d'ingénieurs de Tunis, Tunis, 133 p.
- Leduc C., Ben Ammar S., Favreau G., Beji R., Virrion R., Lacombe G., Tarhouni J., Aouadi C., Zenati Chelli B., Jebnoun N., Oi M., Michelot J.L., Zouari K., 2007**- *Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone : environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia*, *Hydrological Sciences Journal*, 52 :6, 1162-1178.
- Loke M.H., Barker R.D., 1995** - Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, 1682–1690
- Ouali J.A., 2007** – *Importance du réseau reghmatique dans la tectogénèse de la Tunisie Atlasique à travers l'étude de l'axe nord-sud*. Thèse de doctorat d'état. Université de Tunis El Manar, 83-97 pages
- Rabhi M., 1993** - *Carte géologique de la Tunisie. Feuille de Menzel Mhiri au 1/50.000*. Service géologique national, Tunis.

FUSION D'INFORMATIONS PAR THÉORIE DES MASSES DE CROYANCE POUR LA CARACTERISATION D'UNE DIGUE DE CANAL

DEZERT T.¹, FARGIER Y.², PALMA LOPES S.¹, GUIHARD V.³

¹ Université Gustave Eiffel, GeoEND, campus de Nantes, France, theo.dezert@univ-eiffel.fr

² Université Gustave Eiffel, RRO, campus de Bron, France

³ EDF R&D PRISME, Chatou, France

RÉSUMÉ

Dans ce travail, nous présentons l'utilisation d'une méthodologie de fusion reposant sur la théorie des masses de croyance pour la cas d'étude d'une digue de canal appartenant à EDF. Ces travaux considèrent la combinaison d'informations issues de deux sources géophysiques (Tomographie de Résistivité Electrique et Multi-channel Analysis of Surface Waves) et d'une source géotechnique (sondages carottés) afin de caractériser les matériaux lithologiques d'une section d'ouvrage hydraulique avec des indices de confiance associés.

Mots clés : théorie des masses de croyance, TRE, MASW, sondages carottés, digue

DATA FUSION USING BELIEF FUNCTIONS FOR CANAL DIKE CHARACTERIZATION

ABSTRACT

In this work, we present the use of a fusion methodology based on the theory of belief functions for the case study of a canal dike belonging to EDF. This work considers the combination of information from two geophysical sources (Electrical Resistivity Tomography and Multi-channel Analysis of Surface Waves) and from a geotechnical source (core drillings) in order to characterize the lithological materials of a section of a hydraulic structure with associated confidence indexes.

Key words: belief functions theory, ERT, MASW, core drillings, levee

INTRODUCTION

Afin de proposer un diagnostic d'ouvrage hydraulique, des campagnes de reconnaissance géophysiques et géotechniques sont régulièrement utilisées de façon conjointe. Ces deux familles de méthodes sont complémentaires. Alors que les méthodes géophysiques sont non-invasives et apportent de l'information sur de larges volumes de sous-sols, les méthodes géotechniques sont invasives et fournissent une information ponctuelle spatialement. De plus, la qualité des informations fournies diffère selon la méthode. En effet, les incertitudes associées aux informations géophysiques sont importantes, en particulier à cause des aspects indirects et intégrants des méthodes ainsi qu'à la résolution des problèmes inverses. En revanche, les informations acquises par les méthodes géotechniques sont beaucoup plus fiables car obtenues au contact direct avec les matériaux investigués. Jusqu'à présent, peu de méthodologies considèrent une combinaison mathématique des données plutôt qu'une superposition des résultats.

Pour parvenir à un diagnostic d'ouvrage, il est important d'être en mesure de distinguer les matériaux lithologiques présents dans la structure et de les localiser. Il est également essentiel de pouvoir déterminer la position des interfaces lithologiques et d'éventuelles anomalies. Dans ce travail, nous présentons l'utilisation d'une méthodologie de fusion introduite par Dezert (2019), s'inscrivant dans le cadre de la théorie des masses de croyance, pour caractériser une digue de canal du Sud de la France appartenant à EDF. Cette méthodologie permet de prendre en considération les différents types d'imperfections associées aux informations acquises (incertitude, imprécision, incomplétude) ainsi que leur expression spatiale spécifique (ponctuelle ou volumique) et le niveau d'inconsistance entre les méthodes de reconnaissance. Ici, nous fusionnons des données acquises par méthode de Tomographie de Résistivité Electrique (TRE), de MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) et

par sondages carottés. Pour plus de détails sur le formalisme des masses de croyance, nous renvoyons le lecteur vers Shafer (1976). La fusion dans le cadre des fonctions de masses de croyance requiert : i) la sélection d'un cadre de discernement (Frame of Discernment, FoD) du problème considéré, ii) la détermination de distributions de masses de croyance à partir des jeux de données et iii) l'utilisation d'une ou de plusieurs règles de combinaison pour opérer la fusion.

OUVRAGE ÉTUDIÉ ET SÉLECTION D'UN CADRE DE DISCERNEMENT

Le tronçon de digue de canal étudié dans ces travaux s'étend sur presque deux kilomètres, du point kilométrique (PK) 10.35 au PK 12.13. Cette section possède l'avantage de regrouper quatre lithologies différentes (remblais fins, grossiers, marnes et calcaires) ainsi que la présence d'une faille NE-SW abaissant le compartiment occidental. Jusqu'au PK 10.8 environ, le canal repose essentiellement sur un socle calcaire plus ou moins marneux du Crétacé Inférieur. Au-delà, le substratum est généralement sous la forme de marnes plus ou moins argileuses. Entre les PK 11.5 et 12.13 des matériaux plus résistants mécaniquement que sont les calcaires du Crétacé semblent également présents.

Pour cette étude, nous considérons donc quatre matériaux lithologiques (hypothèses) à identifier : remblais fins (θ_1), marnes (θ_2), remblais grossiers (θ_3) et calcaires (θ_4). Comme le FoD, noté Θ , regroupe un ensemble d'hypothèses exhaustives et exclusives, nous considérons une cinquième hypothèse (θ_5) correspondant à n'importe quel matériau différent des quatre décrits. Ce FoD est commun aux trois sources d'informations. Ainsi, $\Theta = \{\theta_1, \theta_2, \theta_3, \theta_4, \theta_5\}$. Notre méthodologie impose d'affecter pour chaque source d'information (méthode de reconnaissance) des distributions de masses de croyance à chaque hypothèse de Θ . L'espace des fonctions de masse $m(\cdot)$ est fixé par toutes les disjonctions possibles des hypothèses de Θ . Il est donc possible d'associer des masses de croyance à l'union (« ou » logique) d'hypothèses, permettant de quantifier l'incertitude entre plusieurs hypothèses. La fonction de masse de croyance est définie dans l'intervalle $[0, 1]$ et telle que la somme des masses soit égale à 1. Plus la masse tend vers 1 et plus la confiance en l'hypothèse est importante.

MÉTHODES DE RECONNAISSANCE ET CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES HYPOTHÈSES

Une campagne de TRE a été menée en crête d'ouvrage en 2014, à l'aide d'un dispositif de 48 électrodes espacées de 5 mètres en considérant une acquisition de type « roll-along » pour couvrir la longueur souhaitée. Les résultats de l'inversion des acquisitions électriques, obtenus à l'aide de Res2Dinv (Loke, 2013), sont représentés Fig. 1a. Une campagne de MASW a été réalisée en 2017 en crête d'ouvrage avec un dispositif de flûtes tractées et tir tous les 24 mètres afin d'investiguer trois tronçons (violet, Fig. 1) au sein de la section d'étude. Après inversion à l'aide de SurfSeis, des profils de vitesses de cisaillement ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) sont obtenus et présentés Fig. 1b.

Ces résultats géophysiques ne permettent pas de distinguer les quatre matériaux lithologiques constitutifs de l'ouvrage. Nous utilisons donc un algorithme de partitionnement (*k-means clustering*) afin d'associer des intervalles de résistivités/vitesses aux hypothèses de Θ tels que les matériaux de faibles résistivités/vitesses soient associés à des remblais fins ou marnes ($\theta_1 \cup \theta_2$), les matériaux de fortes résistivités/vitesses soient associés à des remblais grossiers avec blocs ou à des calcaires ($\theta_3 \cup \theta_4$) et les matériaux de résistivités/vitesses intermédiaires à l'une de ces quatre hypothèses ($\theta_1 \cup \theta_2 \cup \theta_3 \cup \theta_4$). Les valeurs d'imprécisions (et de sensibilités pour la TRE) associées aux valeurs physiques sont prises en compte afin d'allouer des masses de croyance aux différentes hypothèses déterminées en suivant la procédure décrite dans Dezert (2019).

Une campagne de sept sondages carottés a été réalisée en crête d'ouvrage en 2016, dont cinq sont localisés au niveau du profil de TRE. Afin de distinguer les remblais fins des remblais grossiers, le Guide des Terrassements Routiers est utilisé (NF P 11-300, 1992). Les matériaux plus cohésifs (socles marneux ou calcaires) n'ayant pas subi d'analyse granulométrique, ont été identifiés à l'aide des observations indiqués par les techniciens sur les procès-verbaux. La Fig. 1c présente les hypothèses du FoD identifiées dans les sondages. Une masse de croyance proche de 1 sur l'hypothèse déterminée est fixée au niveau des sondages. La masse décroît ensuite latéralement de façon exponentielle jusqu'au

sondage voisin, en tenant compte de la caractérisation faite à même profondeur par ce dernier (justifiant l'utilisation de Sc1 et Sc7). Le détail de cette procédure est expliqué dans Dezert (2019).

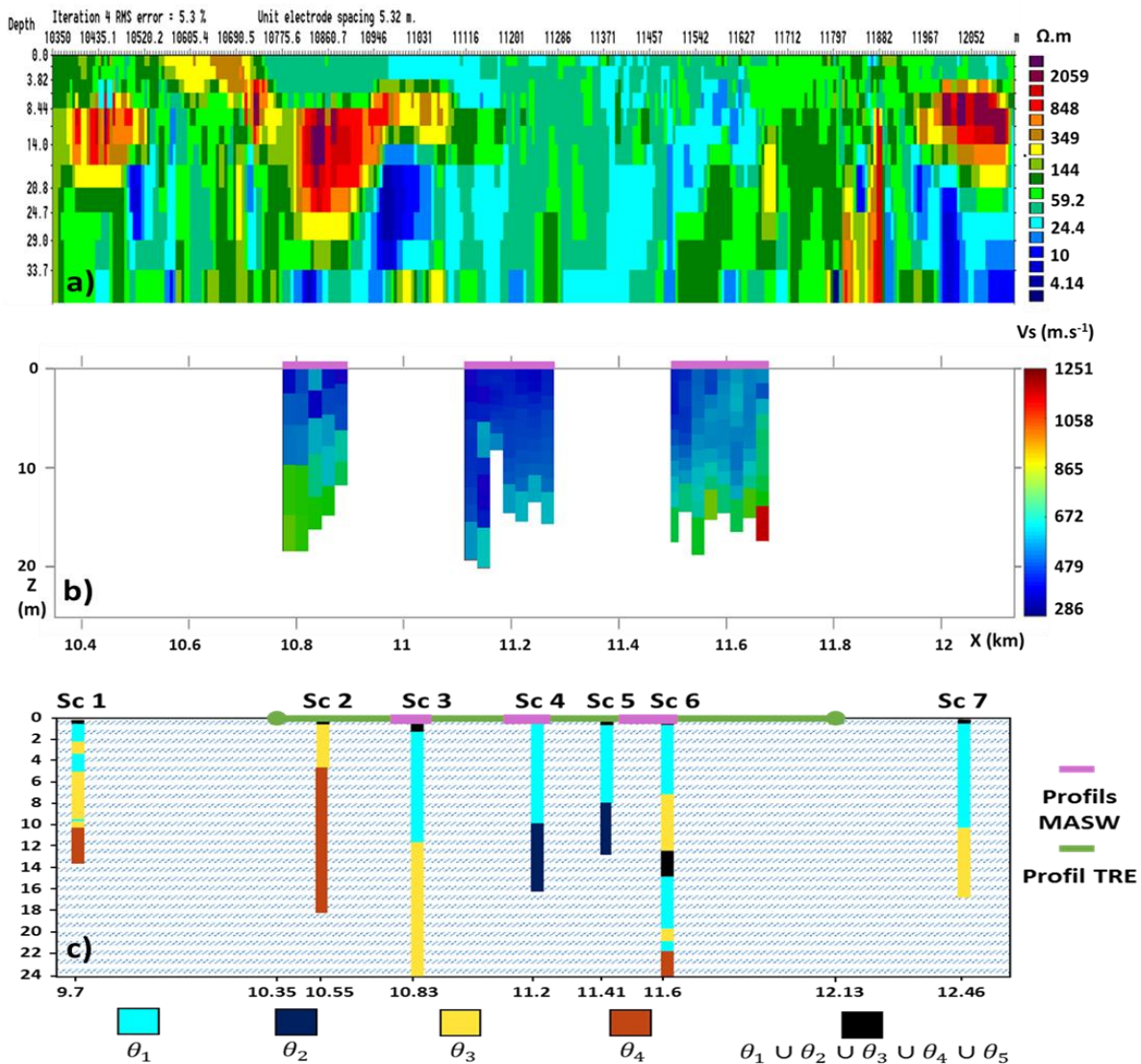


Fig. 1 – a) Section de résistivités inversées ($\Omega.m$), **b)** profils de vitesses de cisaillement ($m.s^{-1}$), **c)** sondages carottés avec hypothèses identifiées.

RESULTATS DE FUSION

Le processus de fusion consiste à combiner, pour chaque maille de la section, les distributions de masses de croyance estimées par chaque méthode d'investigation. Ici, nous retenons deux règles de combinaison : i) la règle de Smets (1990) permettant d'estimer le niveau de conflit (\emptyset) entre les sources (rouge, Fig. 2a) et ii) la règle de PCR6 (Proportional Conflict Redistribution no. 6, Smarandache and Dezert, 2013) permettant la redistribution des masses conflictuelles sur les hypothèses impliquées dans le calcul du conflit. Les résultats de fusion sont représentés Fig. 2. Avec les hypothèses ayant les plus grandes masses de croyance en a) et b) et leurs valeurs associées (niveaux de confiance) en c) et d). Ces résultats permettent de mettre en avant la zone d'incertitude importante entre les PK 10.6 et 10.8 correspondant à la zone perturbée de la faille NE-SW. Les informations apportées par les sondages carottés permettent de préciser le type de matériau (remblai ou socle) que les sources géophysiques n'étaient pas en mesure de dissocier. Le conflit représenté montre que certaines caractérisations géophysiques ne sont pas en accord avec les informations fournies par les sondages (Fig. 2a). Les distributions de masses de croyances (Fig. 2d) mettent en évidence une meilleure caractérisation au niveau des sondages ainsi que là où l'information concorde entre les méthodes de reconnaissance.

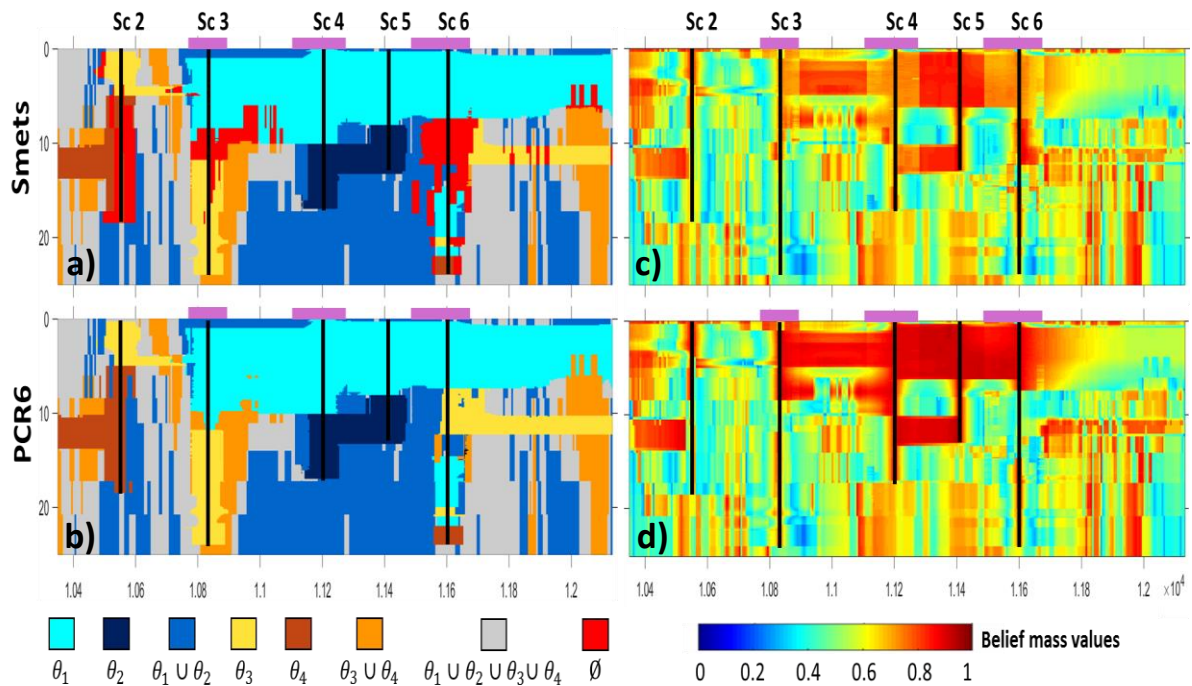


Fig. 2 – a,b) Représentation des hypothèses ayant les plus grandes masses de croyance après fusion en considérant les méthodes de TRE, MASW et sondages carottés avec règles de Smets et PCR6, **c,d)** masses de croyance associées aux hypothèses respectivement caractérisées en **a)** et **b)**.

CONCLUSIONS

L'utilisation de notre méthodologie de fusion, à partir de trois méthodes de reconnaissance, a permis de distinguer quatre matériaux constitutifs d'une digue de canal en précisant les zones de forte confiance, d'incertitude entre deux ou quatre matériaux et de conflit entre les méthodes de reconnaissance. Les zones de moindre confiance sont susceptibles d'indiquer là où les investigations devraient être renforcées et pourraient être utiles pour des modèles de calcul d'aléas de rupture.

Remerciements

Nous tenons à remercier EDF, et particulièrement Jean-Robert Courivaud (CIH) et Christophe Vergniault (TEGG) pour l'accès aux jeux de données géophysiques et géotechniques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AFNOR NF P11-300, 1992. Exécution des terrassements - Classification des matériaux utilisables dans la construction des remblais et des couches de forme d'infrastructures routières.

DEZERT T., 2019. Combinaison d'informations ponctuelles et volumiques pour le diagnostic d'ouvrages en terre soumis à des risques hydrauliques. *Thèse de doctorat, Université de Nantes-Faculté des Sciences et Techniques.*

LOKE M.H., 2013. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. www.geotomosoft.com

SHAFER G., 1976. A Mathematical Theory of Evidence. *Princeton University Press.*

SMARANDACHE F., DEZERT J., 2013. On the consistency of PCR6 with the averaging rule and its application to probability estimation. In *Proceedings of the 16th International Conference on Information Fusion* (pp. 1119-1126). IEEE.

SMETS P., 1990. The combination of evidence in the transferable belief model. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, 12(5), 447-458.

ESTIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE PAR FUSION DES DONNEES GEPHYSIQUE ET GEOTECHNIQUE : APPLICATION DE LA BME

RABOULI S¹., SERRE M. L²., DUBOIS V¹., GANCE J³., HENINE H⁴., MOLLE P¹., TRUFFERT
C³., CLEMENT R¹

¹ INRAE, UR REVERSAAL, Villeurbanne, France, sara.rabouli@inrae.fr, vivien.dubois@inrae.fr,
pascal.molle@inrae.fr, remi.clement@inrae.fr

² University of North Carolina, DESE, Chapel Hill, NC, USA, marc_serre@unc.edu

³ IRIS Instruments, Orléans, France, j.gance@iris-instruments.com , c.truffert@iris-instruments.com

⁴ INRAE, UR HYCAR, Antony, France, hocine.henine@inrae.fr

RESUME

On considère souvent le sol comme un réacteur biologique pour le traitement des eaux usées domestiques, ou comme un exutoire pour le rejet des eaux traitées mais aussi comme un milieu à irriguer. Dans ces cas, la conductivité hydraulique à saturation du sol est un paramètre clé pour disposer de la capacité d'infiltration nécessaire, et ainsi atteindre le traitement attendu. A ce jour, il n'existe pas de technique satisfaisante permettant d'évaluer la conductivité hydraulique à saturation du sol hétérogène (et sa variabilité) à l'échelle d'une parcelle de sol. Le développement d'une méthodologie permettant de spatialiser les propriétés du sol est essentiel. Ici, nous démontrons l'intérêt de l'utilisation d'une méthode géostatistique, la BME « Bayesian Maximum Entropy », pour la réalisation d'une cartographie en 2D- 3D de la capacité d'infiltration des sols hétérogènes. Cet outil ouvre des perspectives d'optimisation du dimensionnement des ouvrages assurant l'infiltration d'eaux usées traitées.

Mots clés : Eaux usées traitées, BME, conductivité hydraulique à saturation, TRE, résistivité électrique, précisions

ESTIMATION OF HYDRAULIC CONDUCTIVITY BY FUSION OF GEOPHYSICAL AND GEOTECHNICAL DATA: BME APPLICATION

ABSTRACT

Soil is often considered as a biological reactor for the treatment of domestic wastewater, or as an outlet for the discharge of treated water but also as an environment that receives irrigation. In both cases, the saturated hydraulic conductivity of the soil is a key parameter to assess whether the necessary infiltration capacity is available, and can thereby yield the expected treatment. To date, there is no satisfactory technique for evaluating the saturated hydraulic conductivity of a heterogeneous soil (and its variability) at the scale of a parcel of soil. The development of a methodology for the spatial characterization of soil properties is essential. We demonstrate here the benefit of using a geostatistical approach, the BME "Bayesian Maximum Entropy" method, to obtain a 2D- 3D representation of the infiltration capacity of heterogeneous soils. This tool opens up prospects for optimizing the sizing of infiltration structures that receive treated wastewater.

Key words: Treated wastewater, BME, saturated hydraulic conductivity, ERT, electrical resistivity, accuracy

INTRODUCTION

En France, quel que soit le type de filière, les effluents traités des stations d'épuration des eaux usées domestiques sont rejetés dans un milieu récepteur, et bien souvent dans le lit d'une rivière. Dans certains cas, le rejet est infiltré dans le sol, faute de rivière à proximité ou pour limiter l'impact du rejet des eaux usées traitées. Le sol peut alors jouer un rôle de traitement supplémentaire dont le dimensionnement est principalement conditionné par sa capacité à se laisser traverser par l'effluent, ainsi que sa propension à colmater, au regard des charges appliquées. Dans ce contexte la

connaissance de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) reste l'un des paramètres-clés qui décrit la capacité d'infiltration dans le sol. La mesure de K_s , sur la base d'essais infiltrométriques est bien décrite dans la littérature. Cependant, en contexte hétérogène et à l'échelle d'une parcelle, l'utilisation des infiltromètres classiques ne permet pas d'avoir une information représentative de l'ensemble du site d'étude. La problématique centrale réside alors dans la variabilité de K_s dans les sols hétérogènes. Localement, les tests d'infiltration permettent d'obtenir des mesures fiables et robustes. Cependant, au regard de leur faible couverture spatiale, ces tests ne fournissent qu'une information partielle du site, qui demandent à être complétée (Bisone *et al.*, 2017). Or, multiplier les mesures peut s'avérer être une démarche invasive et coûteuse.

Pour pallier ce manque d'informations, parmi l'ensemble des méthodes géophysiques, la tomographie de résistivité électrique (TRE) est régulièrement citée pour apporter une information qualitative. Certes, l'information spatiale de l'hétérogénéité du sol est bien présente dans les mesures de TRE. Mais, ces mesures sont sous-explorées à cause de l'incertitude des mesures et de l'influence des différents paramètres du sol. En effet, la méthode TRE fournit un premier niveau de spatialisation à condition de ne considérer qu'une seule relation en tout point de l'espace. Or, comme la variabilité de la relation pétro-physique en contexte hétérogène est complètement négligée, ces relations ne peuvent donc pas être appliquées à des sols hétérogènes de manière fiable. Ainsi, sur le terrain, l'utilisation de ces lois, pour transformer les signaux géophysiques (résistivité électrique, vitesses des ondes) en conductivité hydraulique à saturation (K_s) par exemple, induit une erreur. Pour mieux connaître les variations de K_s du sol, l'intégration rigoureuse des informations issues des mesures TRE nécessite donc l'utilisation d'autres méthodes adaptées. Ces méthodes tiennent compte à la fois des mesures ponctuelles et des mesures TRE. Depuis 2002, dans d'autres domaines d'application, les auteurs (Christakos *et al.*, 2002), ont montré que la fusion des données répondait à cet objectif, notamment la méthode BME : « Bayesian Maximum Entropy ». En effet, la BME permet d'intégrer, le plus rigoureusement possible, les informations provenant de sources de données différentes (hydrologique et géophysique), ainsi que des incertitudes et des informations différentes sur chaque jeu de données pour obtenir une meilleure prédiction spatiale de la variable d'intérêt. Ces données sont classées dans la BME en données hard et soft. Les données hard correspondent à des mesures exactes de K_s , tandis que les données soft, ayant une incertitude importante, correspondent aux mesures de TRE. L'avantage de la BME (par rapport aux méthodes de Krigeage ou d'interpolation plus classiques) est que ce cadre de fusion de données permet de tirer profit des mesures incertaines, mais spatialisées, tout en fournissant une estimation de l'incertitude de prédiction, laquelle peut être introduite dans les outils de modélisation ou d'aide à la décision. De manière générale, la BME s'inclut dans les questions scientifiques majeures de la représentativité et du changement d'échelle. Le présent article propose d'investiguer numériquement l'intérêt de la méthode.

MATERIEL ET METHODES

La démarche générale est une approche classique largement utilisée dans la littérature géophysique (Clément *et al.*, 2014). Elle s'organise en 3 parties :

- **Génération de données numériques.** La méthodologie utilisée pour générer des ensembles de données synthétiques géophysiques (soft) et hydrauliques (hard) suit les étapes suivantes. On commence par générer numériquement une distribution de K_s réelles. À partir de cette distribution, nous pourrions générer les données géophysiques (soft) pour la tomographie par résistivité électrique et les données hydrauliques (hard) pour les tests d'infiltration. En ce qui concerne les données soft, on commence par simuler des teneurs en eau du sol basées sur la modélisation des flux d'eau. Cette modélisation fournira des données réalistes sur la teneur en eau du sol. En tenant compte des teneurs en eau et des types de sol, nous utiliserons les relations pétrophysiques de la littérature pour calculer la résistivité électrique réelle. Ensuite, le profil des résistivités apparentes est obtenu suite au calcul direct avec F3DM (Clément *et al.*, 2011). Sous PyGimli, nous inverserons les données de résistivité apparente pour obtenir des images de résistivité électrique interprétées (Rücker *et al.*, 2017). La donnée soft doit être de

même nature que la donnée à spatialiser. Pour cette raison un polynôme est calé pour transformer les résistivités inversées en conductivité hydraulique dite géophysique. Enfin l'incertitude sur les données soft géophysiques, est calculée à partir de la normalisation du rayon de résolution (l'un des indicateurs de qualité d'inversion). En ce qui concerne les données hard de K_s , nous allons échantillonner des points dans la distribution simulée de K_s réelles. Cet échantillonnage tient compte des gammes de résistivités électriques inversées et de leurs incertitudes. Dans cet article, on propose deux sols artificiels à travers une distribution spécifique de K_s que nous avons créées.

- **Validation de la méthode BME sur les données numériques** : Cette étape consiste à adapter et évaluer la BME sur les jeux de données numériques. Ceci permet de valider l'utilité de la méthode BME et d'évaluer ses limites : (i) définir le nombre minimal de tests d'infiltration, (ii) définir une stratégie d'échantillonnage robuste, et (iii) évaluer l'impact de la variation de la teneur en eau. Les résultats BME ont été comparés à la transformation simple des résistivités électriques au travers d'une relation empirique. En parallèle de l'analyse visuelle, via les cartes de K_s issues des deux méthodes (transformation simple des résistivités électriques en K_s géophysiques, BME), une analyse statistique est utilisée. Les outils statistiques (MSE, ME, VE, R^2) sont mobilisés pour estimer l'erreur de chaque prédiction.
- **Une validation de la méthode BME sur les données de terrains (non présentée dans l'article)** : à la différence de l'approche numérique, nous n'avons pas de modèle de référence pour comparer les résultats de l'estimations des K_s du code BME. De ce fait, pour déterminer la qualité prédictive des estimateurs géostatistiques, la validation croisée est utilisée. En effet, seule l'analyse statistique permet d'évaluer la performance des méthodes d'estimation.

RESULTATS

La Fig. 1 montre les résultats de la spatialisation des modèles 1 et 2, par les méthodes géophysiques dont la BME, pour une teneur en eau homogène de 0.25 et un bruit gaussien de 5% sur les résistivités apparentes. Vingt-quatre points d'échantillonnages ont été simulés.

Pour le modèle 1 et 2, les résultats montrent que :

- L'utilisation des données géophysiques (Fig. 1.b) avec une loi reliant la résistivité et la conductivité hydraulique à saturation via la teneur en eau homogène, montre que seuls les grands ensembles en proche surface sont retrouvés.
- En revanche, la méthode BME (Fig. 1.c) permet de se rapprocher des hétérogénéités présentes dans le modèle de référence. Les sous-ensembles d'hétérogénéité sont ainsi retrouvés. Les contours des zones hétérogènes sont mieux définis, en atténuant les artéfacts. Visuellement, la méthode BME (Fig. 1.c) nous propose également une spatialisation qui se rapproche mieux des modèles de références (Fig. 1.a).

L'analyse statistique vient conforter l'analyse visuelle. Pour le modèle 1, le coefficient de corrélation le plus élevé est celui obtenu par la BME ($R^2_{BME}=0.81$, $R^2_{Geo}=0.43$), ceci traduit la forte corrélation entre les données K_s vraies de référence et les données K_s estimées par la BME. Le même constat est observé pour le modèle 2. En effet, le coefficient de corrélation entre les données simulées et les données estimées, est passé de 0.74 pour la transformation géophysique à 0.81 pour la méthode BME.

Nous verrons que dans l'analyse paramétrique, l'influence du nombre de points et leur position sont primordiaux. La BME permet d'obtenir des cartes plus robustes que la simple relation de type « pétro-physique ». Nous remarquons aussi que l'ensemble des résultats est conditionné par la connaissance de l'incertitude de nos mesures. D'autres résultats numériques obtenus à partir de plusieurs modèles hétérogènes proches des conditions réelles de terrain et tenant compte de la variabilité de la teneur en eau, confirment l'intérêt de la BME dans la spatialisation de K_s . Les vraies données de terrain seront par ailleurs introduites dans la BME.

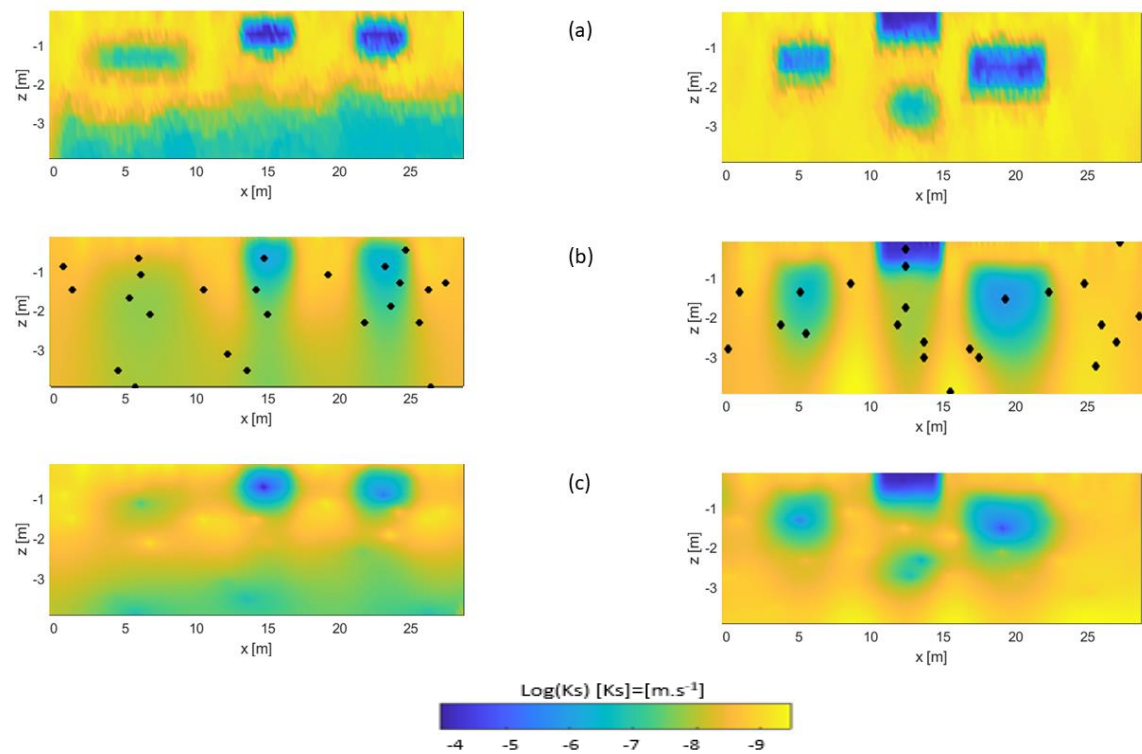


Fig. 1– Résultats de la spatialisation du modèle -1- (à gauche) et du modèle -2- (à droite) : (a) Données de conductivité hydraulique vraies simulées, (b) données Soft et hard, (c) BME

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La BME est une méthode géostatistique qui permet d’améliorer la spatialisation de la conductivité hydraulique à saturation. En milieu hétérogène, la méthode de fusion BME offre des perspectives intéressantes de modélisation par rapport à la transformation géophysique des résistivités inversées en conductivité hydraulique. Bien que la présence de nombreux artefacts, dus à la construction du modèle géophysique (calcul direct, inversion, interpolation des maillages), fausse les résultats de la spatialisation des K_s géophysiques par transformation des données TRE, la méthode BME parvient à corriger ces imperfections afin de proposer une distribution de K_s proche de celle de départ. Sur le terrain la BME fonctionne, cependant la validation nécessite de faire plus de points de mesures de K_s . Pour cela, deux solutions sont envisageables : trouver une meilleure solution pour l’échantillonnage, ou combiner la TRE et les mesures aux pénétrètres dynamiques dans la BME.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bisone, S., Clément, R., Forquet, N., 2017.** Une méthodologie couplant mesures géophysiques et ponctuelles afin d'estimer la perméabilité d'un site destiné à l'infiltration d'eau usée traitée.
- Christakos, G., Serre, M.L., Bogaert, P., 2002.** Temporal GIS: Advanced Functions for Field-Based Applications.
- Clément, R., Bergeron, M., Moreau, S., 2011.** COMSOL Multiphysics Modelling for Measurement Device of Electrical Resistivity in Laboratory test cell, in European Comsol Conference, edited, Stuttgart.
- Clément, R., Moreau, S., Henine, H., Guérin, A., Chaumont, C., Tournebize, J., 2014.** On the value of combining surface and cross-borehole ERT measurements to study artificial tile drainage processes. Near Surf. Geophys. 12, 763–776.
- Rücker, C., Günther, T., Wagner, F.M., 2017.** pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. Comput. Geosci. 109, 106–123.

RESEAUX DE NEURONES CONVOLUTIFS POUR LA CARACTERISATION D'ANOMALIES MAGNETIQUES

CARDENAS J.¹, DENIS C.², MOUSANNIF H.³, CAMERLYNCK C.⁴, FLORSCH N.⁵

¹ UMMISCO - IRD, Bondy, France, julio.cardenas_chapellin@sorbonne-universite.fr

² LiP6 - SU, Paris, France, christophe.denis@lip6.fr

³ LISI - UCA, Marrakech, Maroc, mousannif@uca.ma

⁴ METIS - SU, Paris, France, christian.camerlynck@sorbonne-universite.fr

⁵ UMMISCO - IRD, Bondy, France, nicolas.florsch@sorbonne-universite.fr

RESUME

Cette contribution présente l'utilisation des réseaux de neurones convolutifs pour la détection d'anomalies magnétiques. L'approche développée permet la localisation de dipôles magnétiques, avec le comptage du nombre de dipôles, leur position géographique et la prédiction de leurs paramètres (moment magnétique, profondeur et déclinaison). Elle sera ensuite testée sur des données réelles, dans le cadre par exemple, d'une détection pyrotechnique pour la prospection de munitions non explosées, avant d'envisager une application vers d'autres méthodes géophysiques.

Mots clés : *apprentissage profond, réseaux de neurones convolutifs, géophysique, méthodes magnétiques*

CONVOLUTIONAL NEURAL NETWORKS FOR MAGNETIC ANOMALIES CHARACTERIZATION

ABSTRACT

This contribution introduces the use of convolutional neural networks for the detection of magnetic anomalies. The developed approach allows the localization of magnetic dipoles, including the counting of the number of dipoles, their geographical position and the prediction of their parameters (magnetic moment, depth and declination). Subsequently, it will be tested on real data, for example, in the framework of pyrotechnic detection for unexploded ordnance prospecting, before considering an application towards other geophysical methods.

Key words: *deep learning, convolutional neural networks, geophysics, magnetic methods*

INTRODUCTION

Bien que les idées de base des réseaux de neurones aient été étudiées de forme basique dès les années 1950, il a fallu des décennies pour mettre en place cette approche. Pendant longtemps, la pièce manquante était un moyen efficace d'entraîner les larges réseaux neuronaux. Cela a changé au milieu des années 1980 lors de l'application de l'algorithme de rétropropagation du gradient pour l'apprentissage des réseaux neuronaux. Ensuite, la performance de ces réseaux a progressé grâce à l'augmentation de la puissance de calcul et l'augmentation des données disponibles.

L'évolution de ces algorithmes ont progressivement conduit à leur application dans plusieurs domaines. Dans le cas de la géophysique, ces algorithmes ont été utilisés pour traiter les données ou pour se substituer aux méthodes inverses, par exemple pour l'identification des ondes ou le filtrage du bruit sismique (Baan et Jutten, 2000), ou pour obtenir une estimation de l'épaisseur globale de la croûte terrestre (Meier et al., 2007).

Au cours des dernières années, les algorithmes d'apprentissage profond se sont révélés très prometteurs, notamment dans le domaine de l'interprétation sismique, par exemple, avec la mise en évidence de failles dans les sections sismiques par la génération d'un attribut de probabilité (Ma et al., 2018), ou la prédiction par un réseau neuronal convolutif d'un modèle élastique du sous-sol directement à partir des données sismiques enregistrées (Das et al., 2018).

Dans cette présentation, nous appliquons les réseaux de neurones convolutifs (CNN) pour compter automatiquement le nombre de dipôles dans un modèle magnétique, prédire leurs positions respectives (x, y) et leurs paramètres (moment magnétique, profondeur et déclinaison). La réussite de cette application nous permettra de tester notre modèle dans un scénario réel, comme la détection de matériel non explosé enfoui dans le sol (UXO), avant d'envisager un transfert vers d'autres applications géophysiques, telles que les méthodes électriques.

GENERATION DES MODELES SYNTHETIQUES

La précision des prédictions des réseaux de neurones dépend fortement de la complexité de l'architecture et de la quantité de données disponibles pour son apprentissage. Contrairement à d'autres domaines dans lesquels les réseaux de neurones ont connu un énorme succès, comme la classification des images, la disponibilité de données géophysiques labellisées est limitée. Pour surmonter ce problème, des données simulées ont été générées (figure 1) pour entraîner et valider le réseau neuronal convolutif. La perspective de ce travail est d'utiliser des données réelles pour tester la pertinence opérationnelle et l'adaptabilité de notre modèle.

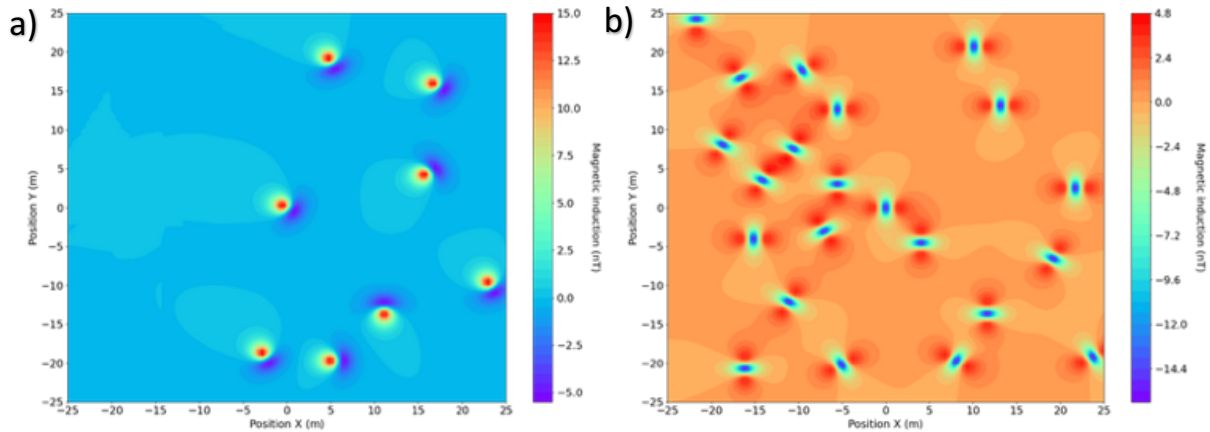


Fig. 1 – Cartes d'anomalies magnétiques induites incluses dans la base de données synthétiques utilisées pour l'apprentissage. Les anomalies de type dipolaire correspondent à des valeurs de déclinaison variées et à une inclinaison de 60° (a) et de 0° (b).

Les anomalies magnétiques dipolaires ont été générés selon une formule proposée par Scollar (1990):

$$\vec{B}_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \left[\frac{3\hat{r}(\vec{m} \cdot \hat{r}) - \vec{m}}{r^3} \right] \cdot 10^9 \quad (1)$$

Avec :

\vec{B}_a : anomalie magnétique (en nT) ;

\vec{m} : moment magnétique du dipôle induit (en A.m²) ;

r : distance entre le dipôle magnétique et le point d'observation (en m) ;

\hat{r} : vecteur unitaire en direction du dipôle magnétique ;

μ_0 : perméabilité magnétique du vide (en H/m)

Les paramètres de chaque dipôle magnétique ont été utilisés comme données de labellisation de notre algorithme. Notre base de données, comportant 9600 exemples, a été divisée comme suit : 50% pour l'apprentissage, 25% pour la validation croisée et 25% pour le test. Cette répartition est considérée comme optimale par Collet (2018), lorsque la base de données est limitée (nombre d'exemples inférieur à 10⁶). Les caractéristiques de cette base de données sont décrites dans le tableau 1.

Caractéristiques de la base de données									
Cas magnétique	Aimantation rémanente	Grille		Caractéristiques physiques			Caractéristiques magnétiques		
		Taille	Espacement	Profondeur	Rayon	Hauteur du capteur	Champ local	Inclinaison	Déclinaison
Dipôles	Non	100 m	0.5 m	[1.0 – 1.6] m	[1.0 – 1.6] m	0.5 m	47.000 nT	[0, 30, 60, 90] degrés	[0-180] degrés

Tab. 1 – Caractéristiques utilisées pour générer la base de données simulées.

ARCHITECTURE DES RESEAUX DE NEURONES

Nos expérimentations ont montré que la combinaison de deux modèles "YOLO_DenseNet" (figure 2) est la plus performante pour atteindre nos objectifs de classification et de régression. Nous avons premièrement utilisé l'architecture "YOLO" pour localiser et classer chaque dipôle. Pour effectuer la régression sur les paramètres, nous avons ensuite mis en œuvre l'architecture "DenseNet" afin de prédire individuellement les paramètres de chaque dipôle détecté par le modèle YOLO.

"YOLO" (Redmon et al., 2016) est une architecture efficace de reconnaissance d'objets capable d'identifier la présence d'objets dans les images. Elle divise l'image en régions et prédit les boîtes et les probabilités pour chaque une. D'autre part, "DenseNet" est un type d'architecture CNN où chaque couche est reliée à une autre couche. Cette idée permet d'atténuer le problème du gradient de disparition et d'encourager la réutilisation des caractéristiques lors de l'apprentissage.

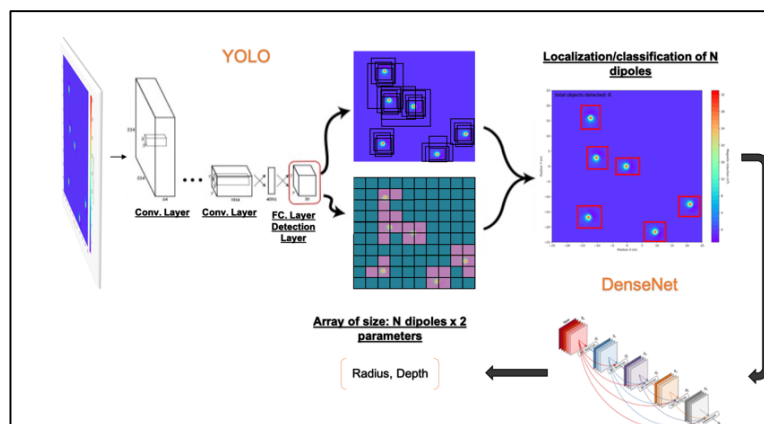


Fig. 2 – Schéma de notre architecture CNN combinant deux méthodes différents (YOLO et DenseNet).

RESULTATS ET DISCUSSION

Nous avons mis en place plusieurs expériences pour tester la robustesse de notre modèle et évaluer sa capacité de généralisation prenant en compte la variation des caractéristiques physiques et magnétiques des dipôles (tab. 1), le niveau de bruit et le nombre de dipôles présents dans le modèle.

Les résultats montrent que la méthode YOLO obtient de très bonnes performances. Bien que notre modèle ait été entraîné avec un nombre limité de dipôles (entre 1 et 8), sa capacité de généralisation lui permet d'identifier de 15 (figure 3a) à 30 (figure 3b) dipôles avec une confiance moyenne supérieure à 90%. A propos de l'évaluation de la performance de YOLO, chaque score de confiance reflète la probabilité qu'une boîte prédite contienne un objet ($Pr(\text{objet})$), ainsi que la précision de cette boîte en évaluant son chevauchement avec la boîte de délimitation de la vérité de terrain mesurée par le score IoU (« Intersection over Union »). Par conséquent, le score de confiance devient $Pr(\text{objet}) * IoU$. Dans cette étude, nous avons calculé la moyenne du score de confiance pour mesurer l'impact de l'augmentation des dipôles sur la précision de toutes les anomalies détectées.

Concernant la méthode DenseNet, on remarque une performance élevée (score de R^2 supérieur à 95%) (Figure 4). Ce résultat s'explique par le fait que le modèle analyse un dipôle à la fois, pour éviter l'influence sur la performance des zones où il n'y a pas de dipôles, et parce que le modèle YOLO localise précisément chaque anomalie d'intérêt.

Cependant, la performance des deux modèles diminue à partir de la présence de 10 dipôles (Fig. 4). Augmentant le nombre de dipôles, la possibilité d'avoir des objets qui se chevauchent augmente, ainsi que la probabilité d'avoir un dipôle proche des bords de la zone modélisée.

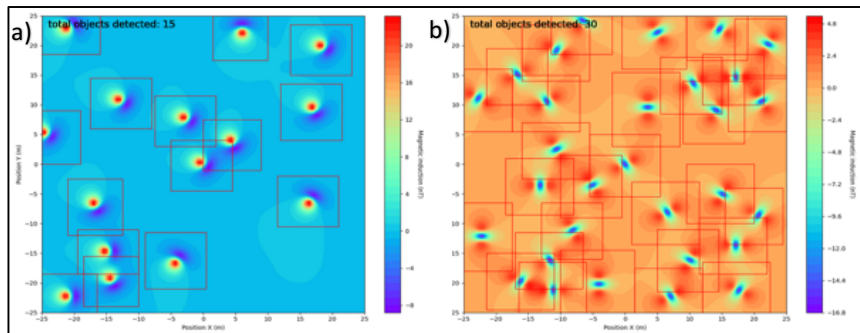


Fig. 3 – Prédiction du modèle YOLO pour 2 inclinaisons magnétiques de 60° (a) et 0° (b). L'algorithme localise chaque anomalie en l'identifiant dans une zone rectangulaire (boîte). Le total des dipôles détectés est 15 (a) et 30 (b) ; ces valeurs sont inscrites en haut à gauche de chaque figure.

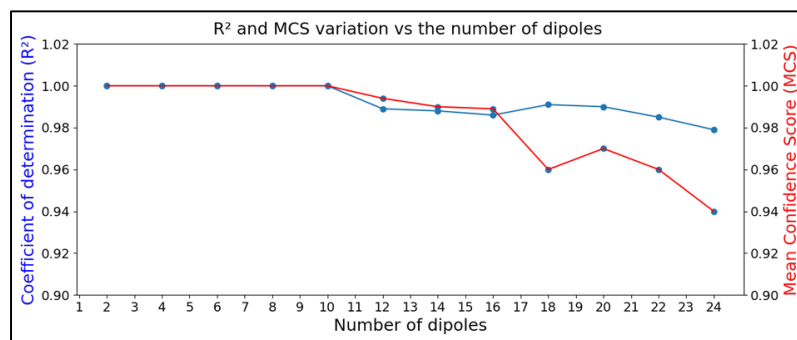


Fig. 4 – Variation du coefficient de détermination R^2 (DenseNet) à gauche et du score de confiance moyen (YOLO) en fonction du nombre de dipôles présents dans le modèle, à droite.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les résultats obtenus en appliquant les réseaux de neurones convolutifs sur une base de données magnétiques simulées nous permettent de valider leur utilisation pour ce niveau de complexité ; concernant les caractéristiques physiques et magnétiques des dipôles (tableau 1), le niveau de bruit et le nombre de dipôles. Le modèle YOLO détecte et localise chaque dipôle magnétique et le modèle DenseNet estime les paramètres de chaque dipôle identifié avec une précision supérieure à 90%.

Les perspectives de ce travail consistent à évaluer la robustesse de l'approche proposée en utilisant des données réelles. Un possible cas réel consiste à la détection de matériel non explosé enfoui dans le sol (UXO) considérant différents réglages de fond magnétique, e.g. des sites peu ou intensément bruités ou présentant des anomalies géologiques importantes. Il sera nécessaire d'expliquer les prédictions prises par nos modèles en comparant plusieurs outils informatiques. Ces explications seront évaluées en utilisant des résultats récents en philosophie des sciences.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- COLLET F., 2018** – DEEP LEARNING with PYTHON. *Livre: Manning Publications Co, 1941–1945.*
- DAS V. et al., 2018** – Convolutional neural network for seismic impedance inversion. *Article de conférence: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2071–2075.*
- MA Y. et al., 2018** – A deep-learning method for automatic fault detection. *Article de conférence: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1941–1945.*
- REDMON J. et al., 2016** – You Only Look Once: Unified, Real-Time Object Detection. *Article de conférence: IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, 779–788.*
- SCOLLAR I., 1990** – Archaeological prospecting and remote sensing. *Livre: Cambridge University Press.*

MORPHOLOGIE ET STRUCTURATION D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN DE GRANDE AMPLEUR EN MILIEU VOLCANIQUE TROPICAL : APPORT DE LA GEOPHYSIQUE SUR LA CARACTERISATION DU GLISSEMENT DE HELL-BOURG (LA RÉUNION)

RAULT C.¹, AUNAY B.¹, BITRI A.², RENINGER P.A.², SAMYN K.¹, THIERY Y.²

¹ BRGM, F-97400, Saint-Denis, La Réunion, France, c.rault@brgm.fr

² BRGM, F-45000, Orléans, France

RESUME

Le glissement de terrain d'Hell-Bourg (La Réunion) est l'un des plus grands glissements lents habités au monde. La structure et le comportement hydrodynamique de ce dernier sont complexes et présentent encore des incertitudes. Sur la base d'une approche pluridisciplinaire, incluant la valorisation de données électromagnétiques aéroportées (AEM), et l'analyse d'indices morphologiques un nouveau schéma conceptuel détaillé de sa structure interne est proposé. En complément, une campagne de sismique active a été réalisée dans le but d'affiner ce schéma et d'imager l'éventuelle présence d'eau souterraine.

Mots clés : *Glissement de terrain grande ampleur, AEM, sismique active, La Réunion*

MORPHOLOGY AND STRUCTURATION OF A LARGE-SLOW MOVING LANDSLIDE IN VOLCANIC TROPICAL ENVIRONMENT: GEOPHYSICAL CONTRIBUTION ON CHARACTERISATION OF HELL-BOURG LANDSLIDE (LA RÉUNION)

ABSTRACT

Hell-Bourg landslide (La Réunion) is among one of the largest slow-moving landslide inhabited in the world. Hell-Bourg structuration and hydrology are particularly complex. Using a multi-disciplinary approach including AEM data, and the analysis of morphologic indices we propose a new conceptual model for this landslide. In addition, an active seismic campaign has been carried out to improve this model and to image the hydrological network.

Key words: *Large slow-moving landslide, AEM, active seismic campaign, La Réunion.*

INTRODUCTION

Les glissements lents de grande ampleur mobilisent des volumes pouvant atteindre des centaines de millions de m³. Bien qu'ils se déplacent à de faibles vitesses (quelques mm.an⁻¹ à quelques m.an⁻¹), ils peuvent être à l'origine de dégâts importants (Lacroix et al., 2020).

Le cirque de Salazie (La Réunion, Océan Indien) comporte plusieurs de ces phénomènes particuliers dont celui d'Hell-Bourg. Ce dernier, anthropisé (habitations, cultures), se déplace en permanence avec par endroits des vitesses dépassant le mètre annuel notamment à la suite des épisodes de pluies intenses (Belle et al, 2014). Les matériaux mobilisés (de l'ordre de 250 Mm³ sur une surface de 2,5 km²; Belle, 2014) sont constitués de brèches d'avalanche de débris issues du démantèlement du Piton des Neiges, un ancien volcan bouclier (Arnaud, 2005).

Pour comprendre les mécanismes qui régissent ce glissement et aider à une meilleure évaluation de l'aléa, il est nécessaire de (i) décrire sa morphologie et son activité (ii) de déterminer les structures internes impliquées et de (iii) caractériser son fonctionnement hydrogéologique. Toutefois, du fait de sa taille et de la mise en place polyphasée des matériaux qui le constituent, la structure et l'hydrogéologie de ce glissement sont complexes et difficiles à comprendre par des approches conventionnelles. Les approches géophysiques permettent d'appréhender la structure des grands glissements de terrain de manière rapide sans déploiement de moyens complémentaires lourds au sol si elles sont couplées à des observations de terrain fines (Jongmans et Garambois, 2007). Parmi ces approches, l'EM a déjà démontré sa capacité à imager la structure interne de glissement de terrain

(Nakazato and Konishi, 2005). En 2014, une campagne de géophysique électromagnétique aéroportée (AEM) a été réalisée afin d'imager les contrastes de résistivité en profondeur sur les 2 500 km² de La Réunion (Dumont, 2018; Sørensen and Auken, 2004). Une vingtaine de lignes de vol de cette campagne recourent le glissement d'Hell-Bourg, en offrant ainsi une imagerie latérale et verticale (modèle de résistivité pseudo-3D).

L'objectif de la présente étude est de proposer un modèle conceptuel de la géométrie et de la structuration interne du glissement d'Hell-Bourg. Pour ce faire, nous utilisons une approche pluridisciplinaire combinant : le modèle de résistivité pseudo-3D issu des données AEM, des mesures GNSS de déplacements, ainsi que des indices morphologiques et hydrogéologiques en lien avec l'activité du glissement. Une campagne de sismique active a été réalisée en novembre 2020, les données devraient apporter des informations complémentaires sur la structuration et l'hydrogéologie du site, notamment au travers de l'analyse des rapports de vitesses VP/VS (Pasquet et al., 2014).

MATERIEL ET METHODES

Le modèle de résistivité pseudo-3D issu des données AEM permet d'imager la structure interne du glissement, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 200 à 300 m. Les contrastes de résistivités identifiés sont mis au regard des observations géologiques et géomorphologiques liées aux déplacements des terrains, afin de délimiter les structures internes au glissement. Les indices de déformations, relevés sur le terrain ou par analyse comparative de MNT de résolution 50 cm (levé Lidar 2015 et 2019), comprennent les escarpements, les dépressions, les bourrelets et les fissures. Le profil sismique réalisé fin 2020 est long de 2 km. Son acquisition repose sur l'implantation de cent nodes 3 composantes (SmartSolo 3C 5Hz) répartis tous les 18 m en moyenne. Ces nodes ont enregistré les ondes sismiques émises par 18 tirs à l'explosif, espacés de 100 m. Ces données devraient permettre d'imager le sous-sol jusqu'à plus de 200 m de profondeur selon un axe nord-sud. Les déplacements journaliers du glissement sont suivis depuis 2005 à l'aide de stations GNSS permanente (VIRA, HELB, MAPE et FDRP). Les conditions hydrologiques du glissement sont suivies à partir des données de pluies journalières fournies par Météo-France et provenant d'un pluviomètre installé à 600 m du glissement. En raison de l'activité du glissement et de sa taille importante, aucune information n'est disponible sur les eaux souterraines (tout piézomètre ou station de jaugeage seraient détruits très rapidement).

RESULTATS ET DISCUSSION

Le glissement recouvre une superficie de 2.5 km², (2 km de long sur environ 1.8 km de large) sur une faible pente (<10°). Il est bordé au nord par la Rivière du Mât et à l'est par la ravine Bras Sec. L'escarpement principal du glissement orienté est-ouest mesure environ 120 m de haut. En amont de celui-ci, les terrains sont affectés par un mouvement vertical (40 cm.an⁻¹) ainsi que par de nombreuses fractures ouvertes. Ce sont des signes précurseurs de reculs rétrogressifs brutaux allant de quelques mètres à une centaine de mètres et pouvant donner lieu à la formation de « toreva block » (cf. Fig. 1.). En aval de l'escarpement, la surface du glissement est marquée par la présence de collines d'une trentaine de mètres de hauteur séparées par des creux. De multiples fissures de compression et de distension marquent la dynamique complexe du phénomène (cf. Fig. 1. c-d). Le pied du glissement est incisé par la rivière, qui au fur et à mesure sape le glissement engendrant un talus qui est lui-même soumis à du ravinement sous forme de bad-lands et des glissements superficiels locaux.

Le contact entre les brèches à ignimbrites, situées sous le glissement, et les brèches de Mare à Poule d'eau en mouvement, observé dans la Rivière du Mât, est visible sur le profil de résistivité (r) (limite à ~50 Ω.m). Ce contact se poursuit en profondeur, et correspondrait à la surface principale de glissement (cf. Fig. 1.a). Le corps du glissement est constitué de 2 unités superposées. L'unité inférieure est composée de matériaux M1 résistants (>200 Ω.m), correspondant aux fantômes de coulées visibles le long du talus nord bordant la rivière du Mât ainsi qu'au niveau de l'escarpement principal. Entre ces matériaux, les brèches M2 sont moins résistantes (50 Ω.m < r < 200 Ω.m). L'unité supérieure est composée de 4 collines orientées est-ouest dont la résistivité est similaire aux matériaux M1. Leurs volumes estimés varient de 0.5 à 1 Mm³, elles correspondraient à des « toreva blocks ».

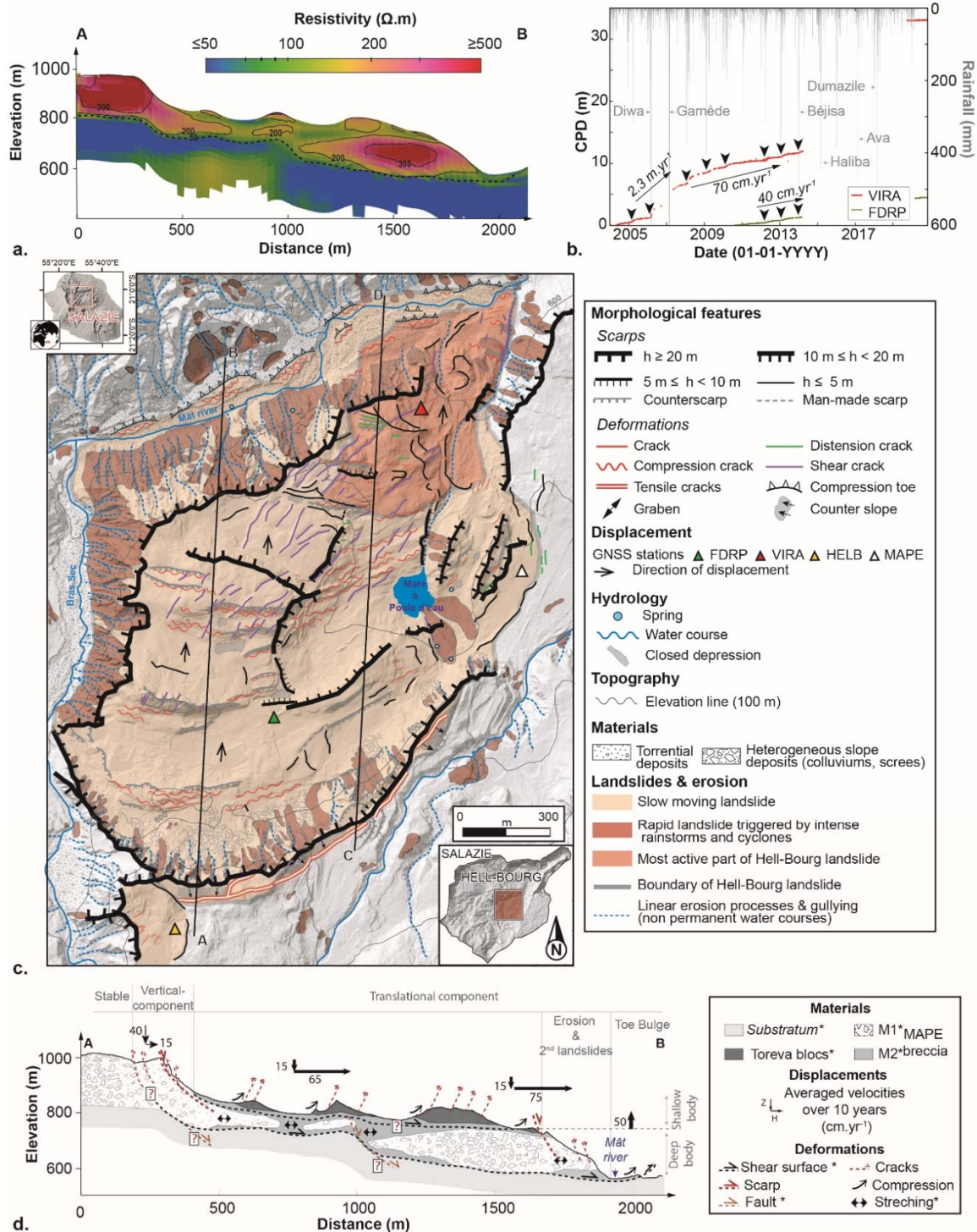


Fig. 1-Morphologie et structure interne du glissement d'Hell-Bourg. a. Profil de résistivité le long de la ligne de vol AB cartographiée en c. b. Déplacements planimétriques cumulés (CPD) au niveau des 2 stations GNSS et pluies journalières. Les flèches noires localisent les phases d'accélération du glissement. Les évènements cycloniques majeurs sont fléchés en gris. c. Carte morphologique du glissement d'Hell-Bourg. CD localisation du profil sismique actif. d. Coupe interprétative du glissement d'Hell-Bourg le long du profil AB (Rault et al., in prep)

Le glissement se déplace vers le nord à des vitesses comprises entre 70 cm.an⁻¹ et 1.13 m.an⁻¹ en moyenne depuis 2005, et accélère suite aux forts épisodes pluvieux (cf. Fig. 1.b). La portion la plus rapide du glissement se situe en aval de la Mare à Poule d'Eau, avec des déplacements allant jusqu'à 2.3 m.an⁻¹ (entre 2006 et 2008) (cf. Fig. 1.b-c). L'action de la rivière en pied de glissement ainsi que les eaux souterraines jouent un rôle dans son activité (Arnaud, 2005 ; Belle et al, 2014). Par exemple, la mare pourrait jouer le

rôle de recharge continue des eaux souterraines, favorisant ainsi l'activité de cette partie du glissement. Pour quantifier le rôle de la rivière et des eaux souterraines sur la dynamique spatiale du glissement, une analyse plus fine de la structuration interne ainsi que du réseau hydrologique est nécessaire.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le glissement de grande ampleur d'Hell-Bourg se déplace de manière continue et il est marqué par des accélérations faisant suite à des épisodes de pluies intenses lors des saisons cycloniques. Ce glissement est formé de brèches issues du démantèlement d'un ancien édifice volcanique. La structuration et l'hydrogéologie de ce glissement sont respectivement complexes et mal connues. L'approche multidisciplinaire incluant les résultats et l'analyse des données AEM a permis de mettre en lien les observations de surface avec des structures internes au glissement, et de proposer ainsi un schéma conceptuel de la structure interne du glissement de terrain. Afin de comprendre les mécanismes spécifiques au glissement, une imagerie plus fine de sa structuration et de son réseau hydrologique est nécessaire. Une campagne de sismique active a été réalisée sur ce glissement afin (i) d'affiner le modèle de structuration interne du glissement et (ii) d'imager la répartition spatiale de l'eau au sein du glissement par analyse des rapports de vitesses VP/VS.

Remerciements

Cette étude fait partie du projet RenovRisk-Erosion (Processus et impact de l'érosion) financée par l'Europe, l'Etat français et la Région Réunion.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARNAUD N., 2005** - Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges, île de la Réunion, *Thèse État Université de la Réunion, Saint Denis, 348 p*
- BELLE P., AUNAY B., BERNARDIE S., GRANDJEAN G., LADOUCHE B., MAZUE R., JOIN J.L., 2014** - The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island). *Landslides*, 11
- DUMOND M., 2018** - Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme hélicoptère : application à l'île de La Réunion, *Thèse État Université de la Réunion, Saint Denis, 302 p*
- JONGMANS D., GARAMBOIS S., 2007** - Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société géologique de France*, 178 (2), 101-112.
- LACROIX P., HANDWERGER A.L., BIEVRE G., 2020** - Life and death of slow-moving landslides. *Nature Reviews Earth & Environment*, 17.
- NAKAZATO H., KONISHI N., 2005** - Subsurface structure exploration of wide landslide area by Aerial electromagnetic exploration. *Landslides*, 2, 165-169.
- PASQUET S., BODET L., DHEMAIED A., MOUHRI A., VITALE Q., REJIBA F., FLIPO N., GUÉRIN R., 2015** - Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined P-, surface and SH-wave surveys: Insights from VP/VS or Poisson's ratios. *Journal of Applied Geophysics*, 113, 38-50.
- RAULT C., THIERY Y., AUNAY B., RENINGER P.A., CHAPUT M., MICHON L., DEWEZ T., SAMYN K., in prep.** - The cirque of Salazie (La Réunion Island) : an open-air laboratory for the study landslides in volcano-tropical environment.
- SORENSEN K.I., AUKEN E. 2004** - SkyTEM-A new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Exploration Geophysics*, 35,191-199.

LE RÉSEAU HYDRAULIQUE DE LA VILLE PRÉ-INCA DE TIWANAKU (BOLIVIE): GÉOMÉTRIE, ORGANISATION ET CHRONOLOGIE

VELLA M.-A.¹, BIÈVRE G.², DELAERE C.³, THIESSON J.⁴, GUÉRIN R.⁴, HEREDIA C.^{2,5}, GUÉDRON S.^{2,5}

¹ Institut Français d'Etudes Andines, IFEA, UMIFRE 17 CNRS/MAEDI, La Paz, Bolivia

² Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France

³ Oxford Centre for Maritime Archaeology (OCMA), University of Oxford, OX1 2PG, United Kingdom

⁴ UMR 7619 METIS, Sorbonne University, CNRS, EPHE, 75005, Paris, France

⁵ Laboratorio de Hidroquímica - Instituto de Investigaciones Químicas - Universidad Mayor de San Andres, Campus Universitario de Cota Cota, casilla 3161, La Paz, Bolivia

RESUMÉ

La ville de Tiwanaku (Centre du patrimoine mondial de l'UNESCO) est l'un des plus grands centres urbains préhispaniques des Andes. La gestion de l'eau était centrale pour le développement des civilisations anciennes. Jusqu'à présent, les connaissances sur l'existence d'un réseau d'eau autour de la ville de Tiwanaku se limitent à des hypothèses issues d'observations de surface et aériennes. Les techniques géoscientifiques (morphologie, géophysique et chronostratigraphie) ont été utilisées pour restituer la chronologie de fonctionnement, la morphologie et cartographier les principales composantes hydrologiques des canaux.

Mots clés : *Prospection géophysique multi-technique, photogrammétrie, chronostratigraphie, morphologie et organisation des canaux*

ABSTRACT

The city of Tiwanaku (UNESCO World Heritage Center) is one of the largest pre-Hispanic urban centers in the Andes. Water management was central to the development of ancient civilizations. Until now, knowledge about the existence of a water network around the city of Tiwanaku is limited to hypotheses from surface and aerial observations. Geoscientific techniques (morphology, geophysics and chronostratigraphy) were used to restore the chronology of use, the morphology and to map the main hydrological components of the canals.

Key words: *Multi-technique geophysical prospecting, photogrammetry, chronostratigraphy, canal morphology and organization, Tiwanaku, Bolivia.*

INTRODUCTION

Née des rives du lac Titicaca à 3830 m d'altitude (Fig. 1), l'influence culturelle de la civilisation Tiwanaku s'est étendue de la côte pacifique à la partie ouest de l'Amazonie entre 400 et 1150 AD. Au 12^{ème} siècle, cette civilisation a disparu après une sécheresse qui aurait affecté l'ensemble de l'Altiplano (Kolata 2003). La chronologie absolue des événements climatiques n'est pas clairement établie (Abbott et al. 2003). En fait, le Petit Âge Glaciaire (LIA, 1450-1850 AD), identifié en Amérique du Sud (Rabatel et al. 2008) n'est pas clairement identifié dans les formations alluviales de l'Altiplano bolivien. Aucune étude n'a porté sur l'évolution paléo-géographique de l'ensemble du bassin versant de la rivière Tiwanaku. Si le noyau monumental de la cité antique de Tiwanaku est étudié depuis des décennies (Janusek 2008), peu d'études ont concerné la partie périphérique du site et l'organisation urbaine n'est pas clairement identifiée.

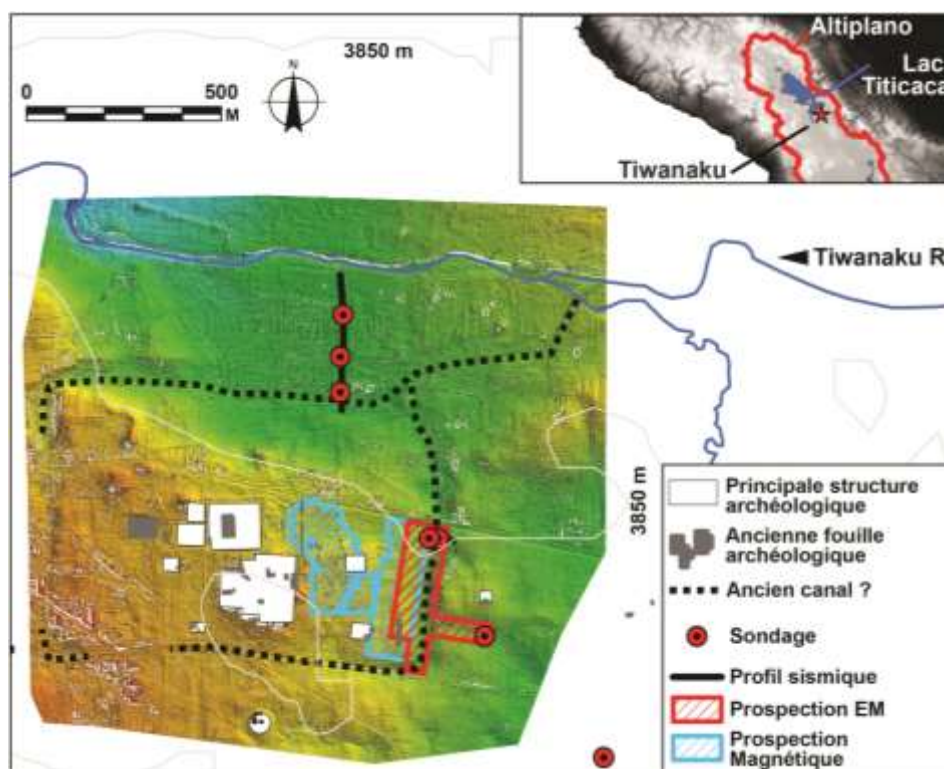


Fig. 1 – Localisation de la cité précolombienne de Tiwanaku. Les prospections géophysiques et les sondages réalisés sont représentés sur le fond topographique obtenu par photogrammétrie.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les informations recueillies au cours de notre étude sont combinées avec un Système d'Information Géographique (SIG) (Fig. 1 à 3, Tab. 1).

- Une mosaïque orthophotographique et un modèle numérique de terrain (MNT) acquis avec un drone ont été produits afin d'identifier les structures archéologiques et les monticules anthropiques du centre monumental de Tiwanaku (Fig. 1) ;
- Une carte magnétique réalisée avec un gradiomètre G858 a été fusionnée avec des mesures précédentes (Bartington Grad601 fluxgate, gradiomètre G858) afin d'identifier les anomalies magnétiques anthropiques (Fig. 2) ;
- Le géoréférencement du plan de fouille de 10 secteurs préalablement excavés a permis de confirmer notre hypothèse ;
- Une prospection électromagnétique (Fig. 3A) et un profil sismique (Fig. 3B) ont été réalisés sur le canal monumental extérieur afin d'en évaluer les caractéristiques géométriques ;
- L'analyse sédimentologique et géophysique des forages réalisés sur la plaine d'inondation de la rivière Tiwanaku, permet de restituer l'évolution de la dynamique alluviale.

Méthode	Surface explorée
Photogrammétrie (drone)	200 ha
Prospection EM	4.2 ha
Prospection magnétique	7.5 ha
Profil sismique	2 (Long. 64 m, prof. 8 m) (Long. 140 m, prof. 15 m)
Fouille archéologique ancienne	1,3 ha
Sondage	5 (prof. min. 1 ; max 3 m)

Tab. 1 – Surface explorée pour chaque méthode mobilisée sur la cité précolombienne de Tiwanaku

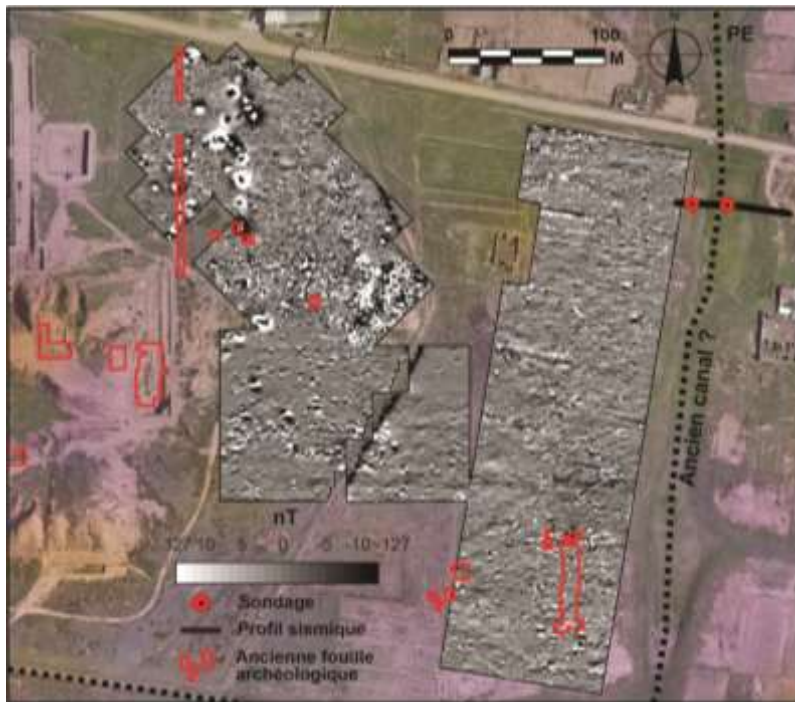


Fig. 2 – Cartographie du gradient magnétique.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les résultats que nous avons obtenus ont permis i) de détecter d'anciens murs de fondation et des structures hydrauliques en relation avec des structures domestiques et monumentales excavées du noyau interne de Tiwanaku; ii) restituer une importante gestion rituelle et d'approvisionnement en eau dans et autour de Tiwanaku; iii) fournir de nouvelles informations sur la dynamique et la morphologie alluviales pendant la période Tiwanaku.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Des données issues de contenus biologiques (pollen, charbon de bois, ostracodes, diatomées, bivalves ...) permettront de caractériser l'évolution de la morphologie et de la composition de la végétation, mais aussi de déterminer les caractéristiques des zones humides qui sont associées au réseau de canaux. L'étude des formes alluviales et des anciens canaux dans la basse vallée et à proximité du Lac Titicaca permettra à terme de relier plus précisément le fonctionnement hydraulique de la cité de Tiwanaku avec les variations du Lac Titicaca.

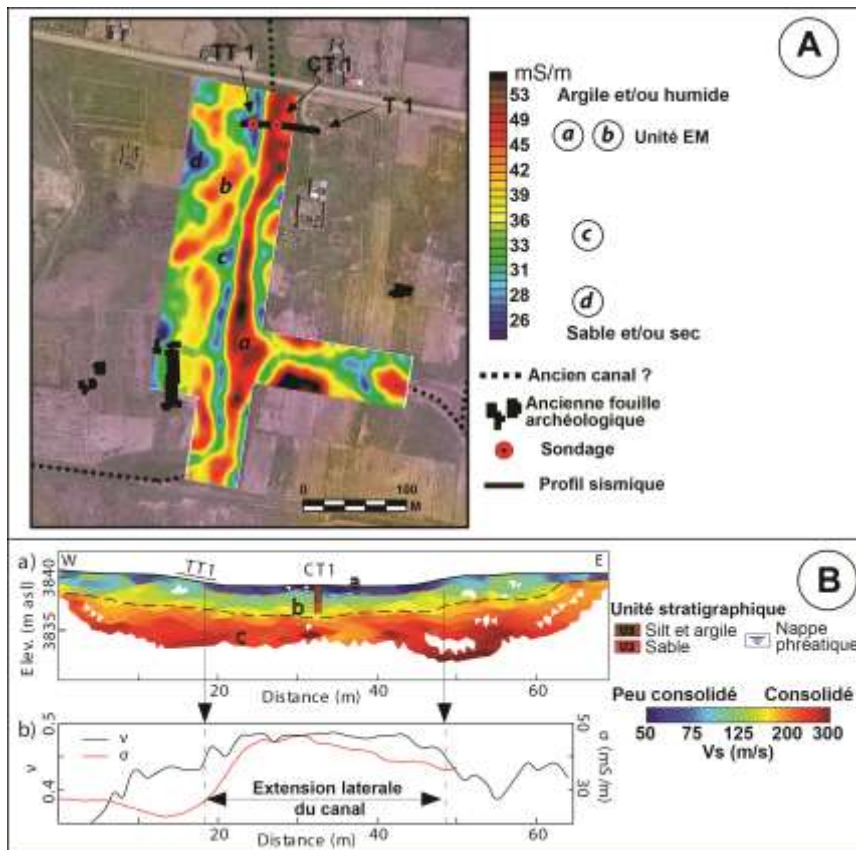


Fig. 3 – Relevés géophysiques du secteur Est du site archéologique de Tiwanaku (la localisation est précisée sur la figure 1). A. Cartographie électromagnétique pour des profondeurs d’investigation d’environ 2.2 m. B. Tomographie sismique T1. a) Vitesse des ondes S. b) Profils du coefficient de Poisson et de la résistivité apparente extraite de la figure 2A.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le ministère des Affaires étrangères et de la Diplomatie internationale de France (MAEDI), l’Ambassade de France en Bolivie, l’Institut de Recherche en Développement (IRD), l’Universidad Mayor de San Andrés (Bolivie), les Communautés autonomes de l’État plurinational de Bolivie pour leur accueil et leur intérêt pour le projet.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBOTT M. B., WOLFE. B. B., WOLFE A. P., SELTZER G. O., ARAVENA R., MARK. B. G., POLISSAR P. J., RODBELL D. T., ROWE H. D., VUILLE M., 2003 - Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 123-138.

JANUSEK J. W., 2008 - Ancient Tiwanaku. *Cambridge University Press, Cambridge*.

KOLATA A. L., 2003 - Tiwanaku and Its Hinterland: Archaeology and Paleoecology of an Andean Civilization. *Urban and Rural Archaeology (Kolata, A. L., ed.), Smithsonian Institution Press, Washington D. C.*

RABATEL A., FRANCOU B., JOMELLI V., NAVEAU P., GRANCHER D., 2008 - A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70: 198-212.

SURVEILLANCE DE LA DYNAMIQUE SPATIALE ET TEMPORELLE DE L'HUMIDITÉ DU SOL PAR L'IMAGERIE GÉOPHYSIQUE DANS UN VERGER IRRIGUÉ

HAMMAMI Z.¹, HOVHANISSIAN G.^{2,1}, KORTAS O.³, MAHJOUR I.⁴, DHAOUI M.³, ZITOUNA-CHEBBI R.¹, ZAÏRI A.¹

¹INRGREF, LR VENC, Rue Hédi Karray, El Menzah IV, BP 10, 2080 Ariana, Tunisie, Hammamizayneb18@gmail.com

²IRD, UMR 242 IEEES-Paris, IRD/CNRS/UPMC/INRA/UPEC/Univ. Paris Diderot, Délégation régionale de l'IRD en Ile-de-France, 32, Av. Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France, gaghik.hovhannissian@ird.fr

³CERTE, LR « Géoressources », Technopole de Borj-Cédria, Route touristique de Soliman, BP 273, 8020 Soliman, Tunisie

⁴Centre Technique des Agrumes (CTA), BP 318, 8099 Zaouiet Jedidi – Béni Khalled, Tunisie

RESUMÉ

L'évaluation rigoureuse de la distribution spatiale et temporelle de l'humidité dans le sol est cruciale pour une gestion efficace des ressources en eau et des terres. Pour ce but, dans un verger irrigué nous avons étudié la dynamique de l'humidité dans le sol induite par les processus de l'évapotranspiration et de l'irrigation, en appliquant la méthode de la tomographie de résistivité électrique 2D (ERT 2D). Les résultats ont été calibrés par des mesures de la teneur en eau réalisées au laboratoire directement sur les échantillons de sol, et ensuite comparés aux valeurs de l'humidité du sol obtenues à l'aide de capteurs unitaires TDR (Time Domain Reflectometry).

Mots clés : Humidité du sol, 2D ERT, variation spatiale et temporelle, processus hydrodynamiques, propriétés du sol.

ABSTRACT

GEOPHYSICAL IMAGING MONITORING OF THE SPATIAL AND TEMPORAL DYNAMICS OF SOIL MOISTURE IN AN IRRIGATED ORCHARD

The development of sustainable agriculture in Tunisia, in semi-arid climatic conditions, represents critical issues. It requires a rigorous assessment of the spatial and temporal distribution of soil moisture. In this regard, we applied the 2D electrical resistivity tomography method (2D-ERT) at two different locations. The results of this investigation were calibrated by the water content measurements realized directly on the soil samples, and then, compared with the soil moisture values obtained using TDR (Time Domain Reflectometry) sensors. The measurements carried out in a irrigated orchard (~0.4 ha) revealed high spatial and temporal variations of electrical resistivity related to the soil properties and hydrodynamic processes.

Key words: Soil water content, 2D ERT, spatial and temporal variation, hydrodynamic processes, soil properties.

INTRODUCTION

La surveillance des changements de la distribution de l'humidité du sol est essentielle pour étudier les flux (pluie, ruissellement, infiltration, irrigation, évapotranspiration, etc.) dans la zone critique et contrôlé ainsi, la disponibilité de l'eau pour les plantes. La teneur en eau du sol est l'un des principaux indicateurs pour développer une politique de la gestion efficace des ressources en eau et de l'usage des terres et (Baghdadi et al., 2008).

En général, l'humidité du sol est définie au laboratoire par des mesures directes sur les échantillons de sol (méthode gravimétrique) ou par des mesures indirectes, en utilisant différents capteurs

principalement basées sur le principe de conductivité électrique ou les propriétés diélectriques des sols (Topp et Ferré, 2002). Dans ce contexte, parmi les approches géophysiques, la Tomographie de Résistivité Electrique(ERT) 2D est considérée comme une méthode bien adaptée pour surveiller les changements de la distribution de l'humidité dans le sol avec une haute résolution spatiale et temporelle(Nijland et al., 2010). Ainsi, la Tomographie peut également être un outil précieux pour fournir des informations nécessaires pour le développement des modèles numériques de fonctionnement hydro structural des sols. Dans ce travail nous avons utilisé la méthode de l'ERT 2D (Time-lapse) associés à des méthodes traditionnelles des sciences du sol pour étudier les variations spatiales et temporelles de la résistivité électrique en relation avec les changements l'humidité du sol.

.2 MATERIEL ET METHODES

2.1. Site d'étude

Les travaux ont été réalisés sur un verger expérimental d'agrumes, situé à Béni Khalled, au Cap Bon en Tunisie et appartenant au Centre Technique des Agrumes (CTA). La superficie de cette plantation de forme rectangulaire est d'environ 0,4 ha avec des côtés 68 m x 60 m (cf. Fig. 1). Les lignes des arbres ont une orientation sud-ouest – nord-est avec une distance régulière de 4 m entre les arbres et 5 m d'espacements entre les lignes. Les sols sont de type arénosols hapliques (FAO, 1998), de texture sablonneuse – sable-limoneuse avec un pourcentage de sable plus de 70%. Le climat de la région est typiquement méditerranéen. La température moyenne annuelle est de 17,8°C, avec les maximums 34 - 35°C aux mois de juillet – août, et les minimums qui ne descendent pas en dessous de 6 - 7°C. Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 450 - 500 mm/an. Un système d'irrigation « goutte à goutte » a été installé, dont les goutteurs passent à 1 m de distance de chaque côté des lignes d'arbres. Le site est équipé d'une station pour l'évaluation de l'évapotranspiration par la méthode« eddy covariance » et d'une station météorologique (cf. Fig. 1).

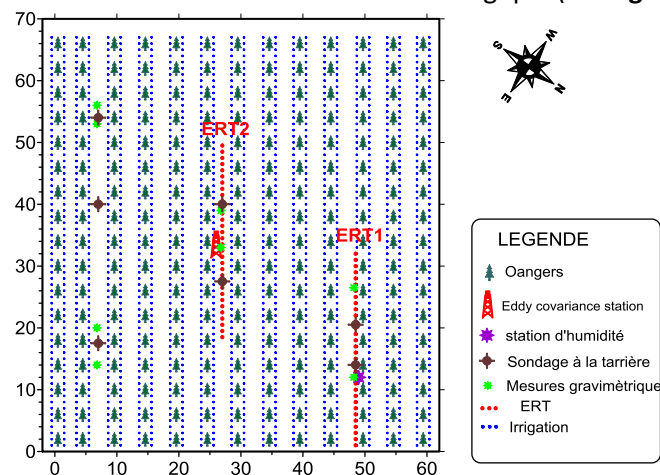


Fig. 1– Carte schématique du site expérimental indiquant les emplacements des observations

2.2. Dispositif expérimental

Pour caractériser les particularités de changements de l'humidité dans le sol en relation avec les conditions climatiques et les propriétés des sols, pendant une période de 4 mois (fin avril – fin août 2019), 5 répétitions de la ERT 2D ont été réalisées sur 2 lignes : première (ERT1), dans la partie N–W du site et entre une rangé d'arbres et la ligne d'irrigation ; la deuxième (ERT2) est localisée dans la partie centrale de la parcelle, au milieu de 2 rangés d'arbres dont le centre correspond à l'emplacement de la station « eddy covariance ». Les mesures ont été effectuées par un résistivimètre ABEM Terrameter SAS 4000 équipé d'un sélecteur d'électrode ABEM LUND ES-46 en utilisant le dispositif Wenner α ($a = 1$ m) avec 32 électrodes sur chaque ligne. Les calculs inverses des données ont été réalisés avec le logiciel RES2DINV en utilisant l'option « Time - lapse » (Loke et Barker., 1996).

Pour la surveillance de l'humidité du sol 2 capteurs unitaires de type *Spectrum* SMEC300 et SM100 (FDR) sont installés à 12 m de l'extrémité NE d'ERT 1 à 0,3 m et 0,6 m de profondeurs, respectivement. Trois capteurs de type *Campbell Scientific* CS 616 (TDR) sont placés de 0,1 à 0,3 m de profondeur au pied de la tour de station, correspondant au centre de la ligne de ERT 2. Lors de chaque de 5 cycles de mesures, des échantillons de sol ont été prélevés près de ces capteurs, de surface à 0,65 m de profondeur, afin de déterminer leur teneur en eau au laboratoire.

Pour établir des liens entre les valeurs de la résistivité électrique et la texture des sols sur chaque ligne de tomographie 2 sondages à la tarière (atteignant plus de 3m de profondeur) ont été effectués avec les prélèvements des échantillons chaque 0,1 m.

.3 RESULTATS ET DISCUSSION

Les résultats de l'analyse granulométrique des échantillons des sols ont permis démontrer la variabilité spatiale des propriétés texturales de la partie superficielle (jusqu'à la profondeur de 0.65 m) du sol aux emplacements des ERT 2D : la dominance des sables limoneux correspondant à ERT 1, et la dominance des limons sableux à la surface (jusqu'à 0,4 m profondeur) et l'augmentation de taux des sables grossiers avec la profondeur pour ERT2

Sur les sections géoélectriques des premières mesures des ERT 2D (cf. **Fig. 2 A et B**), effectuées avant le début de l'irrigation, des anomalies conductrices ont été observées à partir de 2 m de profondeur correspondant au niveau d'une nappe. Les résultats des observations de 7 sondages à la tarière ont confirmé la présence d'une nappe perchée, inconnue auparavant, ayant une épaisseur 1 – 1,5 m. En plus, ces observations nous ont permis de dévoiler une couche argileuse à 3 - 3,5 m de profondeur, très probablement à l'origine de cette nappe. A noter, que dans un puits de profondeur de 25m, avec des parois étanches, localisé à 15 m à l'Est de corner de la parcelle, la nappe se trouve à 5m de profondeur. Une anomalie conductrice, certainement liée à cette couche semi-perméable (aquitard), devient visible après la baisse du niveau de la nappe perchée.

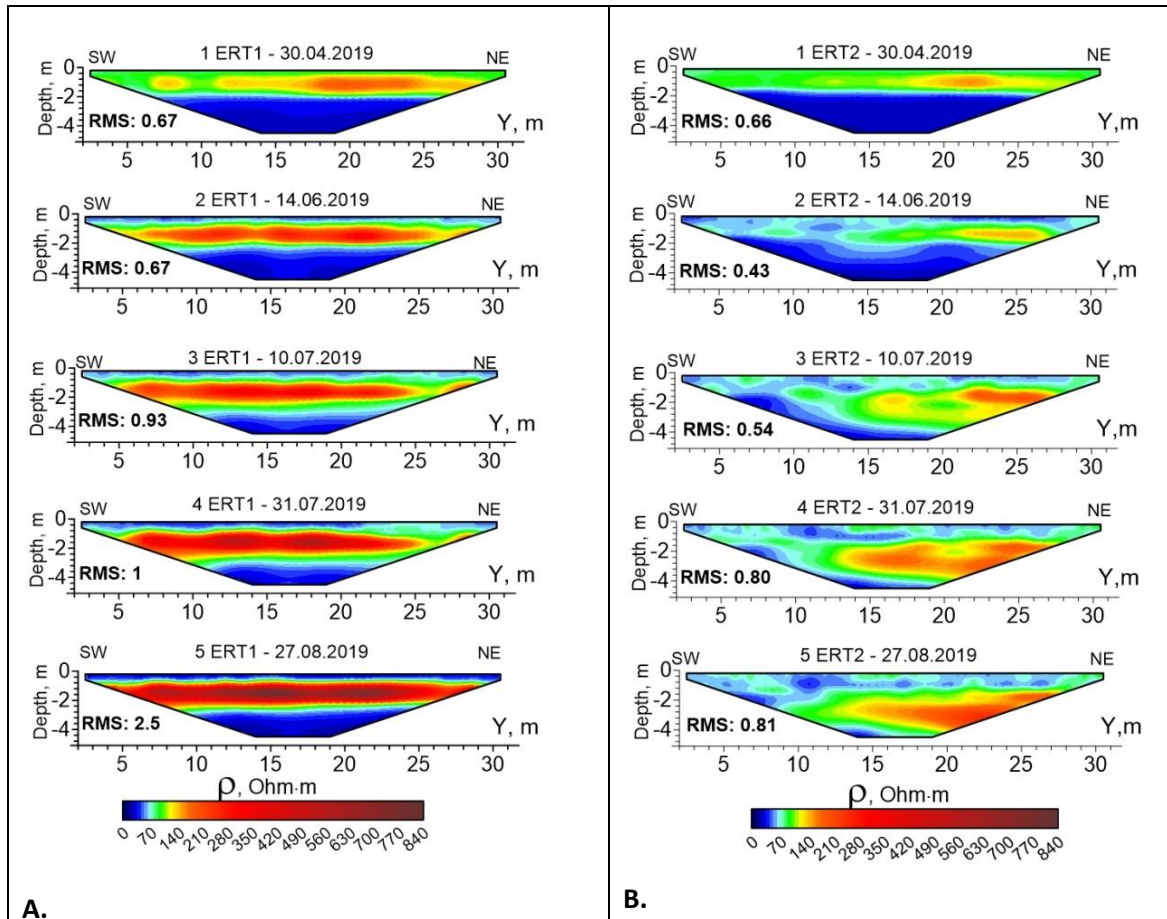


Fig. 2A.-Modèles géoélectriques à l'issue de 5 campagnes de mesures pour ERT 1 et B.-pour ERT 2

L'effet de l'irrigation est bien distingué sur la partie superficielle de la section géoélectrique de 2ERT1 à 5ERT1 (cf. **Fig. 2A**) avec l'apparition d'une couche très superficielle et conductrice, dont l'épaisseur et la conductivité électrique ont augmenté jusqu'à la fin de nos observations. L'infiltration de l'eau d'irrigation a induit aussi des changements des valeurs de la résistivité électrique observées sur les sections de 2 ERT 2 à 5 ERT 2 (cf. **Fig. 2 B**). Les variations concernent plutôt des couches en petites profondeurs et non pas celles de la surface. Sur les sections des deux ERT la baisse continue de la profondeur de l'anomalie conductrice et l'augmentation des épaisseurs des anomalies résistantes sont certainement liées aux processus de l'évaporation et/ou l'évapotranspiration. Les tendances des variations spatiales et temporelles des valeurs de la résistivité électrique sont identiques pour les ERT 1 et ERT 2. Les différences peuvent être expliquées par les positions différentes de ERT 1 et ERT 2 par rapport aux lignes d'irrigation et, surtout, par les particularités des propriétés texturale et structurale des sols.

.4 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Bien que les résultats obtenus n'ont pas permis d'établir des relations fonctionnelles entre les valeurs de résistivité électrique et de la teneur en eau dans le sol, les interprétations qualitatives et les résultats des observations traditionnelles nous ont fourni des informations précieuses sur la variabilité spatiale des propriétés du sol, sur l'existence et les caractéristiques géométriques d'un aquifère perché, sur la profondeur et les voies préférentielles d'infiltration de l'eau d'irrigation, ainsi que sur les changements temporels de l'humidité, liés à l'évapotranspiration. L'analyse des résultats obtenus indique qu'une extrapolation à l'échelle d'une parcelle agricole à partir des données enregistrées par des capteurs unitaires de l'humidité, sans étudier la variabilité spatiale des propriétés physiques des sols, peut conduire à des imprécisions importantes dans les calculs du bilan hydrique et dans estimations de l'évapotranspiration réelle.

.5 Remerciements

Ce travail a été financé et réalisé dans le cadre du projet LMI NAILA (Laboratoire Mixte International «Gestion des ressources en eau dans les zones rurales tunisiennes»), qui représente une collaboration entre l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et les institutions tunisiennes : l'INRGREF et CERTE.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Baghdadi N., Cerdan O., Zribi M., Auzet V., Darboux F., El Hajj M., Kheir R.B., 2008** – Operational performance of current synthetic aperture radar sensors in mapping soil surface characteristics in agricultural environments: Application to hydrological and erosion modeling. *Hydrological processes*, 22 (1), 9-20.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 1998** – World reference base for soil resources.
- Loke M.H., Barker R.D, 1996**–Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, (44), 131-152.
- Nijland W., Van Der Meijde M., Addink E.A., De Jong S.M., 2010** – Detection of soil moisture and vegetation water abstraction in a Mediterranean natural area using electrical resistivity tomography. *CATENA*, 81(3), 209–216.
- Topp G.C., Ferré P.A., 2002** – Scope of methods (water content)and brief description “Methods of Soil Analysis,Part4,Physical Methods”. Soil science society, Madison, WI, 417-533.

PARAMETRISATION DE MODELES HYDROGEOLOGIQUES A L'AIDE DE MESURES GPR

MOUA R.¹, LESPARRE N.¹, GIRARD J.F.¹, BELFORT B.¹, LEHMANN F.¹

¹ Institut Terre et Environnement de Strasbourg, Université de Strasbourg/EOST/ENGEES, CNRS UMR 7063, 5 rue Descartes, Strasbourg F-67084, France

rmoua@unistra.fr, lesparre@unistra.fr, jf.girard@unistra.fr, belfort@unistra.fr, lehmann@unistra.fr

RESUME

Cette étude présente les méthodes utilisées pour modéliser des expériences d'infiltration d'eau dans un sol, suivies par radar de sol et le schéma d'inversion construit en couplant les modèles hydrogéologiques et géophysiques. Les résultats préliminaires des tests d'inversion, réalisés pour ajuster des données synthétiques simulées, montrent qu'on peut estimer la conductivité hydraulique à saturation.

Mots clés : Radar de sol, Infiltration de sol, Paramètres de modèles hydrogéologiques

PARAMETERIZATION OF HYDROGEOLOGICAL MODELS USING GPR SURVEYS

ABSTRACT

This study shows the methods we develop to model and monitor water infiltration in soil experiments with surface GPR. We propose an inversion algorithm, coupling both hydrogeological and geophysical models. Preliminary inversion tests conducted in order to adjust synthetic data, show that we can estimate the saturated hydraulic conductivity parameter.

Key words: Ground Penetrating Radar, Soil infiltration, Hydrogeological models parameters

INTRODUCTION

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet CAPROZOVA -CAractérisation des PROcessus de la ZONE VAdose-. Nous observons et modélisons des expériences de variations du contenu en eau de la zone vadose par l'association de mesures in-situ et géophysiques.

Plusieurs types d'expériences sont réalisées (imbibition-drainage, infiltration-désaturation, suivi de variations naturelles) et suivies par différents types de mesures (in-situ, radar de sol, résonance magnétique protonique, polarisation spontanée).

Nous nous intéressons ici aux expériences d'infiltration suivies par radar de sol (Ground Penetrating Radar, GPR). L'objectif est de contraindre les paramètres hydrodynamiques d'un modèle d'infiltration « classique ». Pour cela, nous développons une méthodologie d'ajustement des paramètres hydrodynamiques pour qu'ils permettent de reproduire les données géophysiques observées.

Nous présentons ici les méthodes de modélisation des expériences d'infiltration d'eau et leur suivi par GPR, ainsi que le schéma itératif, couplant chaque modèle hydrogéologique au modèle géophysique correspondant, pour lequel nous présentons les premiers résultats.

MATERIEL ET METHODES

Modélisation Hydrogéologique

Des expériences d'infiltration ont été menées sur un site contrôlé, la plateforme expérimentale du SCERES -Site Contrôlé Expérimental de Recherche pour la réhabilitation des Eaux et Sols- (ITES) et en milieu naturel, sur le bassin versant du Strengbach (ohge.unistra.fr, cf. **Fig. 1**). Pour réaliser et contrôler l'infiltration, nous remplissons d'eau un bac ouvert à sa base, enfoncé dans les premiers centimètres du sol, et mesurons les variations de la lame d'eau à l'aide d'une sonde CTD (cf. **Fig. 2**).

Pour modéliser ces expériences, nous utilisons le code WAMOS-1D (Belfort et al. 2018). Ce code utilise l'équation de Richards en 1D combinée au modèle de Mualem – van Genuchten pour la description des relations constitutives reliant pression – teneur en eau et conductivité. C'est dans ces relations qu'interviennent les paramètres hydrodynamiques K_{sat} , θ_r , θ_s , α , n . Pour résoudre l'équation de Richards, il faut imposer la hauteur d'eau mesurée dans le bac d'infiltration comme condition à la limite supérieure. La profondeur de nappe, est imposée comme condition à la limite inférieure du domaine. Pour les conditions initiales en pression, le milieu poreux est considéré à l'état d'équilibre hydrostatique. Après résolution du modèle hydrogéologique et pour un jeu de paramètres

hydrodynamiques donné (cf. Fig. 4 : p_{mod}), nous obtenons en sortie les profils de teneurs en eau verticaux au cours du temps $\theta(z, t)$.



Fig. 1 - Infiltration de sol réalisée sur le bassin versant du Strengbach, juillet 2020

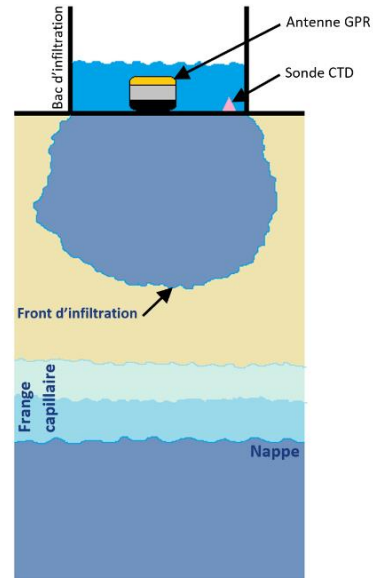


Fig. 2 - Illustration d'une expérience d'infiltration

Modélisation Géophysique

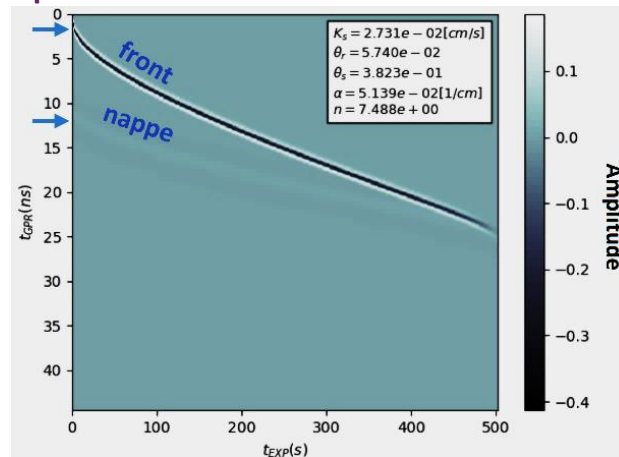


Fig. 3 – Radargramme modélisé. Sont pointés par des flèches bleues les temps d'arrivées des réflexions sur le front d'infiltration et sur la nappe, définie à 1m de profondeur

La vitesse de propagation des ondes radar dans le sol s'exprime par

$$V \approx 0.3 / \sqrt{\epsilon} \text{ m.ns}^{-1} \quad (1)$$

avec ϵ la permittivité diélectrique effective du milieu. Tout contraste de permittivité entraîne alors une réflexion de ces ondes.

Pour convertir les profils de teneur en eau $\theta(z, t)$ extraits des modèles hydrogéologiques, en profils de permittivité diélectrique $\epsilon(z, t)$, nous utilisons la relation de CRIM

$$\sqrt{\epsilon} = (1-\phi)\sqrt{\epsilon_m} + \theta\sqrt{\epsilon_f} + (\phi-\theta)\sqrt{\epsilon_a} \quad (2)$$

où les propriétés ϵ_m , ϵ_f et ϵ_a représentent respectivement les permittivités diélectriques de la matrice solide, du fluide et de l'air, et ϕ la porosité. Chaque milieu hydrogéologique est ainsi défini par ces propriétés.

Deux méthodes sont utilisées pour calculer le signal GPR enregistré à chaque instant t de l'infiltration :

- Par convolution de la réflectivité 1D (interpolée dans le domaine temporel) avec une impulsion électromagnétique proche de celle dans nos expériences de suivi GPR (Léger et al. 2014)

- Par le calcul des réflexions-transmissions en domaine fréquentiel sur un modèle de couches (cours Marthelot J.M.) à partir de notre modèle 1D de permittivité $\epsilon(z, t)$. Cette deuxième méthode est privilégiée pour des configurations de sol avec de forts gradients de vitesses.

Les modèles géophysiques nous permettent de calculer les temps de trajet d'une onde réfléchie (appelé proxy X) sur le front d'infiltration et la stratification du milieu pour un GPR immobile à la surface du sol (positionné dans le bac) au cours de l'infiltration, qu'on peut visualiser sous forme de radargramme (cf. Fig. 3).

Schéma itératif d'inversion couplée

Pour ajuster les paramètres des modèles hydrogéologiques afin de reproduire des données de référence, nous suivons la méthodologie suivante (cf. Fig. 4) :

- Détermination d'un proxy X_{ref} sur les données GPR de référence (= mesure expérimentale)
- Modélisation de données GPR à partir de $p_{mod} = (K_{sat}, \theta_r, \theta_s, \alpha, n)$
- Extraction du proxy modélisé X_{mod} (= temps de trajet sur une réflexion choisie)
- Ajustement des paramètres hydrodynamiques p_{mod} par minimisation d'une fonction objectif représentant l'écart entre la donnée modélisée à la donnée de référence :

$$RMSE_{mod} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [X_{ref}(t_i, p_{ref}) - X_{mod}(t_i, p_{mod})]^2} \quad (3)$$

i : indice du temps de l'expérience, mod: indice du modèle

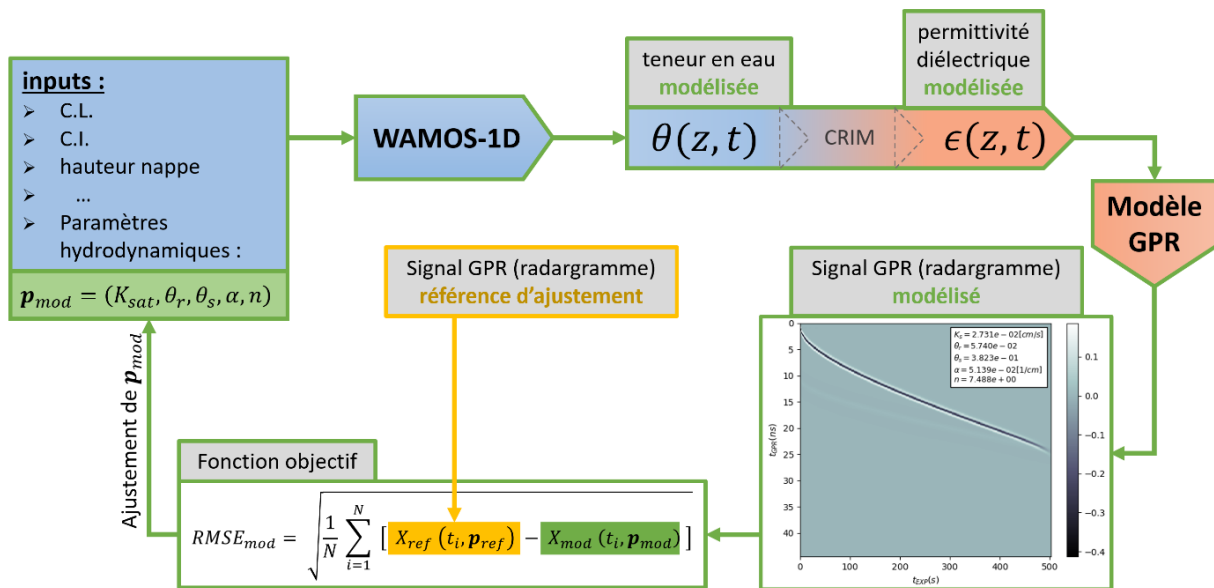


Fig. 4 – Boucle méthodologique du schéma itératif d'inversion couplée

RESULTATS PRELIMINAIRES

Nous réalisons des analyses de sensibilité à partir de notre schéma d'inversion sans chercher d'optimisation mais en explorant l'espace des paramètres hydrodynamiques, pour évaluer sa capacité à estimer les différents paramètres hydrodynamiques (de Mualem - van Genuchten) du modèle hydrogéologique. Dans un premier temps, nous choisissons comme données synthétiques un de nos modèles calculés.

Une première analyse a été réalisée avec une fonction objectif calculée sur le proxy $X=T_f$, le temps d'arrivée de la réflexion sur le front d'infiltration. Elle a permis de mettre en évidence la forte sensibilité de T_f à la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} du milieu (cf. Fig. 5) et une sensibilité à α qui diminue lorsque la profondeur de nappe augmente (cf. Fig. 6).

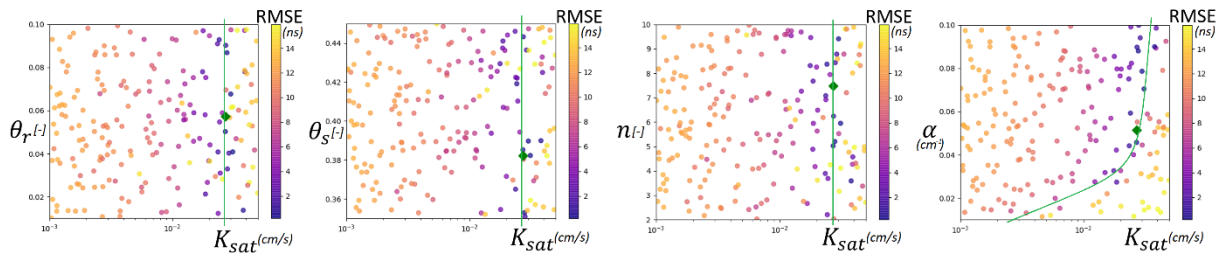


Fig. 5 - Analyses de sensibilité par calcul du RMSE sur T_f , à partir d'un modèle synthétique (losange vert). Les modèles correspondent à un domaine homogène de 2m de hauteur et une nappe à 1m de profondeur (les tendances -courbes vertes- sont identiques pour des profondeurs de nappe variant entre 0.2m et 10m)

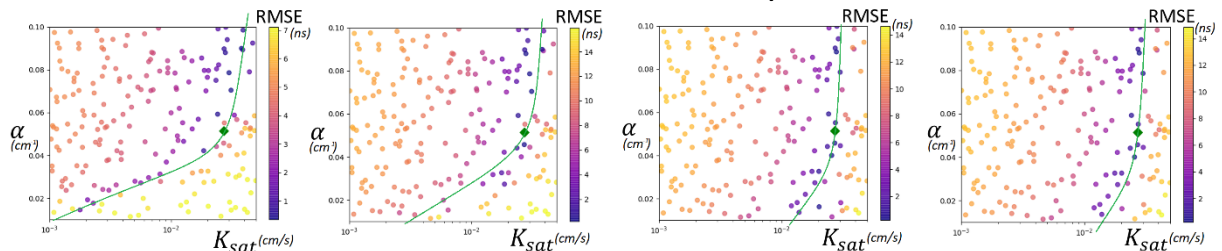


Fig. 6 - Analyses de sensibilité par calcul du RMSE sur T_f , à partir d'un modèle synthétique (losange vert). Les modèles sont en tout point identiques à ceux de la figure 1, sauf pour la profondeur de nappe qui prend les valeurs, de gauche à droite sur la figure : 0.5m, 1m, 2.5m, 5m

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les premiers résultats de nos analyses de sensibilité ont montré que notre schéma d'inversion est capable d'estimer la conductivité hydraulique K_{sat} du milieu lorsqu'on calcule l'écart du temps d'arrivée de la réflexion sur le front d'infiltration, par rapport à un modèle synthétique.

Nous réalisons actuellement de nouvelles analyses de sensibilité en modifiant le proxy. Il s'agit de déterminer s'il existe, pour une expérience d'infiltration, des proxys sensibles envers les autres paramètres hydrodynamiques θ_r , θ_s , α et n .

Un premier proxy en cours d'étude est le temps d'arrivée de la réflexion sur un objet ponctuel localisé sous la nappe. La propagation de l'onde GPR est ainsi perturbée par le profil de rétention, ce qui n'est pas le cas pour T_f où l'onde parcourt toujours un milieu saturé. L'étape suivante sera de tester l'application de notre schéma d'inversion à des données réelles et d'estimer l'erreur sur les paramètres hydrodynamiques obtenus afin d'évaluer la pertinence de la méthodologie développée.

REMERCIEMENTS

Nous remercions la Région Grand-Est et l'Université de Strasbourg pour le co-financement de la thèse de Moua R. et le laboratoire ITES pour le financement du projet CAPROZOVA.

Nous remercions enfin les participants au projet CAPROZOVA, Razakarisoa O., Friedmann P., Cotel S., Hernandez A., Bano M. et Zhang M. (tous affiliés au laboratoire ITES), pour le développement et la réalisation des expériences et de leur suivi.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BELFORT B., TOLONI I., ACKERER P., COTEL S., VIVILLE D., & LEHMANN F., 2018 - Vadose zone modeling in a small forested catchment: Impact of water pressure head sampling frequency on 1D-Model calibration. *Geosciences*, 8(2), 72.

LEGER E., SAINTENOY A., COQUET Y., 2014 – Hydrodynamic parameters of a sandy soil determined by ground-penetrating radar inside a single ring infiltrometer. *Water Resour. Res.*, 50, 5459–5474.

MARTELOT J.M. - Ondes sismiques (consulté à l'adresse : JMM@EOST : [ondes.sismiques \(free.fr\)](http://ondes.sismiques.free.fr))

DÉTECTION D'EAU DANS LE TABLIER D'UN PONT PAR RADAR DE SOL (GPR)

ELIAS M.^{1,2}, SAINTENOY A.², LÉGER E.², FERRET B.¹, PELLEVRULT S.¹

¹Société Rincent, Courcouronnes, France

²Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

RÉSUMÉ

Une campagne de prospection par radar de sol a été menée sur le tablier d'un pont avec une antenne de fréquence centrée à 2,6 GHz. Une zone pour laquelle l'amplitude de réflexion des ondes augmentait sur l'interface entre le béton du tablier et le mortier a été observée. Ces résultats ont été interprétés comme signant la présence d'une importante teneur en eau dans les pores du béton, interprétation corroborée par les résultats d'un sondage destructif réalisé sur cette zone.

Mots clés : Radar de sol, béton armé, accumulation d'eau

ABSTRACT

A geophysical survey using ground-penetrating radar with a antenna centered at 2.6 GHz allowed the characterization of a water accumulation zone in the bridge's concrete deck. The electromagnetic waves reflected on the interface separating the concrete deck and the mortar at the right of this zone showed strong amplitudes interpreted as high water content zones. These interpretations were corroborated by the results of a destructive borehole carried out on this zone.

Key words : Ground Penetrating Radar, Reinforced concrete, water accumulation

INTRODUCTION

Les ponts en béton armé représentent environ un tiers des ouvrages français [9]. Environ 20% de ces ouvrages présentent des dégradations sur leur structure porteuse. Celles-ci sont principalement causées par le développement de corrosion sur les aciers, phénomène se développant lorsque le béton entourant les aciers est humide [1; 7]. Les méthodes utilisées pour évaluer la présence d'eau dans le béton consistent généralement en la réalisation de sondages destructifs ponctuels [2]. Ils ne permettent cependant pas de connaître avec précision les limites de la zone concernée. Afin d'évaluer les variations des paramètres physiques de matériaux sur de vastes zones de manière continue, il est possible d'utiliser la méthode du radar de sol qui présente l'avantage de fournir des résultats sous forme de cartographies ou de coupes en profondeur [10; 11].

PRINCIPE DES MESURES D'EAU PAR RADAR DE SOL

Propagation des ondes électromagnétiques dans le béton

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre une interface entre deux milieux non magnétiques comme le béton et le mortier [4] possédant des valeurs de permittivité différentes, une partie de l'énergie de l'onde est réfléchi à la surface de cette interface. L'amplitude des ondes enregistrées correspond à la quantité d'énergie réfléchi R, avec ε_{r1} et ε_{r2} la permittivité diélectrique relative (grandeur adimensionnelle, également appelée constante diélectrique) des milieux 1 et 2, telle que :

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r1}} - \sqrt{\varepsilon_{r2}}}{\sqrt{\varepsilon_{r1}} + \sqrt{\varepsilon_{r2}}} \quad (1)$$

Influence de la présence d'eau dans le système

Le béton étant un matériau poreux, les variations de sa valeur de permittivité relative ε_r sont principalement dues à celles de sa teneur en eau [4] ($\varepsilon_{r_{eau}} \approx 81$ [7]). D'après Derobert et al. [5], $\varepsilon_{r_{betonsec}} \approx 4$ et d'après Laurens et al. [8], $\varepsilon_{r_{betonsaturation}} \approx 10$. Le coefficient de réflexion entre une couche de mortier $\varepsilon_{r_{mortier}} = 6$ [4] moins poreux que du béton [6] et du béton sec est donc plus faible qu'entre une couche de mortier et de béton humide (équation 1).

MISE EN APPLICATION SUR UN PONT

Présentation de l'ouvrage investigué

Le pont étudié est un ouvrage de 142 mètres de portée composé de trois travées séparées par des joints de dilatation. Une arche en béton armé supporte le tablier sur la travée centrale tandis que le tablier situé sur les travées de part et d'autre de cette arche est supporté par un réseau de poutres entrecroisées en béton armé. La structure du tablier de l'ouvrage est composée de quatre couches de matériaux : une couche de roulement en béton bitumineux, une couche de bitume assurant l'étanchéité, une couche de mortier utilisé pour ragréer la surface de la dalle en béton et le béton de la structure porteuse du pont. Un phénomène de gonfle, lié à la formation de cloques sous la couche d'enrobés de la chaussée, a été observé sur l'ouvrage. Ce phénomène est notamment causé par l'évaporation de l'eau contenue dans les pores du béton sous l'effet de la chaleur. Celle-ci s'accumule sous la couche assurant l'étanchéité du pont provoquant des gonflements de la chaussée [3]. La présente étude s'applique à déterminer l'étendue de la zone atteinte par ces perturbations.

Acquisition et traitement des données radar

Les mesures radar ont été acquises sur la face supérieure du tablier avec une antenne de fréquence centrée à 2,6 GHz. Vingt profils radar de la longueur de l'ouvrage, espacés de 30 cm entre eux, ont été acquis sur l'ensemble du tablier. L'ensemble des données brutes a été traité selon la procédure suivante: calage du zéro au maximum du premier écho, soustraction de la trace moyenne, filtrage fréquentiel, compensation de l'atténuation du signal par un gain linéaire et exponentiel que, soustraction du bruit de fond, migration des traces en profondeur en utilisant les vitesses moyennes de propagation des ondes dans les milieux identifiés [4].

Présentation des résultats

Le radargramme présenté figure 1 a été acquis sur le tablier de l'ouvrage. Des réflecteurs formant des interfaces continues sont visibles sur l'ensemble du profil. Ils correspondent aux interfaces entre les différents matériaux constituant le tablier de l'ouvrage. Sont représentés (Cf. Figure 1) : en vert l'interface séparant le béton bitumineux et le bitume, en rouge l'interface entre le bitume et le mortier et en jaune la limite entre le mortier et le béton. Des changements structurels le long de l'ouvrage sont également visibles sur ce radargramme. Les hétérogénéités présentant de fortes amplitudes aux abscisses 48 et 96 m sont dues aux réflexions des ondes sur les joints de dilatation du pont. Composés de parties métalliques, une proportion importante de l'onde incidente émise par le radar est directement réfléchi sur ces matériaux. La section du radargramme entre les abscisses [48 ; 96]m, correspond à la travée centrale du pont. Les hyperboles de diffraction visibles entre 17 et 23 cm de profondeur correspondraient aux armatures armant l'arche du pont. Les sections situées entre les abscisses [0 ; 48]m et [96, 142]m du radargramme sont les travées situées de part et d'autre de la travée centrale. Un lit d'armatures relativement rectiligne est visible à environ 17 cm de profondeur, typique des signaux acquis sur les ponts-dalles. Enfin, sur ces sections, ce radargramme permet de visualiser

différentes pièces de pont, notamment les entretoises en béton armé situées aux abscisses 27, 37, 108 et 118 m.

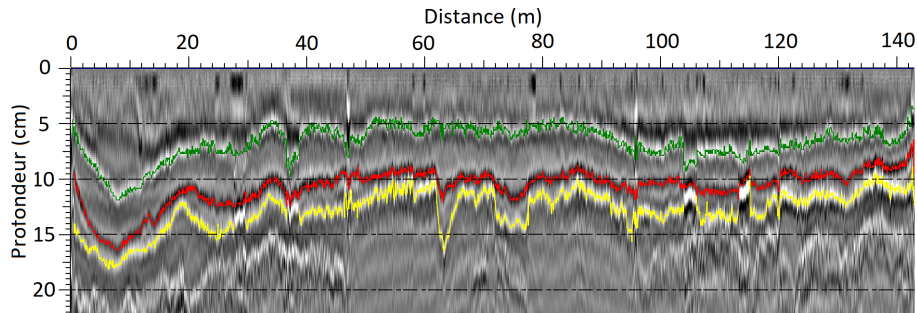


Figure 1: Radargramme du profil n°3. En vert : Interface séparant le béton bitumineux et le bitume. En rouge : Interface entre le bitume et le mortier. En jaune : Limite entre le mortier et le béton.

Interprétation des résultats

La figure 2 présente une cartographie des variations de l'amplitude de réflexion des ondes sur l'interface entre le mortier et le béton. Sur la cartographie présentée en figure 2, les zones présentant des anomalies d'amplitude dues à des changements structurels (pièces de pont et joints de dilatation) n'ont pas été tracées afin de ne pas saturer l'échelle de couleur pour observer les variations d'amplitude sur l'interface mortier/béton. Il est ainsi apparu que les profils acquis sur la partie sud-est du pont présentaient des amplitudes de réflexion élevées entre les abscisses [120 ; 140]m. Cette zone du tablier a été suspectée comme contenant un taux d'humidité dans le béton supérieur au reste du tablier. Cette interprétation est corroborée par le résultat d'un sondage destructif réalisé au droit de cette zone. Le maître d'ouvrage a donc entrepris des travaux de réfection de l'étanchéité sur la portion concernée (aux abscisses [100 ; 140] m) soit un tiers de l'ouvrage. La prospection radar a ainsi permis au maître d'ouvrage de programmer une réparation de l'étanchéité du pont sur la portion concernée lui évitant de reprendre l'ensemble de la surface, optimisant des coûts d'entretien de l'ouvrage.

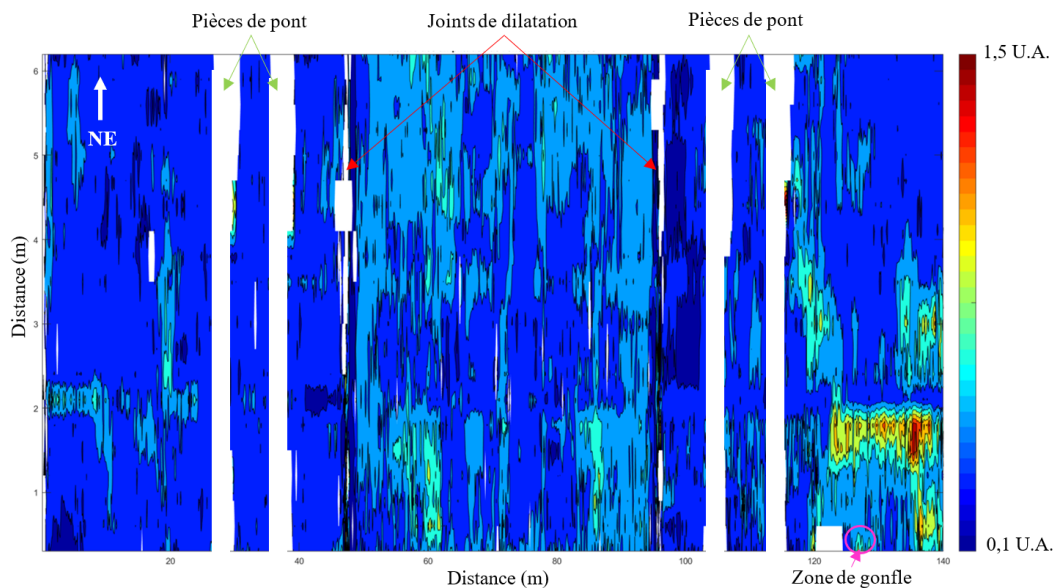


Figure 2: Cartographie de l'amplitude de l'onde réfléchie sur l'interface béton / mortier.

CONCLUSION

Les paramètres affectant la propagation des ondes radar dans le béton sont nombreux et diversifiés (nids de cailloux, teneur en chlorure du béton, corrosion des armatures, hétérogénéités, etc.) [1; 8]. Cependant, la proportion d'eau contenue dans les pores du béton joue un rôle majoritaire dans les variations des valeurs de permittivité du matériau. C'est pourquoi il a été possible de déterminer la présence d'une zone saturée dans le tablier de l'ouvrage étudié ici sans avoir eu une connaissance de l'ensemble des évènements l'ayant affecté (pollution, reprise de la structure, etc.). La présence d'eau dans le béton étant un facteur important de dégradation des ouvrages en béton armé [3], l'emploi du radar de sol afin d'évaluer ce paramètre présente un intérêt majeur vis à vis du suivi de l'état de ponts.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] ALI M'ZÉ, W. *Évaluation non destructive de la contamination du béton par les chlorures avec la technique radar*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2018.
- [2] AMIRI, A. M. Grandubé-grandeurs associées à la durabilité des bétons. In *GrandDuBé-grandeurs associées à la durabilité des bétons*. Presse des Ponts et des Chaussées, 2007.
- [3] BERTRAND, L., BOUTONNET, M., CAZENEUVE, J., CHABROL, J., DAUZATS, M., GRISELIN, J., COQUEREAU, A., POILANE, J., ROBERT, B., LEPERT, P., ET AL. Catalogue des dégradations de surface des chaussées-version 1998. *Techniques et méthodes des laboratoires des Ponts et Chaussées - Méthode d'essai LPC, complément de la méthode d'essai No 38-2*, 52 (1998).
- [4] DANIELS, D. Ground penetrating radar, ser. *IEE Radar, Sonar, Navigation and Avionics Series*. London: *The Institution of Electrical Engineers*, 15 (2004).
- [5] DÉROBERT, X., IAQUINTA, J., KLYSZ, G., AND BALAYSSAC, J.-P. Use of capacitive and GPR techniques for the non-destructive evaluation of cover concrete. *NDT & E International* 41, 1 (2008), 44–52.
- [6] DJAKNOUN, S. *Durabilité des matériaux de construction poreux (béton à hautes performances)*. PhD thesis, 2003.
- [7] GUIHARD, V. *Homogénéisation de grandeurs électromagnétiques dans les milieux cimentaires pour le calcul de teneur en eau*. PhD thesis, 2018.
- [8] LAURENS, S., BALAYSSAC, J.-P., RHAZI, J., KLYSZ, G., AND ARLIGUIE, G. Non-destructive evaluation of concrete moisture by GPR: experimental study and direct modeling. *Materials and structures* 38, 9 (2005), 827–832.
- [9] MAUREY, H. Sécurité des ponts : éviter un drame. Tech. rep., Sénat, 2019.
- [10] MCCANN, D. M., AND FORDE, M. C. Review of NDT methods in the assessment of concrete and masonry structures. *NDT & E International* 34, 2 (2001), 71–84.
- [11] RATHOD, H., AND GUPTA, R. Sub-surface simulated damage detection using non-destructive testing techniques in reinforced-concrete slabs. *Construction and Building Materials* 215 (2019), 754–764.

MODELISATION NUMERIQUE DE L'ÉCOULEMENT DE L'EAU DANS LA ZNS A L'AIDE DU MONITORING RMP (SITE EXPERIMENTAL DE VILLAMBLAIN, 45)

LEGCHENKO Anatoly¹, BALTASSAT Jean-Michel²

¹ Univ. Grenoble Alps, IRD, IGE, Grenoble, France, E-mail: anatoli.legtchenko@ird.fr

² BRGM, Orléans, France, E-mail: jm.baltassat@brgm.fr

RESUME

Nous présentons les résultats des essais d'une nouvelle approche hydrogéophysique qui permet la modélisation numérique de l'écoulement de l'eau dans un milieu à saturation variable. Pour la démonstration, nous utilisons des données d'un suivi d'un an de la teneur en eau sur le site d'essai de Villamblain. L'ensemble de données RMP comprenait 34 sondages à 18 dates différentes. Chaque sondage a fourni un profil de teneur en eau jusqu'à 20 m. Les données RMP ont été reproduites par la modélisation faite avec le logiciel HYDRUS-1D (éq. de Richards). Les résultats obtenus démontrent la capacité de la RMP comme méthode de suivi non invasive des variations de stock d'eau dans la zone non saturée profonde, dépassant plusieurs mètres d'épaisseur.

Mots clés : suivi temporel RMP, modélisation de l'écoulement dans la ZNS, Villamblain

NUMERICAL MODELING OF UNSATURATED WATER FLOW USING MRS MONITORING (EXPERIMENTAL SITE OF VILLAMBLAIN, 45)

ABSTRACT

We present the results of tests of a new hydrogeophysical approach which allows numerical modeling of the water flow in a variably saturated medium. For the demonstration, we use data from a one-year monitoring of the water content at the Villamblain test site. The dataset included 34 surveys on 18 different dates. Each Magnetic Resonance Sounding (MRS) provided a vertical profile of the water content down to 20 m. We reproduced MRS data by a water flow modeling done with HYDRUS-1D software (Richards equation). Our results demonstrate the capacity of MRS as a non-invasive method of monitoring water content variations in the unsaturated zone down to a few tens of meters.

Key words: MRS time-lapse, modeling unsaturated water flow, Villamblain

INTRODUCTION

Nous présentons les résultats d'une étude méthodologique réalisée avec pour objectif d'étudier la possibilité de combiner des mesures de Résonance Magnétique Protonique (RMP), aussi connue comme Magnetic Resonance Sounding (MRS) en anglais, avec une modélisation de l'écoulement de l'eau dans un milieu à saturation variable. Nous utilisons un appareil et un logiciel RMP existants, et nous construisons un modèle d'écoulement en utilisant un logiciel disponible basé sur l'équation de Richards (HYDRUS-1D). Ce modèle vise à reproduire la teneur en eau variant dans le temps observé avec la RMP.

MATERIEL ET METHODES

Sondage RMP

Pour effectuer un sondage RMP, on utilise une boucle de câbles à la surface du sol. Dans cette boucle, on génère une impulsion de courant alternatif. Après avoir coupé le courant, on mesure un champ électromagnétique généré par les protons d'hydrogène de l'eau. Ce champ est mesuré avec la même boucle à la surface. Les résultats RMP (1-D) font la moyenne sur le volume défini par la taille de la boucle. Les tailles de boucles typiques varient de 10 × 10 à 150 × 150 m² (Legchenko, 2013).

Modélisation de transfert dans un milieu à saturation variable

Pour la modélisation des écoulements (1-D), nous avons utilisé l'équation de Richards. Pour la courbe de rétention de l'eau et la courbe de conductivité hydraulique en fonction du potentiel matriciel sous la forme fonctionnelle nous utilisons un modèle de propriété hydraulique développé par Kosugi (Kosugi, 1994). Nous avons pris en compte des données hydrologiques et météorologiques et on a cherché à minimiser l'écart entre les signaux RMP théoriques calculés sur la base des teneurs en eaux obtenues par le modèle d'écoulement et les signaux RMP expérimentaux en utilisant l'algorithme de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963). Le schéma de modélisation est présenté sur la figure 1. Les itérations s'arrêtent lorsque l'écart devient plus petit que l'erreur expérimentale de mesure RMP. Si le modèle d'écoulement ne permettait pas d'avoir l'écart acceptable, nous avons révisé l'ensemble des paramètres du modèle hydraulique.

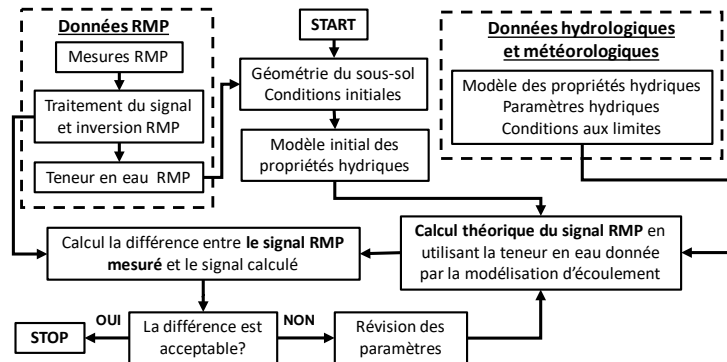


Fig. 1 – La procédure de modélisation de l'écoulement dans la zone non saturée (ZNS) à l'aide de mesures RMP time-lapse.

RESULTATS ET DISCUSSION

Entre le 26 avril 1999 et le 15 mars 2000, l'équipe du BRGM a effectué un suivi d'un an de la teneur en eau du site d'essai de Villamblain (figure 2). Nous avons utilisé ces données pour étudier la possibilité de la modélisation de l'écoulement verticale dans la ZNS à l'aide de mesures RMP time-lapse (Legchenko et al, 2020). L'ensemble de données comprenait 34 sondages RMP à 18 dates différentes. À quelques exceptions près, nous avons effectué deux sondages par date afin de vérifier la répétabilité de la mesure et détecter d'éventuels problèmes techniques inattendus. Nous avons utilisé l'équipement NUMIS avec une boucle carrée de 75×75 m². Pour traiter et inverser les mesures RMP, nous avons utilisé le logiciel SAMOVAR développé par les auteurs.

La figure 3 montre les résultats du sondage RMP effectué le 13/08/1999. Les figures 3b et 3c comparent la teneur en eau et les profils de temps de relaxation avec le log lithologique du forage. Entre 4 et 8 m, la RMP a révélé une faible teneur en eau, confirmant une couche d'argile observée à cette profondeur dans le forage. Notez que la faible teneur en eau observée peut également correspondre à un calcaire fracturé non saturé qui ne contient pas beaucoup d'eau. En raison de la résolution verticale limitée, l'inversion RMP n'a pas marqué le niveau piézométrique à 17 m de façon évidente. En dessous de 25 m, la diminution de la teneur en eau est attribuée à un passage plus marneux (molasse du Gatinais) puis des calcaires moins poreux.

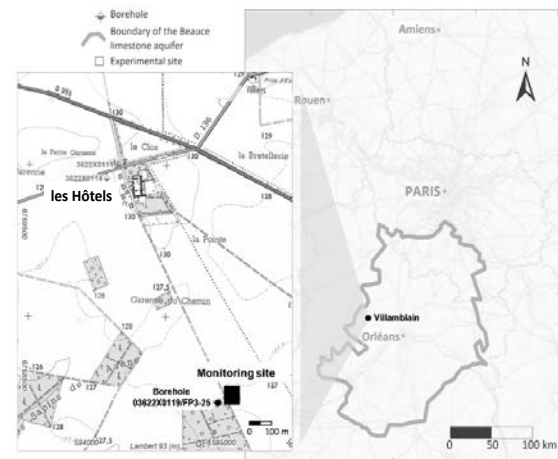


Fig. 2 – Carte de localisation du site de surveillance. La distance entre la boucle RMP et le forage 03622X0119 / FP3-25 est de 76 m.

L'inversion RMP time-lapse a montré deux zones principales de stockage d'eau entre 0 et 2 m et en dessous de 10 m (figure 4a). La teneur en eau du calcaire variait entre 0,04 et 0,08. Moins d'eau entre 2 et 10 m peut avoir deux explications plausibles. La première suggère une formation d'argile peu perméable. La deuxième un calcaire fracturé non saturé qui ne stocke pas beaucoup d'eau. La distribution verticale (1-D) de la teneur en eau RMP nous a conduit à sélectionner quatre couches avec différents paramètres hydrauliques pour le modèle initial d'écoulement : à des profondeurs de 0-2 m, 2-12 m, 12-16 m et 16-20 m. Nous ne disposons pas de donnée sur l'hétérogénéité du sous-sol et nous avons utilisé un modèle hydraulique simplifié en supposant une stratification horizontale. La teneur en eau RMP (figure 4a) est cohérente avec celle calculée avec le modèle hydraulique (figure 4b). La figure 4c montre la différence entre ces deux images.

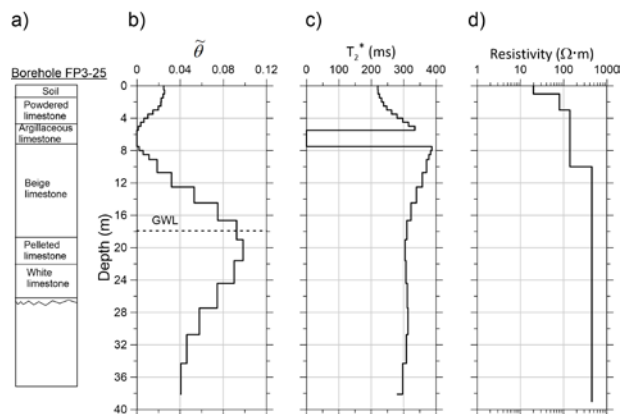


Fig. 3 – a) Le log lithologique du forage 03622X0119 / FP3-25. b) La teneur en eau et c) Le temps de relaxation T_2^* fournis par le modèle inverse RMP. d) Le profil de résistivité électrique.

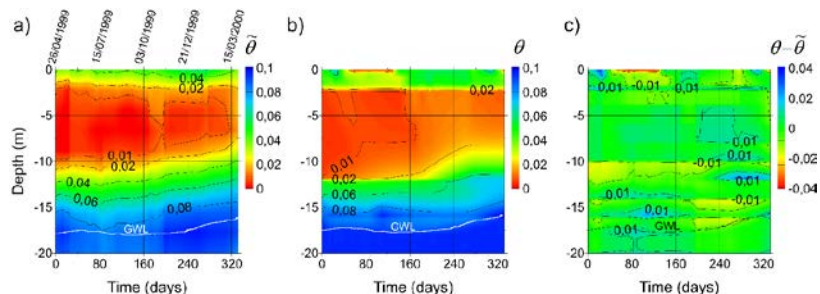


Fig. 4 – a) La teneur en eau fournie par l'inversion RMP. b) La teneur en eau calculée avec le programme HYDRUS-1D. c) La différence absolue entre les images a et b. La différence maximale est inférieure à 0,04 et l'écart type est 0,0079.

La figure 5 montre l'amplitude du signal RMP en fonction du moment d'impulsion pour tous les sondages (points rouges). Une ligne noire montre l'amplitude calculée en utilisant la teneur en eau fournie par le modèle d'écoulement. L'écart entre les deux signaux est inférieur au niveau de bruit ambiant affectant les mesures RMP.

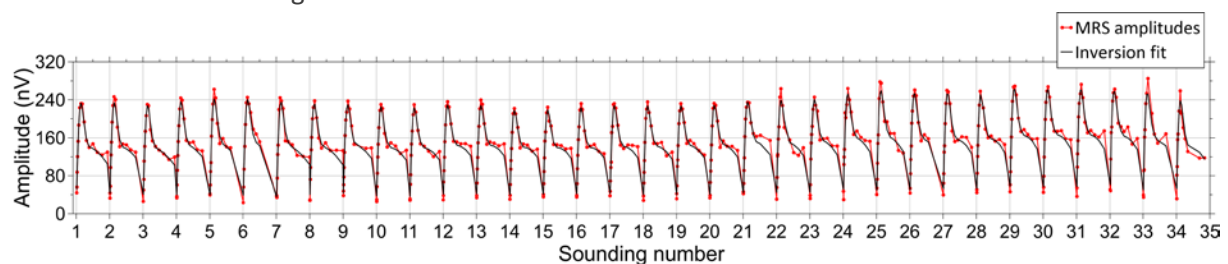


Fig. 5 – Amplitude du signal RMP en fonction du moment d'impulsion pour les 34 sondages effectués à Villamblain (points rouges) et l'amplitude théorique calculée d'après la teneur en eau fournie par le modèle d'écoulement (ligne noire).

La figure 6 montre la colonne d'eau mesurée avec la RMP dans l'intervalle de profondeur entre 0 et 18 m (cercles gris) et la colonne d'eau fournie par le modèle d'écoulement (ligne grise). La ligne noire montre les précipitations efficaces dérivées des observations météorologiques. La ligne rouge en pointillés montre le niveau piézométrique. Ces graphiques montrent qu'en fin de printemps et début d'été (mai-août), la colonne d'eau dans la ZNS est faible et reste stable jusqu'au moins septembre. En septembre-décembre, la colonne d'eau a augmenté avec le rythme qui a suivi les précipitations.

efficaces. Ainsi, l'eau de pluie a rechargé la zns. De janvier à fin mars, la colonne d'eau augmente peu et les précipitations efficaces ont rechargé l'aquifère. La figure 6 montre que la colonne d'eau a augmenté avec le taux qui a suivi les précipitations efficaces cumulées. A titre de comparaison, l'augmentation du niveau piézométrique est décalée de trois mois par rapport aux précipitations efficaces. Ces observations confirment que La RMP a quantifié l'eau dans la ZNS.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les mesures RMP time-lapse permettent de quantifier les variations de teneur en eau dans les milieux non saturés composés de matériaux à faible susceptibilité magnétique (craie, calcaire). Il n'existe aucune autre méthode permettant de mesurer de manière non invasive la teneur en eau jusqu'à quelques dizaines de mètres. Cependant, il faut prendre en compte les particularités des mesures RMP. La RMP fait la moyenne de la teneur en eau sur un grand volume défini par la taille de la boucle. La précision des résultats MRS dépend du site. Un sondage nécessite quelques heures de mesure, ce qui limite la capacité du sondage RMP à étudier des processus rapides. Pour vérifier notre approche, nous comptons d'effectuer un nouveau monitoring au même endroit. Un tel suivi donnera un profil de la teneur en eau avec un décalage de 20 ans par rapport à 2000. Ensuite, nous utiliserons les paramètres du modèle établi en 1999-2000 pour prédire la teneur en eau observée en 2020-2021.

Remerciements

Les auteurs ont réalisé cette modélisation au laboratoire IGE - IRD (Grenoble) avec des données expérimentales mises en disposition par le BRGM. Nous remercions le soutien financier du Labex OSUG @ 2020 (Investissements d'avenir - ANR10 LABX56) et du projet EQUIPEX CRITEX du programme national d'investissement (ANR) «Investissement pour l'avenir - Excellency Equipment» (subvention n° ANR-11-EQPX-0011).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

KOSUGI K., 1994 - Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention, *Water Resour. Res.*, 30, 4, 891-901, doi:10.1029/93WR02931.

LEGCHENKO A., 2013 - Magnetic resonance imaging for groundwater, Wiley-ISTE, 158 pp., doi:10.1002/9781118649459.

LEGCHENKO A., BALTASSAT J-M., DUWIG C., BOUCHER M., GIRARD J-F., SORUCO A., BEAUCE A., MATHIEU F., LEGOUT C., DESCLOITRES M., FLORES G. P. A., 2020 - Time-lapse Magnetic Resonance Sounding measurements for numerical modeling of water movement in variably saturated media, *J. Appl. Geophys.*, 175, doi: 10.1016/j.jappgeo.2020.103984.

MARQUARDT D. W., 1963 - An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, 2, 431-441, doi: 10.1137/0111030.

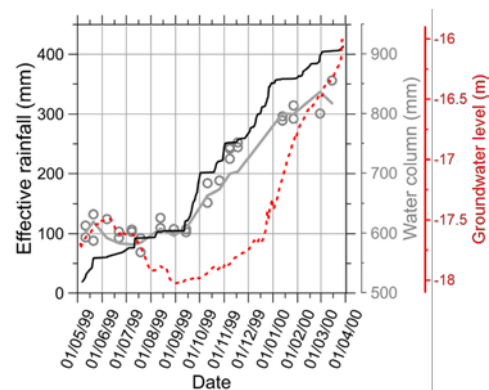


Fig. 6 – Les précipitations efficaces (ligne noire, axe vertical gauche) en fonction du temps, et la colonne d'eau dans l'intervalle de profondeur entre 0 et 18 m mesurées avec la RMP (cercles gris, axe vertical droit). La ligne grise montre la colonne d'eau fournie par la modélisation de l'écoulement. La ligne rouge en pointillés montre le niveau piézométrique.

CARACTERISATION DE L'HETEROGENEITE DE LA ZONE NON-SATUREE A L'ENDROIT DE L'OBSERVATOIRE O-ZNS PAR UNE APPROCHE HYDROGEOPHYSIQUE MULTI-METHODES

ABBAS M.¹, JODRY C.¹, MALLET C.¹, AZAROUAL M.¹

¹Univ. Orléans, CNRS, BRGM, ISTO, UMR 7327, F-45071, Orléans, France, Contact e-mail : mohamed.azaroual@cnrs-orleans.fr

Resumé

Le projet O-ZNS a pour objectif de décrire les processus du transport des contaminants et de paramétrer les modèles de transport réactif. Nous proposons alors de mettre en place une approche hydrogéophysique multi-méthode afin de caractériser l'hétérogénéité de la zone non-saturée des carbonates de Beauce. Ici, nous présentons nos récents résultats, les méthodes géophysiques utilisées et/ou prévues dans le cadre de ce projet ainsi que les perspectives de ce travail. Les résultats ont montré une forte corrélation entre les différentes méthodes géophysiques et géotechniques, et ont mis en évidence notamment la présence d'une forte hétérogénéité pouvant avoir des effets sensibles sur la dynamique des transports.

Mots clés : zone non-saturée, hydrogéophysique, modèles de transport réactif.

Abstract

The objective of the O-ZNS project is to understand contaminant transport processes and parameterize reactive transport models. For this purpose, we propose to set up a hydrogeophysical methodology to characterize the heterogeneity of the unsaturated zone of the Beauce carbonates. We present here our recent results and show the geophysical methods used in this project as well as the perspectives of this work. The results showed a strong correlation between the different geophysical and geotechnical methods and highlighted the presence of heterogeneities that can have profound effects on transport dynamics.

Key Words: vadose zone, hydrogeophysics, reactive transport models.

INTRODUCTION

La dynamique de la zone vadose joue un rôle majeur dans le domaine des sciences de la Terre et de l'environnement, sachant que c'est une zone critique qui contrôle le transfert de l'eau et des contaminants de la surface vers les eaux souterraines. Par conséquent, une compréhension détaillée des principaux processus physico-chimiques et microbiologiques de la zone vadose et de leur couplage à plusieurs niveaux est primordiale pour prédire le devenir des contaminants, et pour protéger les ressources en eau souterraine. Les modèles d'écoulement et de transport réactif décrivant de tels processus nécessitent une caractérisation spatialisée et hautement résolue des processus couplés tout en incluant les complexités et les conditions transitoires de la zone vadose. Les méthodes hydrogéophysiques ont montré un grand potentiel pour fournir des mesures spatio-temporelles des hétérogénéités de la zone vadose pouvant caractériser les écoulements et paramétrer les modèles de transport (Binley et al., 2015 ; Sassen et al., 2012). Les résultats présentés sont obtenus dans le cadre du programme scientifique accompagnant l'installation de O-ZNS « Observatoire des transferts dans la Zone Non Saturée » qui vise à quantifier et comprendre les processus de transfert de masse et de chaleur dans la zone vadose, à l'endroit de la nappe aquifère de Beauce. Cette étude se concentre sur le développement d'une approche hydrogéophysique multi-méthodes capable d'identifier les complexités de la zone vadose et les interfaces de phase critique en fournissant des informations permettant d'approcher les valeurs des paramètres hydrauliques, physiques et biogéochimiques.

DESCRIPTION DU SITE

L'observatoire O-ZNS est situé sur un site agricole à Villamblain (Centre Val de Loire, France). L'infrastructure de l'observatoire contient un puits d'accès exceptionnel d'une profondeur de 20m et un diamètre de 4m ainsi que plusieurs forages instrumentés adaptés pour la mise en œuvre de différentes méthodes géophysiques et des piézomètres instrumentés (**Fig.1**). De plus, ces dispositifs permettent le déploiement de capteurs environnementaux innovants, capables de fournir des mesures quantitatives haute résolution relatives aux processus de transfert de fluide et de chaleur au sein de la zone vadose.

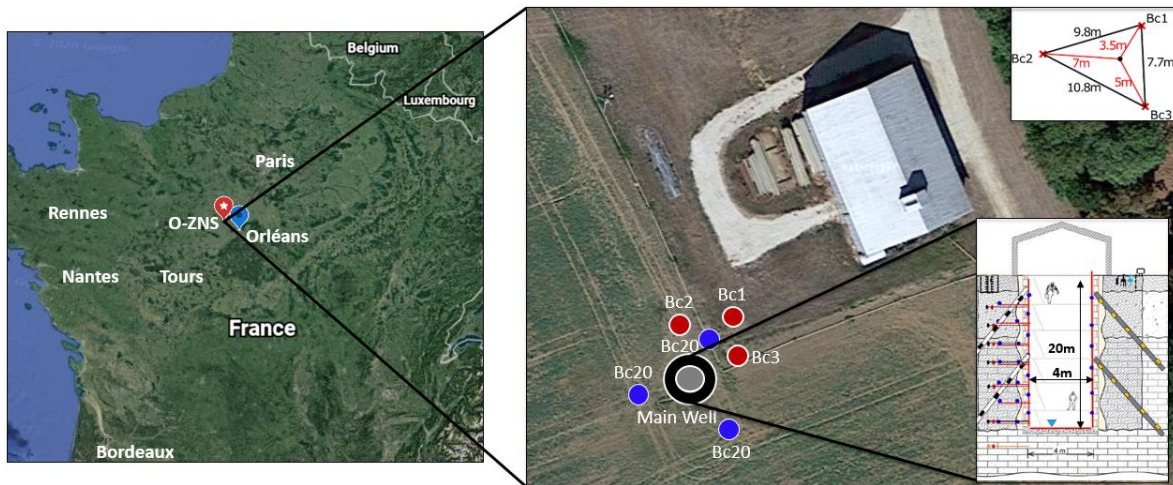


Fig.1: Situation géographique du site d'étude O-ZNS (© Google Earth) et des installations principales (puits central et les forages dédiés aux mesures géophysiques). A noter que d'autres forages sont présents (notamment des forages avec des installations piézométriques et de la fibre optique).

MATERIEL ET METHODES

En profitant de l'infrastructure multi-méthodes de l'observatoire O-ZNS, le projet se concentre sur l'intégration de techniques géophysiques sensibles aux processus de transport. Ces méthodes peuvent aider à estimer la variation temporelle de la teneur en eau, considérée comme un indicateur du mouvement de l'eau et d'un volume de traceur. Ces méthodes comprennent la tomographie par résistivité électrique (ERT), le géoradar (GPR), le potentiel spontané (PS), le sondage par résonance magnétique (MRS) et les techniques sismiques (Binley et al., 2015). Dans cet article, nous présentons une partie des résultats électriques, sismiques et géoradar acquis dans le but de la caractérisation initiale du site d'étude.

Les mesures sismiques réalisées en octobre 2018 sur le site O-ZNS consistaient en deux lignes de surface mesurant la vitesse de l'onde-P. Les deux lignes perpendiculaires de 144m étaient équipées de géophones à composante Z espacés de 1m. Selon la longueur du profil, cet espacement permet d'atteindre une profondeur d'observation jusqu'au calcaire massif à une profondeur de 20m. Pour les deux lignes, les tirs ont été réalisés avec un marteau tous les quatre géophones, à partir de 0,5m après le premier géophone.

Les mesures d'imagerie de résistivité électrique (ERI) réalisées en avril 2019 consistaient en six lignes de 48 électrodes mesurant la résistivité et la polarisation induite, avec un espacement des électrodes de 2,5m et un espacement inter-lignes de 5m. L'acquisition des données a été réalisée avec un système Syscal Pro® en utilisant deux configurations (dipôle-dipôle et type gradient). Les mesures de géoradar réalisées en janvier 2019 ont été acquises en utilisant un système ProEx GPR (Malà Geosciences), avec une fréquence d'échantillonnage de 1000MHz et une durée de 240ns. Toutes les mesures ont été effectuées entre les forages Bc1 - Bc2 ; Bc2 - Bc3 ; et Bc3- Bc1. Des profils ZOP qui consistent à descendre simultanément les antennes d'émission et de réception dans deux forages ont été acquis, avec un pas de mesure égal à 50cm.

De plus, des essais géotechniques, géomécaniques et hydrauliques ont été menés sur trois carottes prélevées de trois forages (Bc1, Bc2 et Bc3) afin de caractériser les propriétés physiques, mécaniques, minéralogiques et hydrauliques de la zone vadose (Aldana et al., 2020). Ces analyses sont importantes pour contraindre les relations et modèles empiriques utilisés pour convertir les attributs géophysiques en propriétés hydrauliques. De plus, le projet déploie des capteurs de réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) pour fournir des estimations de la teneur en eau à différents points et en temps réel.

RESULTATS

Les résultats ont montré une correspondance significative entre les variations de résistivité électrique, de permittivité diélectrique et de lithologie. Conformément aux données géotechniques, les profils géophysiques ont délimité trois unités géologiques principales (**Fig.2**): (1) une couche de sol argileux ayant de faibles valeurs de résistivité électrique et une épaisseur maximale d'environ 2m ; (2) une couche de calcaire marneux altérée et hétérogène ayant des valeurs de résistivité électrique modérées et spatialement variables d'épaisseur maximale d'environ 7m et une lentille d'argile représentée par une anomalie de faible résistivité/haute chargeabilité ; (3) et une couche de calcaire massif fracturée et altérée avec des valeurs de résistivité électrique élevées. Les hétérogénéités spatiales et verticales observées peuvent avoir un fort impact sur l'hydrodynamique, ce qui est cohérent avec les estimations de la teneur en eau obtenues par les méthodes MRS et GPR sur le site d'étude (Jody et al., 2020).

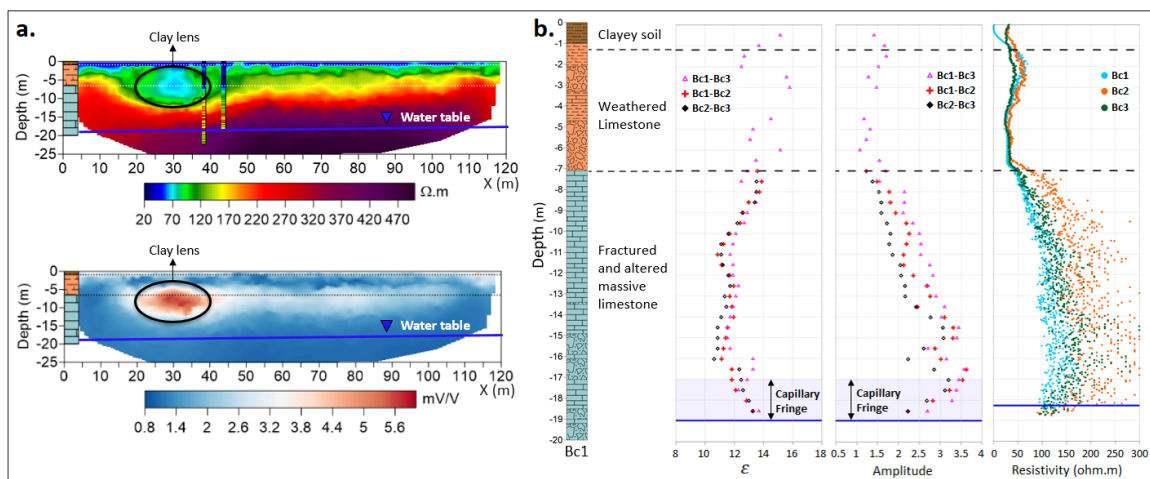


Fig.2: (a) Profils de résistivité électrique et de polarisation induite inversées. (b) Variations en fonction de la profondeur de la permittivité diélectrique, de l'amplitude, et de la résistivité électrique apparente obtenue à partir de mesures d'induction électromagnétique.

De plus, la diminution de la permittivité ainsi que l'augmentation de l'amplitude au-dessus de la nappe phréatique ont mis en évidence la présence d'une frange capillaire d'environ 2m d'épaisseur (**Fig.2b**). De plus, les valeurs des vitesses des ondes-P obtenues à partir des profils sismiques (**Fig.3**) ont confirmé la succession des trois couches avec des valeurs inférieures à 500m/s pour le sol argileux, de 500 à 1200m/s pour la couche calcaire altérée et une vitesse croissante jusqu'à 3500m/s pour la couche de calcaire massif. Les profils électriques et sismiques ne montrent toutefois pas de variation entre les zones saturée et non saturée en raison de la profondeur de pénétration limitée des mesures acquises. Des profils plus grands permettant d'atteindre une profondeur de pénétration plus élevée seront acquis. D'autre part, des mesures temporelles de type cross-hole seront effectuées afin de pouvoir fournir des images haute résolution capables de détecter les hétérogénéités verticales et horizontales et les structures actives.

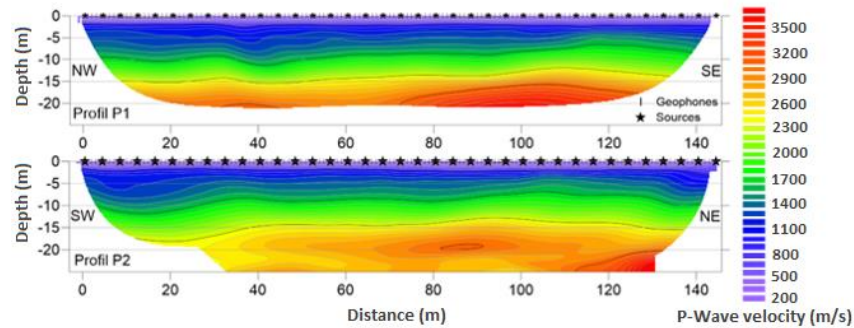


Fig.3 – Résultats sismiques des profils P1 et P2.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

La caractérisation initiale du site d'étude a mis en évidence des hétérogénéités verticales et horizontales dans la zone vadose, et a montré une forte corrélation entre les résultats de mesure de la résistivité, la permittivité diélectrique, les vitesses des ondes sismiques et les interfaces lithologiques. Pour réduire les incertitudes liées aux modèles géophysiques, la phase suivante du projet est orientée vers l'établissement de relations empiriques spécifiques adaptées à la zone vadose et à la géologie carbonatée du site O-ZNS.

Le projet se concentrera sur le suivi du comportement hydrogéologique grâce à l'imagerie géophysique du type cross-hole en mode « time-lapse ». Cette combinaison permettra d'estimer les paramètres de pression-saturation et peut fournir une estimation, en première approximation, des paramètres de transport. De telles approches peuvent aider à visualiser la propagation latérale d'une infiltration et à identifier les chemins d'écoulement préférentiels. Le projet à poursuivre l'approche multi-méthodes en utilisant : (1) une approche intégrée de fusion de données, où les données géophysiques sont utilisées pour évaluer la fiabilité d'un certain nombre de modèles hydrologiques probables, et (2) des inversions conjointes qui lient les données par les propriétés pétrophysiques ou en supposant que les changements de propriétés physiques se produisent dans la même direction.

Remerciements

Nous remercions la Région Centre - Val de Loire (programme ARD 2020 et CPER 2015-2020) et le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche pour le soutien financier apporté au projet PIVOTS. Ce projet est cofinancé par le Labex Voltaire (ANR-10-LABX-100-01) et l'Union Européenne. L'Europe investit en Centre-Val de Loire par le Fonds européen de développement régional (FEDER). Nous remercions également le projet CRITEX d'avoir fourni les équipements sismiques et d'avoir permis de réaliser les mesures avec la collaboration de Ludovic Bodet et Roger Guérin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALDANA C., ISCH A., BRUAND A., AZAROUAL M., COQUET Y., 2020** – Relationship between Hydraulic Properties and Material Features in a Heterogeneous Vadose Zone of a Vulnerable Limestone Aquifer. *Submitted to Vadose Zone Journal, December, 2020.*
- BINLEY A., HUBBARD S. S., HUISMAN J. H., REVIL A., ROBINSON D. A., SINGHA K., SLATER D., 2015** – The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.*, 51, 3837–3866.
- JODRY C., MALLET C., DEPARIS J., AMMOR S., BALTASSAT J. M., AZAROUAL A., 2020** – Hydraulic characterization of a karstic limestone vadose zone based on multi methods geophysical measurements and lab testing. *EGU General Assembly, 4-8 May, 2020.*
- SASSEN D. S., HUBBARD S. S., BEA S. A., CHEN J., SPYCHER N., DENHAM M. E., 2012** – Reactive facies: an approach for parameterizing field-scale reactive transport models using geophysical methods. *Water resources research*, 48 (10), 1–20.

APPORT DE LA TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE POUR LA VALIDATION DES LINEAMENTS EN FRACTURES : CAS DU DEPARTEMENT DE LA DONGA (NORD BENIN)

YALO E. N.¹, KAKI M.², AKOKPONHOUE B.², KOUNIKA E.², ZOLA-SAHOSSI G.³

¹ Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA), Institut National de l'Eau, Bénin. yalonicaise@yahoo.fr

² Département des Sciences de la Terre, UAC, Bénin. almeidafranck@hotmail.com

³ Bureau d'études TERRAQUA ENGINEERING, Bénin. zolahislain@gmail.com

RESUME

Au Bénin prospection des aquifères en zone socle commence par la cartographie des linéaments. Les progrès réalisés en télédétection avec l'amélioration de la qualité de l'imagerie satellitaire, incitent les prospecteurs à considérer les linéaments non liés à l'activité humaine et à l'hydrographie comme étant les signatures de fractures en zone de socle. Les résultats de ce travail ont montré que, sur les huit linéaments recoupés par des sections de résistivités électriques, seuls trois sont la signature en surface de fractures présentes dans le sous-sol. En outre, tous les trois linéaments validés en fracture par la TRE fournissent des débits de forages supérieurs à 5m³/h, d'où l'importance de la géophysique.

Mots clés : Débit, Fractures, Socle, Télédétection, Linéaments, Tomographie de Résistivité Electrique

CONTRIBUTION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY IN THE VALIDATION OF FRACTURED LINEAMENTS: CASE OF THE DONGA DEPARTMENT (NORTH BENIN)

ABSTRACT

In Benin, the prospecting of aquifers in the basement zone begins with the mapping of lineaments. The progress made in remote sensing, with the improvement in the quality of satellite imagery, encourages prospectors to consider lineaments not related to human activity and hydrography as being the signatures of fractures in basement zones. The results of this work have shown that, of the eight lineaments intersected by sections of electrical resistivity, only three are the surface signatures of fractures present in the subsurface. In addition, all three lineaments validated in fractures by the ERT provide drilling flows greater than 5m³/h, hence the importance of geophysics.

Key words: Flow, Fractures, Basement, Remote Sensing, Lineaments, Electrical Resistivity Tomography

INTRODUCTION

Les populations du département de la Donga sont confrontées à un véritable problème d'approvisionnement en eau potable. Dans cette zone de socle, le taux de forages négatifs ou à très faible débit avoisine les 40 %. Le principal critère pour l'implantation des forages en zone de socle, est la recherche des fractures ouvertes d'origine tectonique susceptibles de contenir de l'eau. Les résultats issus de l'utilisation des techniques de la télédétection sont confrontés aux problèmes de leurs fiabilités et de leurs validations (Lasm, 2000, Youan Ta 2008). L'utilisation d'une approche couplée télédétection et géophysique peut remédier au manque de données et réduire considérablement les incertitudes dans l'implantation des forages en zone de socle (Allé et al., 2018, Akokponhoué 2019).

MATERIEL ET METHODES

La zone d'étude est située au Nord-Ouest du Bénin, dans le Département de la Donga entre les latitudes 09°48' et 10°02' Nord et les longitudes 1°20' et 1°84' Est. Les images de résolution 30 m en mode multispectral et 15 m en mode panchromatique acquises par le capteur OLI-TIRS à bord du Landsat 8 ont

permis d'identifier les linéaments de la zone d'étude après analyse d'images. 7 panneaux de TRE en dispositif dipôle-dipôle ont recoupé quelques linéaments majeurs identifiés.

RESULTATS ET DISCUSSION

Validation des linéaments en fracture sur les sections TRE

Sur les sections de résistivités, les fractures se traduisent par des couloirs d'approfondissement l'altération dans le socle sain. Ces couloirs de fractures sont marqués par une chute des valeurs de résistivités électriques dans un environnement résistant. Dans cette étude, seules quatre sections de résistivités électriques recoupant au moins un linéament, montrent que ces derniers sont à l'aplomb des fractures (Figure 1). On peut donc noter que cinq linéaments sur le total des huit recoupés par des sections TRE présentent un prolongement structural sous forme d'approfondissement de l'altération dans le socle. Néanmoins le linéament L2GL est légèrement décalé par rapport à cet approfondissement considéré comme un couloir de fracture.

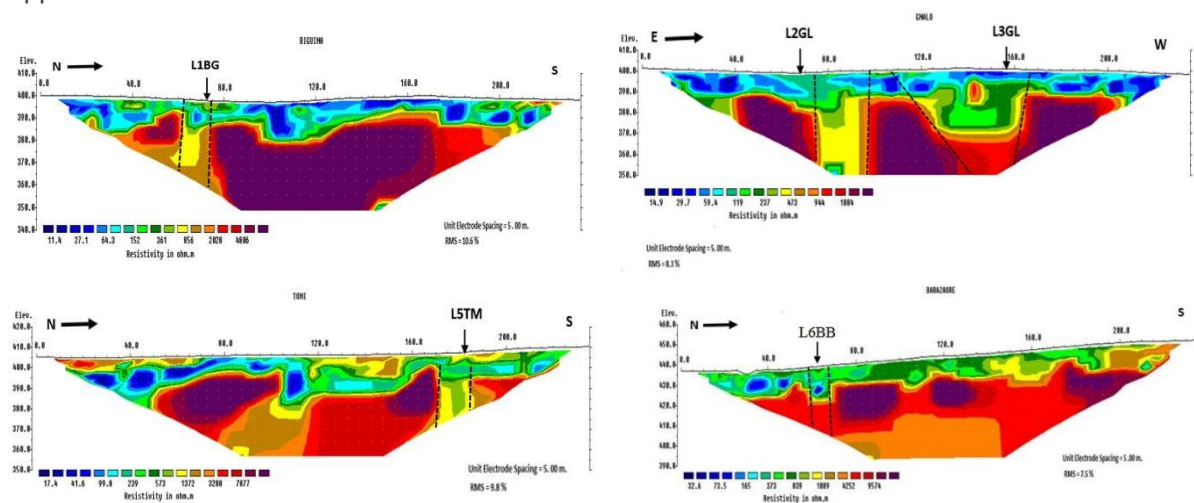


Fig. 1 – Sections TRE des profils 1, 2, 4 et 5 validant les linéaments en fractures (| | - Limite du couloir de fractures)

Absence de validation des linéaments en fractures

A l'opposé, trois sections de résistivité électrique recoupant chacune un linéament, montrent qu'au droit de ces derniers on ne localise pas un approfondissement de l'altération dans le socle donc une absence de couloir de fractures (Figure 2). Finalement, il est à remarquer que les linéaments majeurs ne sont pas toujours la signature en surface d'une fracture dans le sous-sol.

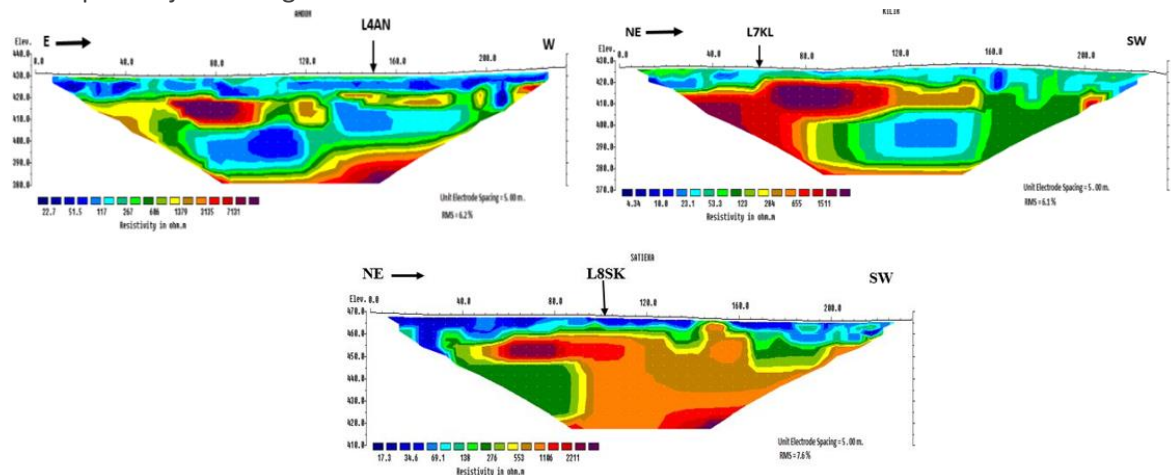


Fig. 2 : Sections TRE des profils 3, 6 et 7 ne validant pas les linéaments en fractures

Débit des forages à proximité des linéaments-fractures

L'hypothèse selon laquelle les forages positifs en zone de socle sont implantés dans des fractures permet d'admettre que l'emplacement de ces derniers correspond à celui de fractures. En projetant les débits des forages situés sur ou à proximité des linéaments, on peut se faire une idée des débits produits par les linéaments validés en fractures par la TRE. Ainsi, on remarque que tous les forages à proximité ou présents sur les linéaments L1BG, L3GL, L5TM et L6BB fournissent des débits supérieurs 5m³/h (Figure 3). Aucun forage ne se situe sur les trois linéaments non validés en fracture. Le forage le plus proche du linéament L8SK se trouve à plus de 400m. Ces linéaments n'ont donc recoupé aucune fracture forcée.

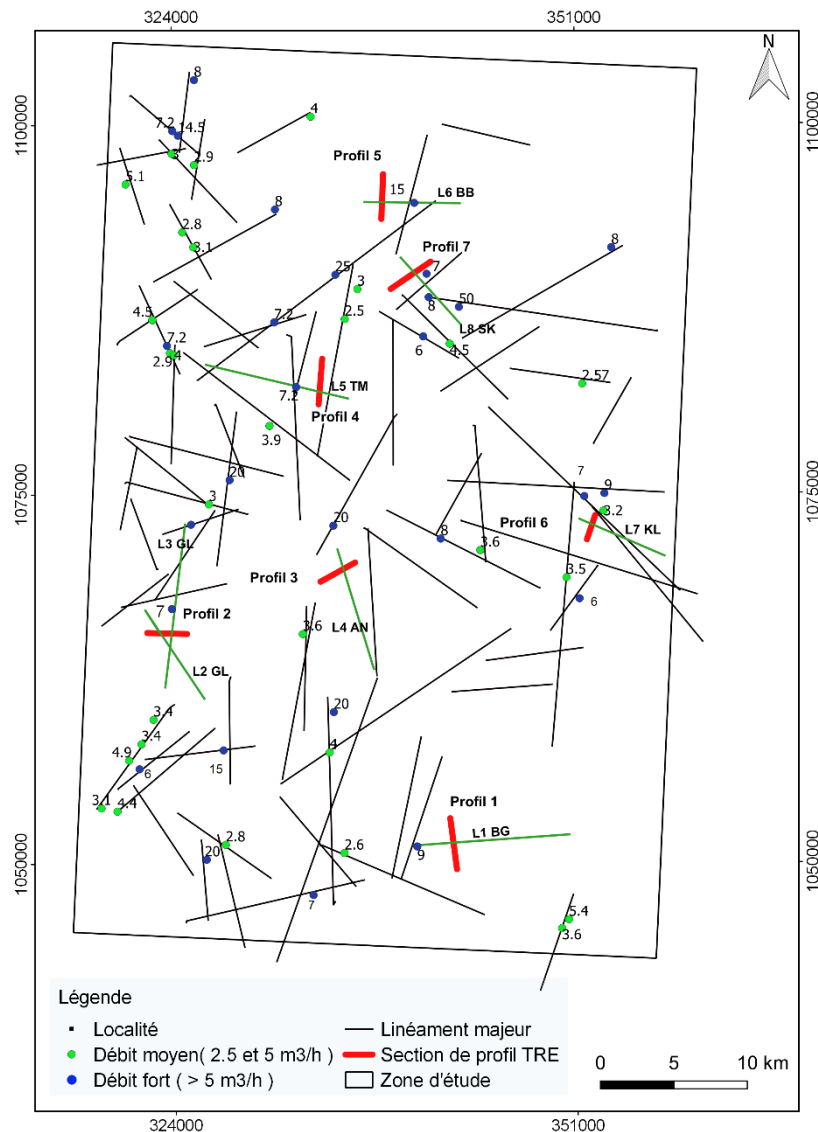


Fig. 3 : Débits des forages à proximité des linéaments

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La validation des linéaments en fractures en zone de socle africain traitée à l'échelle d'un site test au Burkina Faso par Soro (2017) a aussi montré l'absence possible de corrélation entre les linéaments et les fractures validés par la TRE. La différence entre l'échelle utilisée en télédétection et celle de la tomographie de résistivité peut expliquer le décalage entre linéament en surface et fracture en profondeur. L'absence de forage à gros débit à proximité de certains linéaments montre qu'ils ne sont

pas toujours la signature en surface de fractures présentes dans le sous-sol. Cette étude montre donc l'importance de la validation géophysique des linéaments en fractures avant toute implantation. La perspective de cette étude sera de trouver une relation entre la géométrie des fractures identifiées sur les sections TRE et les débits des futurs forages qui y seront implantés.

Remerciements

Remerciements pour la campagne de prospection géophysique à l'endroit du projet Eau – Socle – Donga financé par le FNRSIT Bénin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AKOKPONHOU H. B 2019 - Contribution de la télédétection, des systèmes d'informations géographiques et des méthodes géophysiques dans la prospection des aquifères de fractures du département de la Donga (nord-ouest du Bénin). *Thèse de Doctorat. Phd, Université d'Abomey-Calavi. 263 p.*

ALLE I. C., DESCLOITRES M., VOUILLAMOZ JM., YALO N., LAWSON F.M.A., ADIHOU A. C. 2018 - Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: the example of Benin, West Africa, *Journal of African Earth Sciences 139, p. 341-353*

LASM T. 2000 - Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle : Analyses statistiques et géostatistique de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (Domaine Archéen). *Thèse unique de doctorat Université de Poitiers, 272p.*

SORO D. D. 2017 - Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso), *Thèse de doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie-Paris 6 et 2iE, 287p.*

YOUAN TA M. 2008 - Contribution de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à la prospection hydrogéologique du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : Cas de la région de Bondoukou Nord Est de la Côte d'Ivoire. *Thèse de doctorat, Université de Cocody-Abidjan (Côte d'Ivoire), 236p.*

IMPACT DE L'ÉPAISSEUR DE L'ALTERATION SUR LA DETECTION DES FRACTURES PAR TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE DANS LA COMMUNE DE DASSA-ZOUME (CENTRE BENIN)

YALO E. N.¹, GNANMI M.², AKOKPONHOUE N.², KOUNIKA E.², ZOLA-SAHOSSI G.³

¹ Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA), Institut National de l'Eau, Bénin. yalonicaise@yahoo.fr

² Département des Sciences de la Terre, UAC, Calavi, Bénin. almeidafranck@hotmail.com

³ Bureau d'études TERRAQUA ENGINEERING, Bénin. zolaqhislain@gmail.com

RESUME

La lithologie de 60 forages de la commune a permis d'établir la carte des épaisseurs de l'altération. La présence ou non de fracture à l'aplomb des linéaments situés dans des couches d'altération à épaisseur variable a été vérifié sur 5 sections TRE les recoupant. Les résultats ont montré que pour une épaisseur de couche d'altération n'excédant pas les 13 m (80% de la superficie de la commune), les linéaments sont systématiquement validés en fracture. Par contre, il est à noter que les linéaments situés sur des couches d'altération d'épaisseur supérieure à 13m sont pas validés sur les sections TRE.

Mots clés : Dassa-Zoumè, Linéaments, Tomographie de Résistivité Electrique (TRE), Fractures

IMPACT OF THE THICKNESS OF THE ALTERATION ON THE DETECTION OF FRACTURES BY ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY IN THE COMMUNE OF DASSA-ZOUME (BENIN CENTER)

ABSTRACT

The lithology of 60 boreholes of the commune allowed to establish the map of the thickness of the weathering. The presence or not of fractures below the lineaments located in weathering layers of variable thickness was verified on 5 intersecting ERT sections. The results showed that for a thickness of weathering layer not exceeding 13 m (80% of the commune's surface), the lineaments are systematically validated in fracture. On the other hand, it should be noted that lineaments located on weathering layers thicker than 13m are not validated on TRE sections.

Key words: Dassa-Zoumè, Lineaments, Electrical Resistivity Tomography (ERT), Fractures

INTRODUCTION

L'approvisionnement en eau potable est de plus en plus orienté vers la recherche des eaux souterraines profondes dont la qualité répond généralement aux normes OMS (Biémi, 1992). La région de Dassa-Zoumè est célèbre au Bénin pour ses problèmes de ravitaillement en eau potable (Boukari, 1982). La commune de Dassa-Zoumè se situe sur un substratum granitique et migmatitique fracturée ayant une très faible couverture d'altérites (Akokponhoué, 2020). L'utilisation d'une approche couplée télédétection et géophysique peut remédier au manque de données et réduire considérablement les incertitudes dans l'implantation des forages en zone de socle (Soro et al., 2017).

MATERIEL ET METHODES

La zone d'étude est située au centre du Bénin et au Sud du département des collines. Elle est comprise entre les longitudes 2°05' et 2°50' Est et les latitudes 7°06' et 7°65' Nord puis limitée au Nord par la

commune de Glazoué, au Sud par les communes de Zangnanado, de Covè et Djidja, à l'Est par les communes de Savè et de Kétou, à l'Ouest par la commune de Savalou (Figure 1).

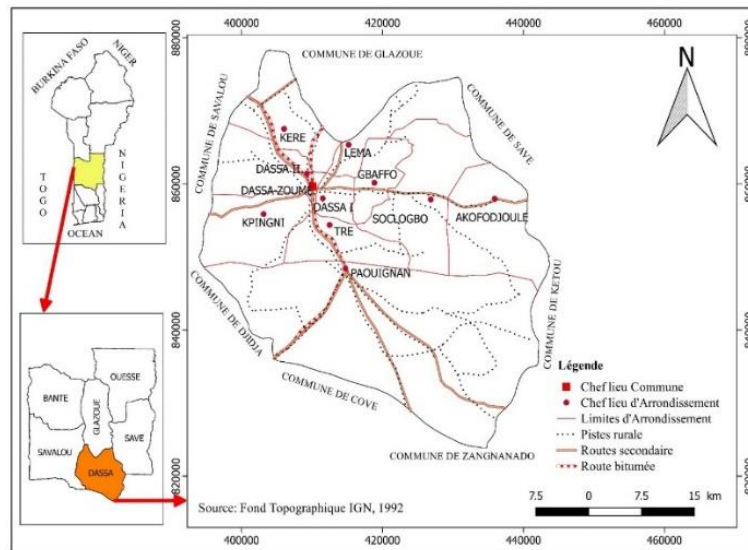


Fig. 1 – Carte de localisation de la commune de Dassa-Zoumè (Source : Fond Topographique IGN 1992)

La prospection en TRE s'est faite avec le dispositif dipôle-dipôle. En effet, les travaux de plusieurs auteurs (Roques, 2013, Alle et al., 2018) ont montré que la configuration dipôle-dipôle (DD) offre une bonne résolution des terrains de subsurface en zone de socle. Les investigations sur le terrain sont faites. Cinq (05) panneaux électriques avec des longueurs de profils de 240 m pour une distance inter-électrode de 5 m soit 48 électrodes ont été réalisés perpendiculairement aux linéaments dans la zone d'étude (Figure 2).

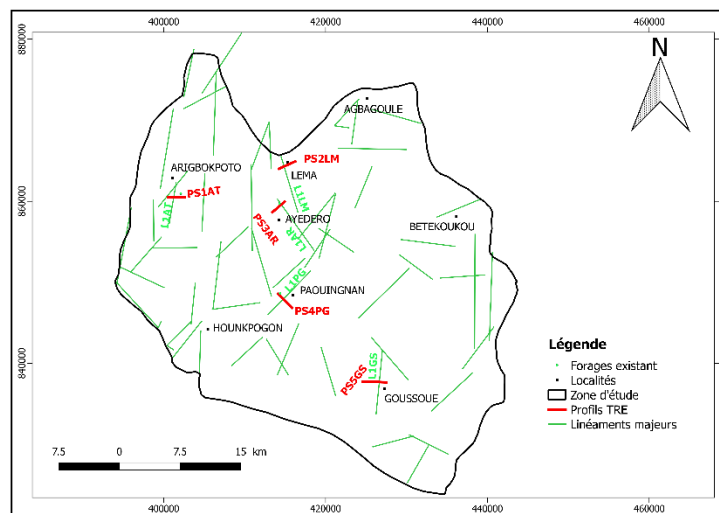


Fig. 2 : Carte de positionnement des profils TRE réalisés sur quelques linéaments majeurs dans la commune de Dassa-Zoumè

RESULTATS ET DISCUSSION

Epaisseur d'altération dans la commune de Dassa-Zoumè

La lithologie de 60 forages de la commune de Dassa-Zoumè a permis d'établir la carte des épaisseurs de la couche d'altération (Figure 3). Il est à noter que sur plus de 80% de la superficie de la commune de Dassa-Zoumè, l'épaisseur de l'altération n'excède pas 13m (figure 3).

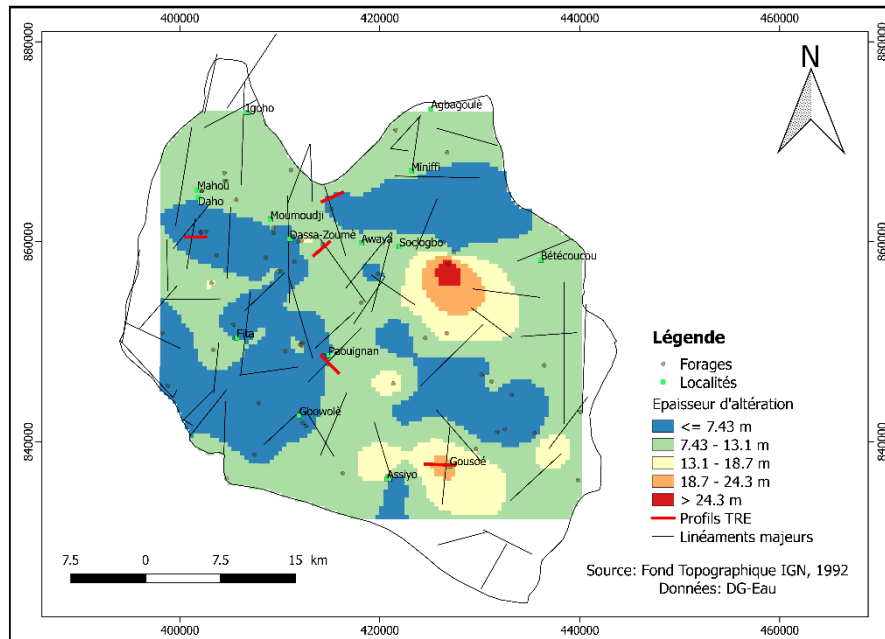


Fig. 3 : Carte des épaisseurs d'altération dans la commune de Dassa-Zoumè

Validation géophysique des linéaments en fractures

Les linéaments recoupés par la section de résistivité sont indiqués par une flèche sur le profil. Sur ces quatre sections ERT, on constate un approfondissement de la couche d'altération à l'aplomb de ces linéaments (Figure 4).

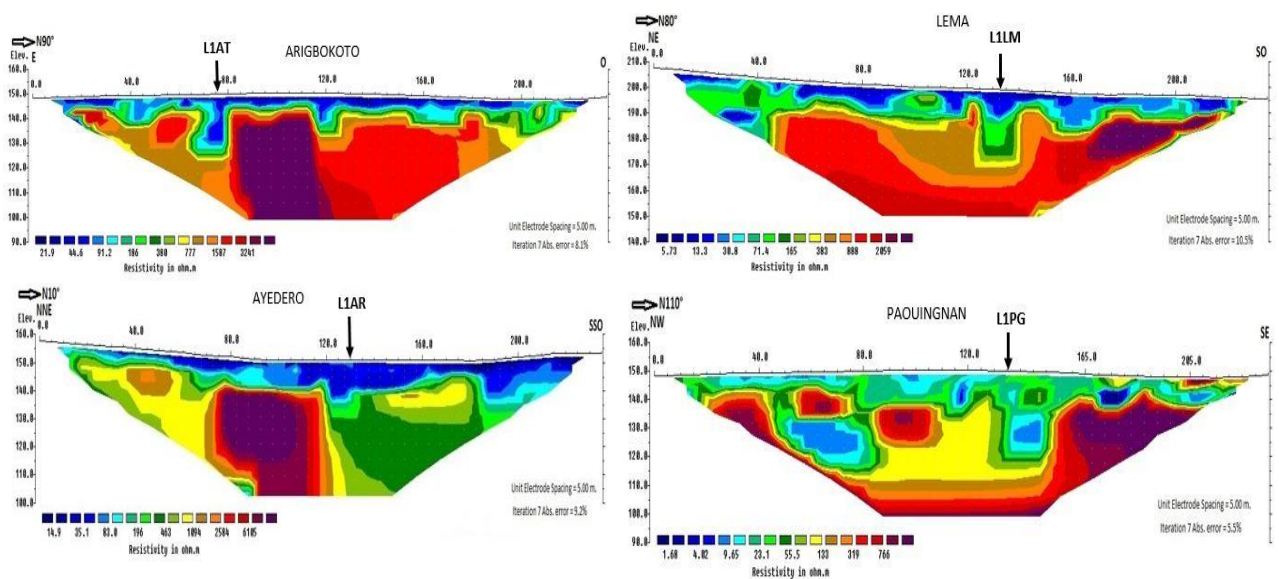


Fig. 4 : Sections ERT validant les linéaments en fractures

Absence de validation géophysique de linéament en fracture

Dans la localité de Goussoué, à l'aplomb du linéament L1GS, on ne constate aucun approfondissement de l'altération (Figure 5). L'épaisseur de cette altération dépasse en effet la vingtaine de mètres dans cette localité (Figure 3). L'utilisation dans ce cas d'un dispositif (96 électrodes) à plus grande profondeur d'investigation pourrait permettre de détecter une éventuelle fracture.

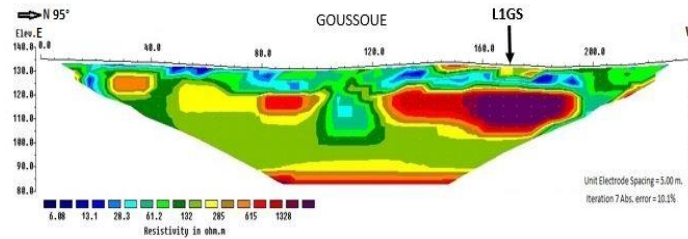


Fig. 5 : Panneau de TRE n°5 – Site de Goussoué

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'épaisseur de la couche d'altération n'excédait pas les 13 m sur 80% de la superficie de la commune de Dassa-Zoumè. Cette épaisseur relativement faible en milieu socle tropical humide peut s'expliquer par la présence dans cette commune de la plus grande concentration de collines au Bénin. Raison pour laquelle elle inclut le département dit « des collines ». En général, 4/5 des linéaments sont validés en fracture. Ainsi, sous une faible épaisseur d'altération, les linéaments sont souvent validés en fractures. En outre, il est à noter que les linéaments situés sur des couches d'altération d'épaisseur supérieure à 13m sont mal validés sur les sections TRE. L'épaisseur de l'altération aurait donc un impact négatif sur la validation des linéaments – fractures en zone de socle.

Remerciements

Remerciements pour la campagne de prospection géophysique à l'endroit du projet Eau Socle Donga financé par le FNRSIT Bénin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AKOKPONHOUE Y. N. 2020 - Apport De La Télédétection Et De La Géophysique Dans La Cartographie Des Fractures Hydrauliquement Actives En Zone De Socle Au Centre-Ouest Du Benin, *Thèse de doctorat, Université Abomey-Calavi, 200 pages.*

ALLE C., DESCLOITRES M., VOUILAMOZ J.M., YALO N., LAWSON F.M.A., ADIHOU A. C. 2018 - Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: the example of Benin, West Africa, *Journal of African Earth Sciences 139, 341-353 pp.*

BIEMI J. 1992 - Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopique des aquifères discontinus de sillons et des aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire), *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Cocody-Abidjan, Côte d'Ivoire, 480p.*

BOUKARI M. 1982 - Contribution à l'étude hydrogéologique des régions de socle de l'Afrique intertropicale : Hydrogéologie de la région de Dassa-Zoumè (Bénin), *Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université de Dakar, 141p.*

ROQUES C. 2013 - Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin : Implications en termes de ressources en eau pour le Massif Armoricain. *Thèse de doctorat Université de Rennes 285p.*

SORO D. D. 2017 - Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso), *Thèse de doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie-Paris 6 et 2iE, 287p.*

UTILISATION DE LA GEOPHYSIQUE POUR EXPLORER LES MECANISMES DE RESILIENCE DES ARBRES A LA SECHERESSE

Simon Damien Carrière¹, Julien Ruffault², Coffi Belmys Cakpo², Claude Doussan³, Guillaume Simioni², Albert Olioso³, Konstantinos Chalikakis³, Nicolas Patris⁴, Hendrik Davi², Nicolas K. Martin-StPaul².

¹ Sorbonne Université, UPMC, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75005 Paris.

² INRAe, URFM, Domaine Saint Paul, INRAe Centre de recherche PACA, 228 route de l'Aérodrome, CS 40509, Domaine Saint-Paul, Site Agroparc.

³ UMR 1114 EMMAH (INRAe/AU), Domaine Saint Paul, INRAe Centre de recherche PACA, 228 route de l'Aérodrome, CS 40509, Domaine Saint-Paul, Site Agroparc.

⁴ IRD, Hydrosience Montpellier, 300 Avenue du Professeur Emile Jeanbrau, 34090 Montpellier,

RESUME

Comprendre la réponse de la végétation à la sécheresse est un enjeu majeur pour anticiper et modéliser la dynamique de l'eau de la zone critique. Dans cet article, la tomographie de résistivité électrique est utilisée pour caractériser la variabilité spatiale des conditions du sol/sous-sol le long d'un transect afin d'étudier les réponses écophysiological des arbres au stress hydrique. Ces travaux montrent une forte variabilité entre différents individus d'une même espèce (Quercus Ilex L.) et des adaptations des parties aériennes et souterraines en lien avec les conditions de sol/sous-sol.

Mots clés : géophysique, écologie fonctionnelle, forêt méditerranéenne, sécheresses

USING GEOPHYSICS TO EXPLORE TREE DROUGHT RESILIENCE MECHANISMS

ABSTRACT

Understanding vegetation response to drought is a major scientific challenge to anticipate and predict changes water dynamics of the zone critique. In this paper, electrical resistivity tomography is used to characterize the spatial variability of soil/subsoil conditions along a forest transect in order to better understand ecophysiological responses of trees to water stress. This work shows a high variability between individuals of the same species (Quercus Ilex L.) and we identify adaptations of the aerial and underground parts in relation to soil/subsoil conditions.

Key words: geophysics, functional ecology, mediterranean forest, drought

INTRODUCTION

L'estimation de la ressource en eau disponible pour les plantes est un point crucial pour anticiper l'évolution du couvert végétal dans le contexte du changement climatique (Anderegg et al. 2016). Différentes approches permettent de caractériser la ressource en eau utilisable par la végétation : fosses pédologiques (Baize et Jabiol 2011), mesure de l'eau du sol par sondes capacitatives ou neutroniques (Robinson et al 2008). Cependant, la ressource en eau "profonde" (au-delà de 1 ou 2m) questionne toujours les écologues forestiers car elle reste difficile à appréhender (i.e. ; Peñuelas et Filella 2003; Christina et al. 2017; Carrière et al. 2020a).

L'hydrogéophysique offre un large panel de techniques permettant de caractériser la proche surface (Guérin 2005) et notamment la zone prospectée par les racines que nous nommerons ci-après "sol/sous-sol". La géophysique peut-elle apporter des connaissances qui permettront de mieux comprendre la réponse des arbres au stress hydrique? Nous tentons de répondre à cette question ci-après, en explorant la variabilité de réponse inter-individus liée à la variabilité du sol/sous-sol à l'échelle de quelques dizaines de mètres.

MATERIEL ET METHODES

Site d'étude

Le site d'étude est situé dans la forêt de Rustrel dans le sud de la France (05° 27' 57.9" E, 43° 56' 12.2" N et altitude 520 m ; Figure 1). Il est situé sur l'observatoire de Fontaine de Vaucluse qui fait partie de l'IR OZCAR (<http://www.ozcar-ri.org/>). Le climat est méditerranéen, caractérisé par des hivers frais et humides, des étés chauds et secs, et une forte variabilité interannuelle des précipitations. Entre 1970 et 2018, les précipitations annuelles ont varié de 407 à 1405 mm avec une moyenne de 909 mm. Le sol est une rendzine d'épaisseur très variable (de 0 à > 80 cm) qui contient 50 à 60 % de matériaux grossiers (> 2 mm). La végétation est dominée par un peuplement de chênes verts (*Quercus ilex* L.), qui représente plus de 85 % de la surface terrière. Le sous-étage est une couche arbustive clairsemée qui comprend *Buxus sempervirens*, *Juniperus communis* et *Amelanchier ovalis* (Carrière et al. 2017). Le transect étudié dans cet article est orienté est/ouest, c'est à dire perpendiculairement aux structures géologiques identifiées par Carrière et al. (2013).

Mesures géophysiques : tomographie de résistivité électrique (ERT)

La mesure ERT a été réalisée avec un ABEM Terrameter SAS 4000 avec 64 électrodes, espacées de 2 m. Le dispositif d'acquisition est un Gradient, choisi pour sa robustesse et rapidité (Dahlin et Zhou 2006). Les données ont été inversées avec le logiciel DC2DinvRes (Günther 2004) et un algorithme d'inversion Gauss-Newton et une régularisation de type "L2". Nous avons appliqué une correction de température pour chaque pixel suivant la relation de Keller et Frischknecht (1966).

Dans cet article nous avons exploité la variation de résistivité entre une mesure faite en période sèche et humide (voir détails dans Carrière et al. 2015). Ces deux état hydriques contrastés ont permis de calculer un pourcentage de variation de la résistivité (PVR) que nous avons pu utiliser comme proxy de la capacité de stockage en eau du sous-sol (Carrière et al. 2020a). Le PVR a été calculé comme la différence de résistivité relative (annotée ρ , en $\Omega.m$) entre les sections aux états sec (ρ_{dry}) et humide (ρ_{wet}), (équation 1). Les valeurs de PVR présentées dans la Fig. 1 représentent les valeurs moyennes sous chaque arbre et intégrée sur 1 m de profondeur et 2.5 m de large.

$$PVR (\%) = \frac{\rho_{dry} - \rho_{wet}}{\rho_{dry}} * 100 \quad (1)$$

Mesures écophysologiques

Onze cépées de *Quercus ilex* L. ont été sélectionnés le long du transect et dans des zones contrastées d'un point de vue géophysique (PVR). Pour chaque cépée, un brin dominant a été sélectionné pour y réaliser plusieurs types de mesures :

- La masse surfacique foliaire (LMA pour *Leaf Mass Area*) a été estimée avec plusieurs feuilles prélevées sur chaque arbre au début de l'année 2016. Les feuilles ont été scannées pour estimer leur surface avec le logiciel ImageJ puis pesées après séchage. Le LMA permet de différencier les arbres en fonction du niveau de stress hydrique qu'ils ont subi lors du développement des feuilles.
- Le $\delta^{13}C$ foliaire permet d'évaluer l'efficacité d'utilisation de l'eau foliaire (le rapport entre la photosynthèse et la transpiration) intégrée sur la période de développement foliaire. Sachant que l'efficacité d'utilisation de l'eau augmente avec la fermeture stomatique, le $\delta^{13}C$ est un bon indicateur du niveau régulation stomatique mis en œuvre au niveau des feuilles. Plusieurs feuilles de chaque arbres ont été échantillonnées au début de l'année 2016, puis séchées et réduites en poudre pour être analysées à "l'Atelier des Isotopes Stables", laboratoire B&PMP (INRAe, Montpellier),
- L'indice foliaire de chaque individus (surface foliaire par unité de surface de sol, LAI pour *Leaf Area Index*) est estimée grâce à une relation allométrique (Rambal et al. 2004) basée sur les diamètres de tronc et les tailles de couronne mesurés en 2013 et 2018 respectivement.
- Le $\delta^{18}O$ du xylème (sève brute) est mesuré sur les branches de lumière. Nous avons collecté plusieurs branches pour chaque arbre en prenant soin de retirer rapidement l'écorce pour éviter

toute contamination par de la sève élaborée. Les prélèvements ont été réalisés en août 2015, au plus fort de la sécheresse. L'eau a été extraite selon le protocole de distillation cryogénique de West et al. (2006) puis analysée au spectromètre de masse au laboratoire LAMA (Hydrosciences Montpellier). Le signal $\delta^{18}\text{O}$ permet de déterminer l'origine de l'eau prélevée par les plantes, si l'on compare la signature de la plante avec celle des eaux souterraines, de la pluie et du sol (Carrière et al. 2020b).

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

La mise en relation des données géophysiques avec les différents types de données écophysologiques donne des résultats cohérents. Sur la Fig. 1, chaque arbre étudié est représenté par un cercle vert. En effet, le $\delta^{13}\text{C}$ montre que le niveau de régulation stomatique (Fig. 1A) est plus fort pour les individus localisés dans les zones à faible PVR (rocailleux). Le LMA (Fig. 1B) augmente avec les faibles PVR, indiquant que les arbres situés dans les zones les plus rocailleuses ont des feuilles plus épaisses et plus petites. Le LAI (Fig. 1C) diminue avec les faibles PVR, indiquant que les arbres avec la surface foliaire la plus développée se situent dans les zones à fort PVR. Finalement, le signal isotopique du xylème ($\delta^{18}\text{O}$; Fig. 1D) diminue avec les faibles PVR, indiquant que les arbres situés dans les zones les plus rocailleuses ont un signal isotopique plus proche de l'eau profonde (eau souterraine). Cela suggère que les arbres situés dans les zones les plus rocailleuses développent relativement plus leur système racinaire en profondeur.

En somme, les indicateurs $\delta^{13}\text{C}$, LMA et LAI montrent que les arbres adaptent le développement et les caractéristiques de leurs parties aériennes en fonction des conditions de sol/sous-sol dans les premiers mètres. Le $\delta^{18}\text{O}$ permet de montrer que les arbres pourraient adapter leurs parties souterraines en fonction des conditions de sol/sous-sol pour prélever plus ou moins d'eau profonde.

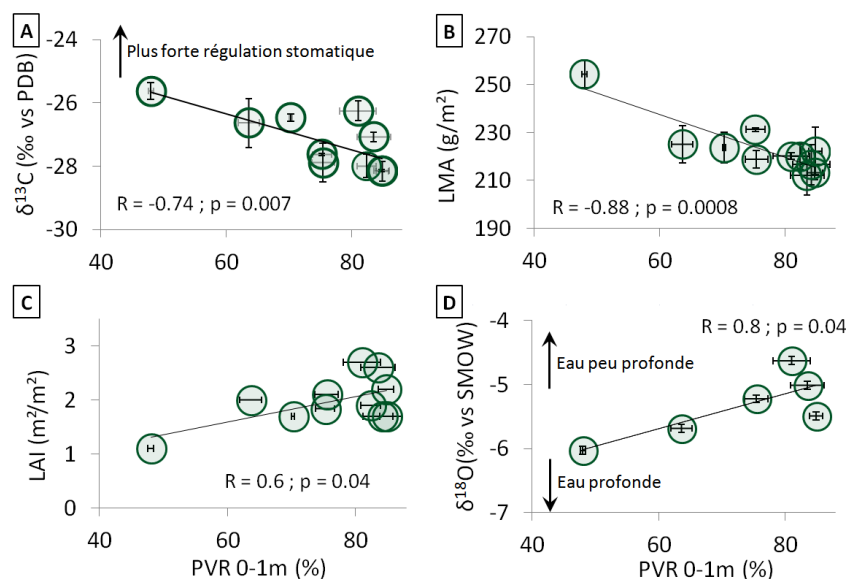


Fig. 1 – Relation entre le pourcentage de variation de résistivité (PVR) intégré entre 0 et 2 m sous chaque arbre et plusieurs variables écophysologiques: A) $\delta^{13}\text{C}$ foliaire; B) LMA, masse spécifique des feuilles; C) LAI, surface spécifique de feuilles; D) $\delta^{18}\text{O}$ du xylème (sève brute).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ces travaux montrent que l'ERT peut fournir des informations permettant de mieux comprendre la réponse des arbres au stress hydrique. En effet, nous avons identifié une forte variabilité de réponses à la sécheresse entre différents individus proches, sur un même site. La variabilité des conditions de sol/sous-sol peut expliquer partiellement cette variabilité de réponse. Nous avons vu que les arbres se développant dans les zones les plus rocailleuses (a priori peu favorables) ont une plus faible surface foliaire avec des feuilles adaptées pour limiter la transpiration. Ces mêmes arbres exploitent plus fortement les ressources en eaux profondes. L'utilisation de la géophysique en écologie ouvre de

nouvelles voies de recherche pour mieux comprendre la structure et la fonctionnement des peuplements forestiers ainsi que leur évolution dans le contexte du changement global.

Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier les SNO Karst et H⁺ pour avoir soutenu financièrement ce travail et avoir favorisé les collaborations scientifiques. Nous remercions également le LSBB de Rustrel pour le soutien logistique et le programme ACCAF de INRAe pour le soutien financier.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Anderegg, W. R., Klein, T., Bartlett, M., Sack, L., Pellegrini, A. F., Choat, B., & Jansen, S.** (2016). Meta-analysis reveals that hydraulic traits explain cross-species patterns of drought-induced tree mortality across the globe. *PNAS*, *113*(18), 5024–5029.
- Baize, D., & Jabiol, B.** (Eds.). (2011). *Guide pour la description des sols. 2ème édition revue et corrigée*. Paris: Editions INRA.
- Carrière, S. D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., & Emblanch, C.** (2013). Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics*, *94*(0), 31–41.
- Carrière, S. D., Chalikakis, K., Danquigny, C., Clément, R., & Emblanch, C.** (2015). Feasibility and Limits of Electrical Resistivity Tomography to Monitor Water Infiltration Through Karst Medium During a Rainy Event. In B. Andreo, F. Carrasco, J. J. Durán, P. Jiménez, & J. W. LaMoreaux (Eds.), *Hydrogeol. and Envir. Inv. in Karst Systems* (Vol. 1, pp. 45–55). Springer Berlin Heidelberg.
- Carrière, S. D., Danquigny, C., Davi, H., Chalikakis, K., Ollivier, C., Martin-StPaul, N. K., & Emblanch, C.** (2017). Process-Based Vegetation Models Improve Karst Recharge Simulation Under Mediterranean Forest. In *EuroKarst 2016, Neuchâtel* (pp. 109–116). Springer.
- Carrière, S. D., Ruffault, J., Pimont, F., Doussan, C., Simioni, G., Chalikakis, K., et al.** (2020). Impact of local soil and subsoil conditions on inter-individual variations in tree responses to drought: insights from Electrical Resistivity Tomography. *Sci. of the Total Env.*, *698*, 134247.
- Carrière, Simon Damien, Ruffault, J., Cakpo, C. B., Oliosio, A., Doussan, C., Simioni, G., et al.** (2020). Intra-specific variability in deep water extraction between trees growing on a Mediterranean karst. *Journal of Hydrology*, 125428.
- Christina, M., Nouvellon, Y., Laclau, J., Stape, J. L., Bouillet, J., Lambais, G. R., & Le Maire, G.** (2017). Importance of deep water uptake in tropical eucalypt forest. *Functional Ecology*, *31*(2), 509–519.
- Dahlin, T., & Zhou, B.** (2006). Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, *4*(2), 113–123.
- Guérin, R.** (2005). Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology J.*, *13*(1), 251–254.
- Günther, T. (2004). *Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structure from DC measurements*. U. Mining and Technology, Freiberg, Germany.
- Keller, G. V., & Frischknecht, F. C.** (1966). Electrical methods in geophysical prospecting. *International Series of Monographs in Electromagnetic Waves*, *10*.
- Penuelas, J., & Filella, I.** (2003). Deuterium labelling of roots provides evidence of deep water access and hydraulic lift by *Pinus nigra* in a Mediterranean forest of NE Spain. *Environmental and Experimental Botany*, *49*(3), 201–208.
- Rambal, S., Joffre, R., Ourcival, J., Cavender-Bares, J., et al.** (2004). The growth respiration component in eddy CO₂ flux from a *Quercus ilex* mediterranean forest. *G. C. Biol.*, *10*(9), 1460–1469.
- Robinson, D., Campbell, C., Hopmans, J., Hornbuckle, B., Jones, S. B., Knight, R., et al.** (2008). Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal*, *7*(1), 358–389.
- West, A. G., Patrickson, S. J., & Ehleringer, J. R.** (2006). Water extraction times for plant and soil materials used in stable isotope analysis. *Rapid Comm. in Mass Spectro.*, *20*(8), 1317–1321.

EXPLOITATION DE LA FOCALISATION D'UN SIGNAL RADAR DANS UN CYLINDRE POUR LA DÉTECTION DE RÉSEAUX ENTERRÉS ET DE FUITES D'EAU

CARRIVE P.^{1,2}, SAINTENOY A.², LÉGER E.², SAILHAC P.²

¹JFM Conseils, Les Ulis, France

²Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

RÉSUMÉ

Une amplification particulière d'une réflexion radar de sol apparaît sur des profils acquis au dessus de sphères, ovoïdes et cylindres quand ils présentent certains contrastes diélectriques avec le milieu encaissant. Nous recherchons numériquement les valeurs de contrastes diélectriques et de tailles de cylindre pour lesquels le phénomène apparaît, 1) dans un milieu homogène, 2) pour un cylindre enterré dans une tranchée, 3) pour un cylindre entouré d'une zone saturée en eau.

Mots clés : Radar de sol, détection réseaux

EXPLOITING CYLINDER FOCALISATION OF GPR SIGNAL FOR THE DETECTION OF BURIED PIPES AND WATER LEAKAGES

ABSTRACT

A signal amplification appears on some ground penetrating radar profiles acquired above spheres, ovoids and cylinders when they present certain dielectric contrasts with the surrounding environment. Using numerical simulations, we search for the values of dielectric contrasts and cylinder sizes for which the phenomenon appears, 1) in a homogeneous medium, 2) for a cylinder buried in a trench, 3) for a cylinder surrounded by a zone saturated with water.

Key words : Ground Penetrating Radar, pipes detection

INTRODUCTION

De nos jours, la localisation précise des réseaux enterrés et des fuites d'eau est un enjeu sociétal important, notamment pour éviter les explosions liées à la détérioration des canalisations de gaz ou encore la perte de larges volumes d'eau transportés dans les réseaux. Le radar de sol est un outil qui est couramment utilisé pour la détection des réseaux enterrés.

L'amplification du signal radar par des ovoïdes a été mise en évidence lors de différentes expériences. On peut citer comme exemple les réflexions sur les bulbes d'infiltration dans des sables, [2; 3], et dans une étude de dépôts lacustres [1]. Nous nous proposons d'illustrer ici le phénomène d'amplification par des modélisations numériques, et nous explorons l'utilisation de ce phénomène pour la mise en évidence de tuyau et de leurs éventuelles fuites d'eau.

EXPÉRIENCES NUMÉRIQUES

Cylindre simple

Pour mieux comprendre le contraste d'amplitude sur les différents hyperboles observées sur un radargramme acquis au dessus d'une anomalie cylindrique, nous avons mené plusieurs simulations numériques avec GprMax en 2 dimensions. Dans un domaine de 0.8 m par 0.8 m consistant en un milieu homogène de $\varepsilon_m = 2.6$, on place un cylindre de permittivité diélectrique relative $\varepsilon_s = 6.9$ à une profondeur de 0.3 m (Fig. 1). Une source émet un signal de type Ricker centré sur

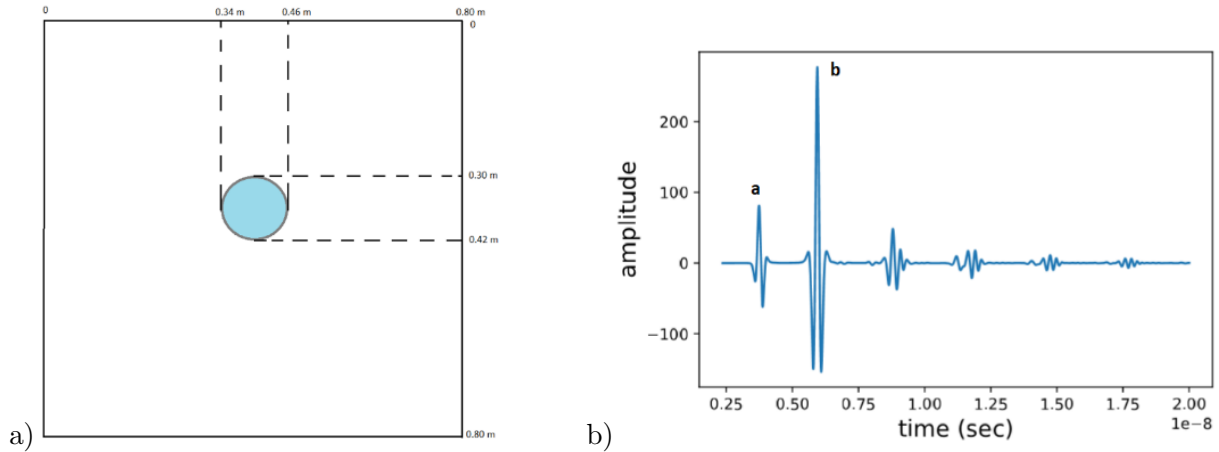


Figure 1: a) Géométrie du domaine numérique : un tuyau entouré par un milieu homogène, b) A-scan numérique calculé. (a) : réflexion sur le sommet du cylindre, (b) : réflexion sur le fond du cylindre.

2.6 GHz, positionnée à la même place que le récepteur, à 0.3 m au-dessus du sommet du cylindre. Les cellules sont de tailles millimétriques. Sur la trace obtenue (Fig. 1), nous reconnaissons les réflexions (a) et (b) par leur temps d'arrivée et on observe clairement une amplification de la réflexion (b) par rapport à la réflexion (a).

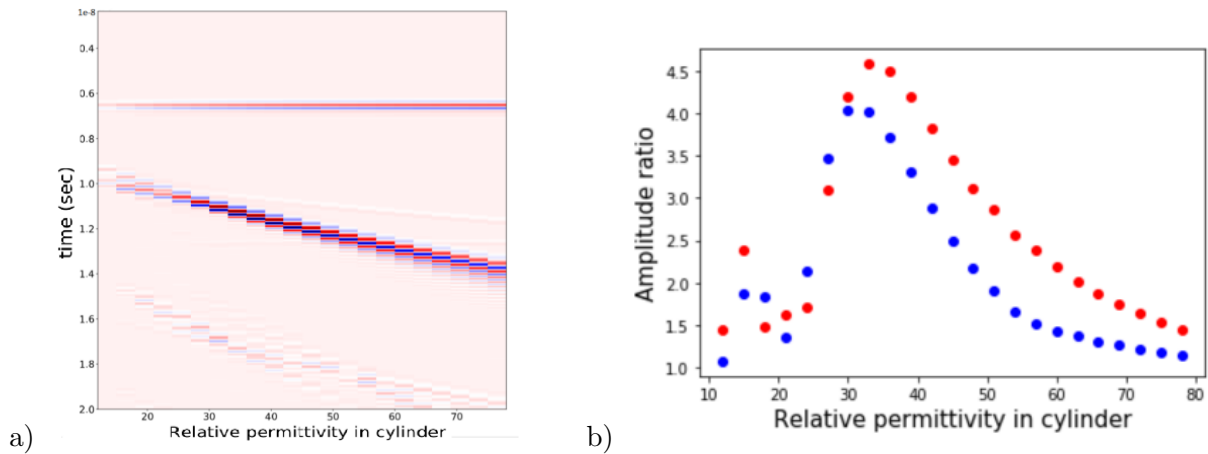


Figure 2: a) Traces obtenues en faisant varier ϵ_s de 12 à 78 en utilisant la géométrie de la Fig. 1 et pour $\epsilon_m = 9$ et b) rapport de l'amplitude de la réflexion (b) sur celle de la réflexion (a) (rouge : rapport d'amplitudes des maxima, bleu : rapport d'amplitudes des minima).

En conservant la géométrie de la Fig. 1a), avec une valeur de permittivité diélectrique du matériau encaissant $\epsilon_m = 9$, nous avons réalisé une série de simulations en faisant varier la permittivité diélectrique dans le cylindre ϵ_s de 12 à 78 par pas de 3. Les traces obtenues pour chaque valeur de ϵ_s et les rapports entre les amplitudes des réflexions (a) et (b), A_b/A_a sont montrés sur la Fig. 2. Sur cette figure, nous observons que pour $\epsilon_s = 33$, on obtient le plus grand rapport d'amplitudes à 4.6. La réflexion (b), malgré le fait qu'elle correspond à une propagation plus longue que la réflexion (a), a une amplitude 4.6 fois supérieure à celle de la réflexion (a). Pour toutes les valeurs de permittivité relative considérées les rapports d'amplitudes restent supérieur à 1.

Une seconde analyse consiste à garder la géométrie de la figure 1, avec une permittivité $\epsilon_m = 9$ et $\epsilon_s = 33$ (plus forte amplification observée sur la Fig. 2b) et changer le rayon du cylindre de 0.05 m à 0.29 m par pas de 0.02 m. Le radargramme résultant et les rapports d'amplitudes

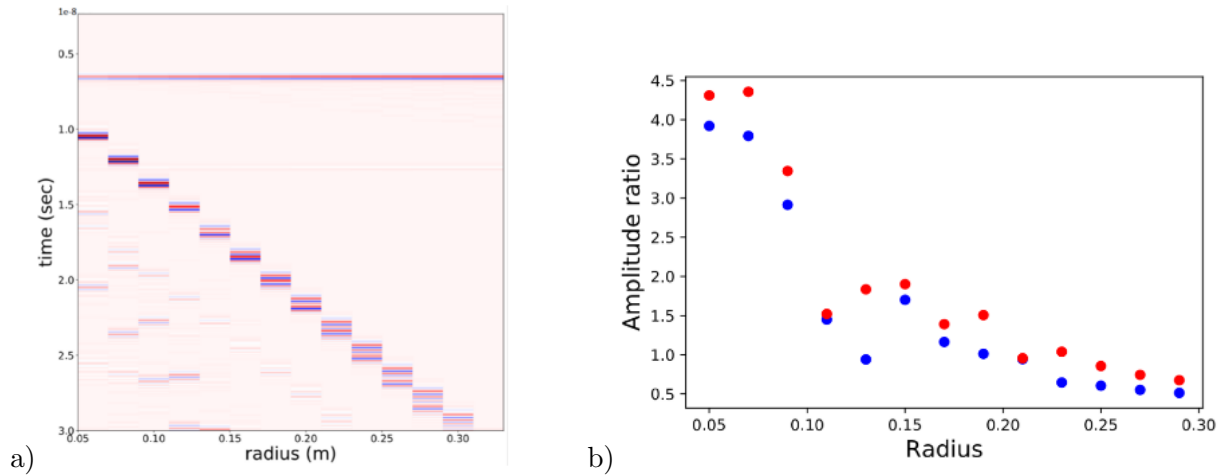


Figure 3: a) Traces obtenues avec la géométrie de la Fig. 2 quand le rayon du cylindre varie de 0.05 à 0.29 m et b) rapport d'amplitude de la réflexion (b) par rapport à la réflexion (a) (rouge : rapport d'amplitudes des maxima, bleu : rapport d'amplitudes des minima).

(Fig. 3) montrent que la plus forte amplification d'amplitude est obtenue pour un rayon de 0.07 m. L'amplification est moins claire pour un rayon supérieur à 0.1 m. Il faudrait aussi regarder l'effet de la fréquence du signal émis et de la profondeur du cylindre sur cette amplification.

Tuyau dans une tranchée

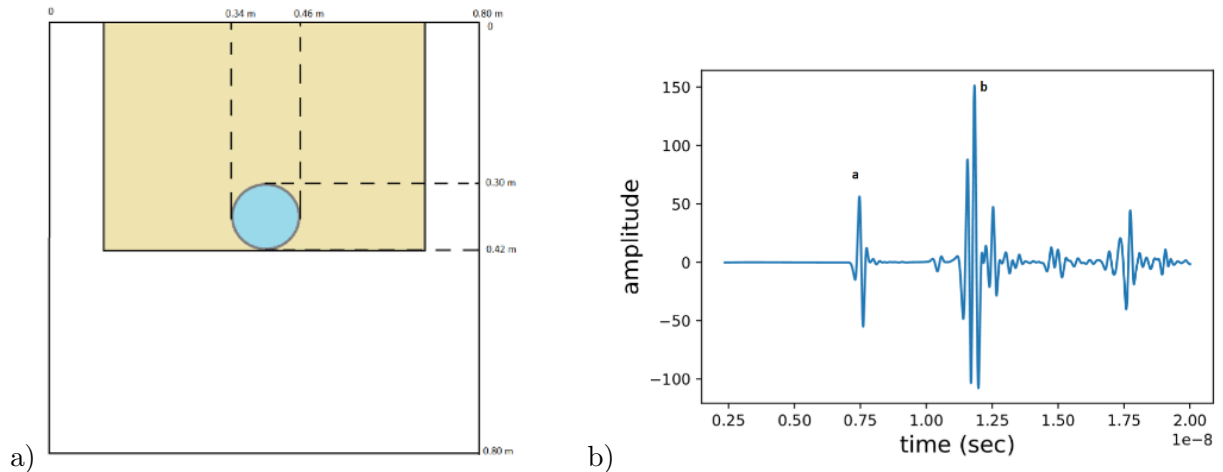


Figure 4: Simulation d'un réseau dans une tranchée : a) le milieu (en jaune clair) a une permittivité $\epsilon_t = 12$, le milieu blanc $\epsilon_m = 9$ et la canalisation est à $\epsilon_s = 25$. b) A-scan numérique. Les réflexions (a) et (b) correspondent au sommet et au fond du tuyau respectivement.

La plupart des réseaux sont situés au fond d'une tranchée. Nous avons construit un modèle (Fig. 4) dans laquelle la canalisation est un cylindre de rayon 0.06 m avec une permittivité relative $\epsilon_s = 25$, enterrée à une profondeur $h = 0.3$ m dans un parallélépipède de permittivité $\epsilon_t = 12$. La trace obtenue avec une antenne positionnée à l'aplomb du cylindre montre ici encore que la réflexion (b) a une amplitude supérieure à la réflexion (a). Le phénomène d'amplification est donc encore visible malgré les réflexions sur les bords du parallélépipède représentant la tranchée.

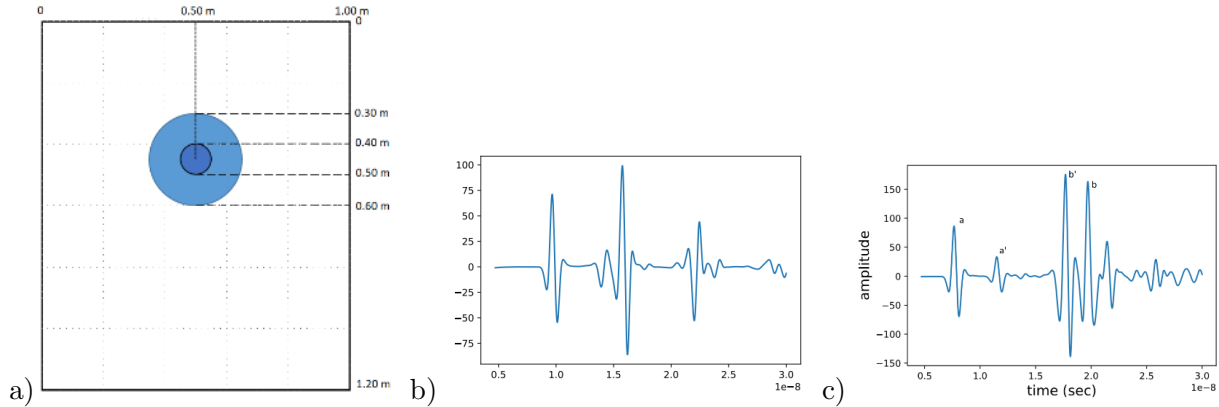


Figure 5: Simulation d'une fuite d'un réseau d'eau : a) le cylindre bleu clair de 30 cm de diamètre représente un milieu à forte teneur en eau et le plus petit cylindre en bleu foncé de 10 cm de diamètre représente une conduite d'eau en plastique remplie d'eau. A-scan numériques en considérant b) le petit cylindre bleu foncé de 10 cm de diamètre seul, et c) les deux cylindres.

Fuite d'eau

Un troisième modèle conceptuel (Fig. 5) consiste en un milieu homogène avec $\varepsilon_m = 9$, un cylindre extérieur représentant un milieu à forte teneur en eau ($\varepsilon_l = 35$, $R = 0.15$ m) et un petit cylindre représentatif d'une conduite d'eau en plastique remplie d'eau ($\varepsilon_s = 81$, $R = 0.05$ m).

Dans le cas d'une canalisation en plastique pleine d'eau seule (sans la zone à forte de teneur en eau), l'amplitude de la réflexion (b) est plus grande que celle de la réflexion (a) (Fig. 5b). Si on considère une zone entourant la canalisation saturée en eau simulant la fuite d'eau (Fig. 5c), la réflexion du fond de la zone de saturation en eau est toujours plus grande que la réflexion du sommet du bulbe d'infiltration. La zone saturée en eau semble même amplifier le phénomène.

CONCLUSION

Des simulations numériques permettent d'étudier un phénomène d'amplification du signal radar sur des cylindres, et d'étudier des relations entre le rayon du cylindre, le contraste de permittivité et l'amplification observée. La présence d'une tranchée ne gêne pas le phénomène. De plus, nous avons montré que ce phénomène peut aider à détecter les fuites d'eau le long d'une conduite d'eau en plastique. De manière générale, nous voulons attirer l'attention sur le risque de mauvaise évaluation de la profondeur d'un objet lorsque les conditions d'amplification de l'onde sont réunies. En effet, la plus grande amplitude est généralement liée au sommet du tuyau, mais nous montrons qu'elle peut en fait être liée à une réflexion provenant du bas du tuyau.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] ARNONE, S. A. Sedimentary architecture beneath lakes subjected to storms: Control by turbidity current bypass and turbidite armouring, interpreted from ground-penetrating radar images. *Sedimentology* 65, 5 (2018), 1413–1446.
- [2] LÉGER, E., SAINTENOY, A., TUCHOLKA, P., AND COQUET, Y. Hydrodynamic parameters of a sandy soil determined by Ground Penetrating Radar monitoring of Porchet infiltrations. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 9 (2016), 188–200.
- [3] SAINTENOY, A., SCHNEIDER, S., AND TUCHOLKA, P. Evaluating Ground Penetrating Radar use for water infiltration monitoring. *Vadose Zone Journal* 7 (2008), 208–214.

CARACTERISATION DE LA STRUCTURE VERTICALE D'UNE ZONE HUMIDE PAR COUPLAGE DE METHODES GEOPHYSIQUES ET CONFRONTATION A DES DONNEES DE SONDAGES

RENAUD A.^{1,2}, PESSEL M.¹, LARTEY J.¹, DURAND V.¹,

¹ Université Paris-Saclay, CNRS, UMR 8148, GEOPS, 91405, Orsay, France,
adrien.renaud@universite-paris-saclay.fr

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ),
Université Paris-Saclay, CEA Saclay, l'Orme des Merisiers, 91191, Gif-sur-Yvette Cedex, France

RESUME

Dans cette étude, dont l'objectif est de caractériser la géométrie et la structure verticale d'une zone humide riparienne, plusieurs méthodes d'investigation, indirectes et directes, ont été réalisées : tomographie de résistivité électrique, mesures électro-magnétiques (EM) et sondages carottés. Les résultats mettent en évidence la structure profonde du marais, avec une extension verticale comprise entre 4 et plus de 8 m, un contraste de résistivité net avec le substratum, ainsi que le détail des premiers mètres de sol, notamment l'interface entre un horizon minéralisé en surface et histique en profondeur.

Mots clés : zone humide riparienne, tomographie de résistivité électrique, méthode électromagnétique, sondage

SUBSOIL AND VERTICAL CHARACTERIZATION OF A WETLAND USING MULTIPLE GEOHPHYSICAL METHODS AND COMPARING WITH CORE SAMPLING

ABSTRACT

In the purpose of characterizing the geometry and the vertical structure of a riparian wetland, several investigation methods, both inferred and direct, have been employed: electrical resistivity tomography, electromagnetic measurements and undisturbed core sampling. Results reveal the wetland's deep structure, with a thickness of 4 to more than 8 m, a clear delimitation with the substratum, and also the details of the upper part of the soil profile, with a demarcation between a mineralized horizon at the top and a histic one deeper.

Key words: wetland, riparian, electrical resistivity tomography, electromagnetic method, core sampling, soil

INTRODUCTION

Afin de construire un modèle hydrogéologique, une des premières étapes est de bien contraindre sa géométrie et sa structure verticale. Pour y arriver, plusieurs méthodes d'investigation peuvent être utilisées, qu'elles soient directes, par la réalisation de sondages, ou indirectes par l'utilisation de méthodes géophysiques. Cette étude s'inscrit dans cette problématique avec le besoin d'identifier et de caractériser précisément la structure d'un réservoir aquifère au droit d'une zone humide riparienne, jusqu'alors inconnue. La stratégie d'investigation s'est axée sur le couplage de plusieurs méthodes différentes : un profil électrique, des mesures électro-magnétiques (EM) ainsi que des sondages carottés ; l'objectif étant d'utiliser les complémentarités de chaque technique pour extrapoler les informations et avoir l'image la plus précise possible du sous-sol. La première donnera la structure profonde du système mais sur un profil 2D seulement, la seconde une cartographie sur toute la surface de la zone d'étude mais sans prendre en compte toute l'épaisseur de l'hydrosystème et enfin la dernière une image précise du profil pédologique mais uniquement sur les premiers mètres et en seulement 3 points.

MATERIEL ET METHODES

Le site d'étude est le marais de Jarcy. C'est une zone humide de type roselière, localisée dans la plaine alluviale de l'Essonne, à 45 km au sud de Paris, et qui s'étend le long du cours d'eau sur une surface d'environ 4,6 ha (cf. Fig. 1). Au droit du site, la géologie superficielle attendue est une couche d'alluvions modernes reposant sur la formation des calcaires de Brie. Son fonctionnement hydrogéologique est étudié pour comprendre les proportions des différents apports en eau (recharge, rivière, nappe de bordure et sous-jacente) et prédire l'impact d'un arasement de barrage sur l'Essonne.

Les données des sondages électriques ont été acquises en mai 2018 par dispositif Wenner, sur un profil de 140 m (cf. Fig. 1) avec un espacement entre électrodes d'un mètre. Les données ont ensuite été inversées avec le logiciel BERT (Günther et al., 2006).

Les mesures EM ont été réalisées en février 2020 à l'aide d'un conductivimètre électromagnétique de type Slimgram (CMD Explorer) composé d'une sonde multi-bobines, une émettrice et trois réceptrices, en dipôle vertical, permettant l'acquisition de données pour trois profondeurs : 2.2, 4.2 et 6.7 m. Les points de mesure ont été définis selon un maillage pseudo-rectangulaire pour un total de 80 points, soit une densité d'une mesure pour 400 à 900 m² (cf. Fig. 1).

Trois sondages carottés (SC1, SC5 et SC7) ont été réalisés en octobre 2020, au plus près du profil électrique (cf. Fig. 1), à l'aide d'une gouge fermée d'un mètre et d'un marteau piqueur thermique. La profondeur atteinte a été de 2 m pour les points SC1 et SC7 et 3 m pour SC5. Une mesure de la profondeur de nappe après rééquilibrage a été faite dans chacun des trous nus à l'aide d'une sonde piézométrique manuelle. Une description détaillée des carottes a été réalisée ainsi que des mesures de densité apparente et de teneur en eau massique à une résolution décimétrique.

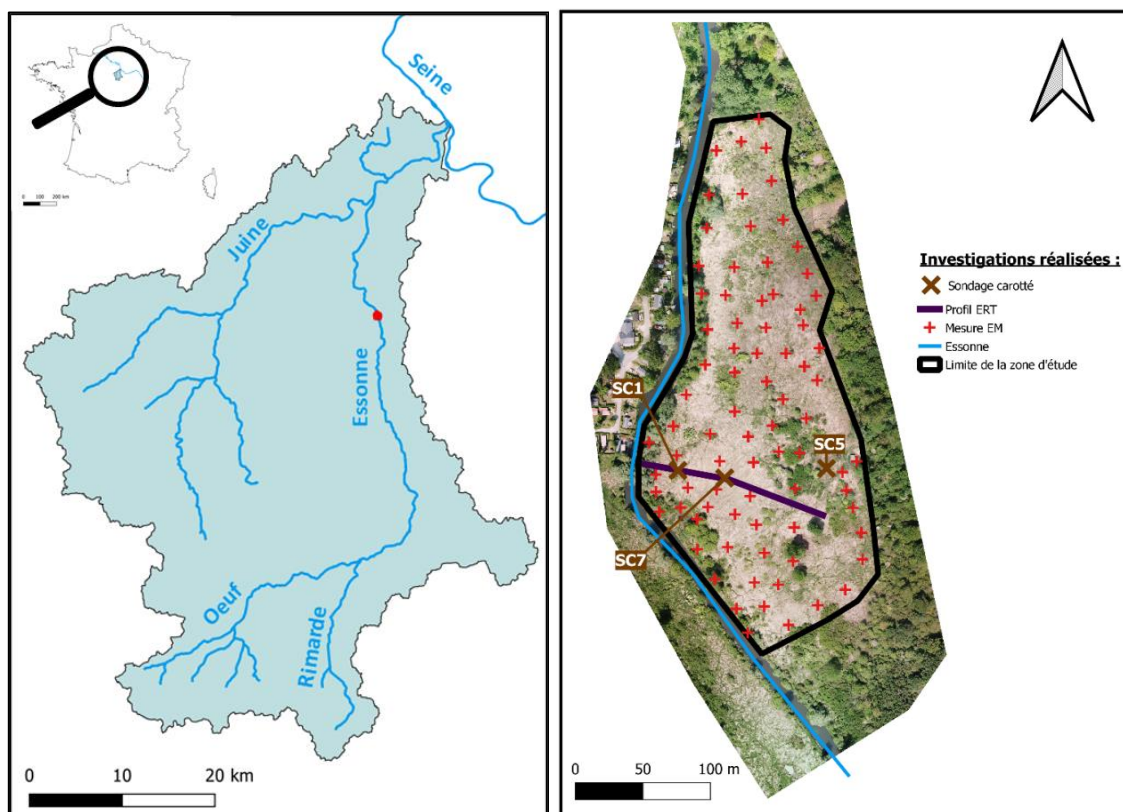


Fig. 1 : Plans de localisation du site et des investigations

RESULTATS ET DISCUSSION

La tomographie de résistivité électrique est présentée dans la Fig. 2 L'emplacement des sondages carottés a été replacé sur le profil.

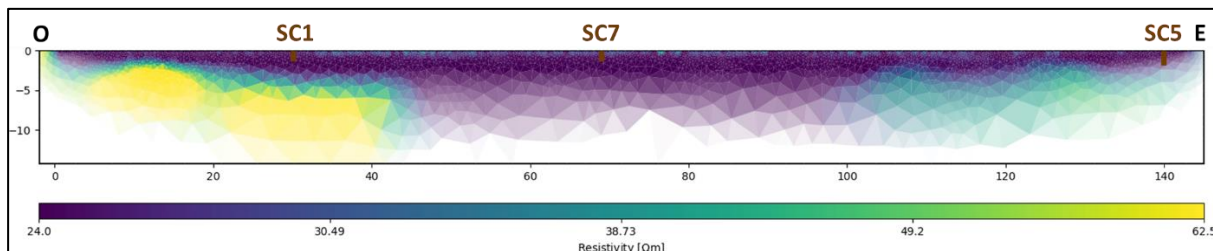


Fig. 2 : Tomographie de résistivité électrique : 140 électrodes, protocole Wenner, espacement 1m, rrms (relative rms) =3.2 %

La formation principale du marais, la plus conductrice avec une résistivité proche de 24 Ωm , présente une profondeur variant de 4 à 5 mètres sur les bords du profil, à plus de 8 m (limite d'investigation du dispositif) en son centre. Là où la première couche est plus fine, apparaît un substratum plus résistant (40 à 60 Ωm) correspondant vraisemblablement à la formation des calcaires de Brie attendue au droit du site, ou tout du moins un horizon d'altération de ces derniers.

Les résultats des mesures EM présentés en Fig. 3 montrent la même structure profonde du marais avec une zone centrale plus conductrice que sur les bords (Fig. 3c). Ces données permettent de délimiter longitudinalement cette zone qui s'étend en direction N-S sur toute la longueur du marais. De plus, les horizons superficiels sur les Fig. 3a et Fig. 3b suivent la même organisation, avec une zone plus conductrice au centre même si les contrastes sont moins marqués.

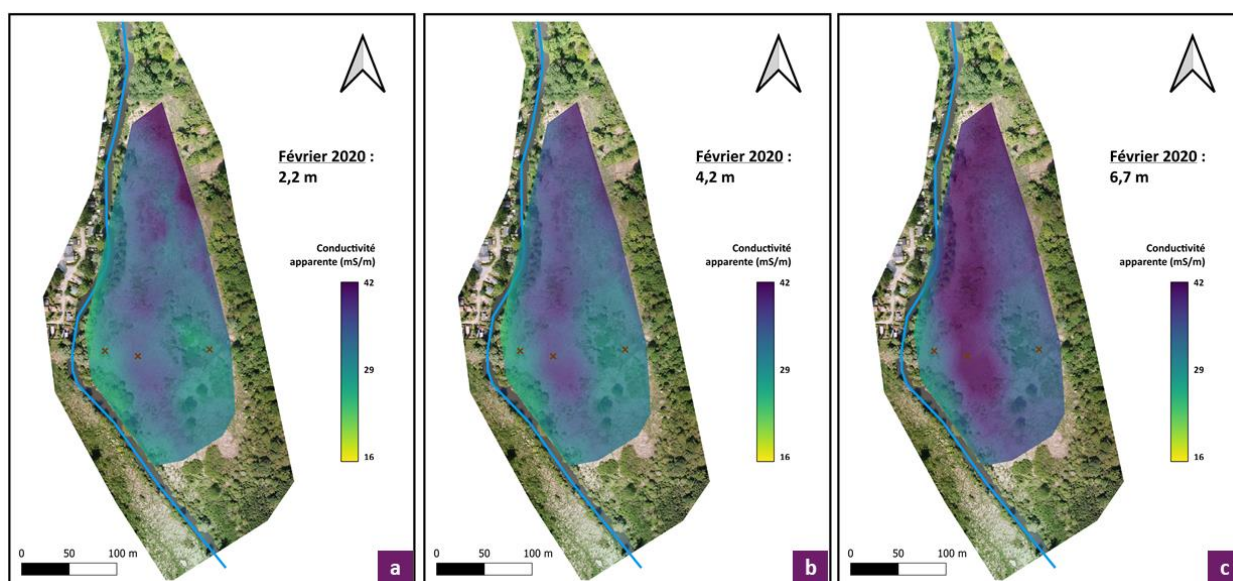


Fig. 3 : Cartographies des mesures EM pour chacune des profondeurs d'investigation

Les profils de teneur en eau et de densité apparente présentés en Fig. 4 montrent tous une interface nette entre un horizon superficiel défini par une densité apparente élevée, une teneur en eau relativement plus faible, et un horizon profond avec des propriétés qui s'inversent (densité apparente plus faible et teneur en eau très élevée). Ce changement n'intervient cependant pas aux mêmes profondeurs selon les sondages : 1, 1.5 et 2 m respectivement pour SC1, SC7 et SC5.

En mettant ces résultats en parallèle des cartographies EM, ces horizons plus minéralisés, et les teneurs en eau plus faibles, n'expliquent toutefois qu'en partie les valeurs de conductivités apparentes plus

faibles en surface (Fig. 3a). Il faut aussi prendre en compte la profondeur de la nappe par rapport au sol, qui était de 0.38, 0.08 et 0.09 m respectivement pour SC1, SC7 et SC5 en février 2020. C'est donc la combinaison de ces deux paramètres qui pourrait permettre d'expliquer les contrastes de conductivités apparentes mesurées en surface :

- Au droit de SC1, la couche minéralisée est de faible épaisseur (1 m) mais la profondeur de la zone non saturée est importante (0.38 m), la conductivité mesurée est donc plus faible.
- Au droit de SC7, la zone minéralisée est de profondeur intermédiaire (1.5 m) mais l'épaisseur de la zone non saturée est faible (0.08 m), la conductivité apparente est donc relativement plus élevée.
- Enfin, au droit de SC5, la conductivité mesurée est relativement faible car la zone minéralisée profonde (2 m) compense la faible épaisseur de la zone non saturée (0.09 m)

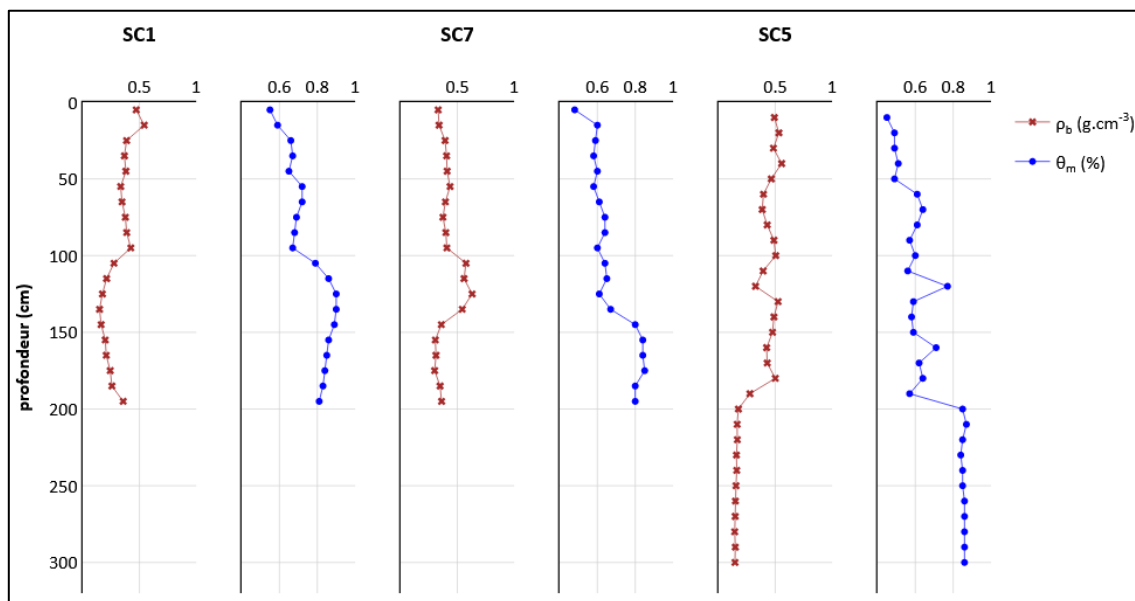


Fig. 4 : Profils de densité apparente et de teneur en eau massique pour chacun des sondages

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude a permis d'avoir une première image de la structure du marais de Jarcy en profondeur. De type histosol, il est composé en surface d'un horizon minéralisé, dont la profondeur varie en fonction de la distance à la rivière, et d'un horizon plus ou moins histique qui atteint 5 m sur ses bordures et jusqu'à plus de 8 m au centre. Cette géométrie remarquable s'étend sur toute la longueur du marais et forme comme un chenal, d'une largeur d'environ 60 m et dont les contreforts sont délimités par le substratum plus résistant. Sans cette approche multi-méthodes il aurait été difficile sinon impossible de tirer ces mêmes conclusions. Néanmoins, il sera intéressant dans un futur proche de réaliser un profil électrique plus grand afin de délimiter l'extension verticale du chenal et un second avec un espacement d'électrodes plus petit pour identifier de façon continue l'interface entre horizons minéralisés et horizons peu dégradés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Günther, T., Rücker, C., and Spitzer, K. (2006). 3-d modeling and inversion of DC resistivity data incorporating topography - Part II: Inversion. *Geophys. J. Int.*, 166(2):506–517.

RELATION ENTRE MESURES DCP ET MESURES PAR INDUCTION ELECTROMAGNETIQUE SUR UN SITE TEST A L'ECHELLE 1:1

REJIBA F.¹, FAUCHARD C.⁴, FINCO C.¹, SCHAMPER C.², BODET L.², DELAURE E.⁵, DELAGE P.⁵, CAVALCANTE FRAGA L.H.³, JACQUELINE D.⁴, FLEITZ P.⁶

¹ Université de Rouen Normandie, UMR CNRS 6143 M2C, Mont-Saint-Aignan, France
faycal.rejiba@univ-rouen.fr

² Sorbonne Université, UMR SU CNRS EPHE 7619 METIS, Paris, France

³ Envisol, Rouen, France

⁴ Cerema Normandie Centre, France

⁵ École des Ponts ParisTech, UMR 8205 Navier/CERMES, France

⁶ Air Force Research Laboratory, Wright-Patterson Air Force Base, Ohio, USA

RESUME

Un site test à l'échelle 1:1 a été construit au Centre d'Expérimentation et de Recherche sur le site de Rouen (76) du Cerema Normandie Centre pour étudier la corrélation entre la compacité du sol et les mesures géophysiques par induction électromagnétique (EMI). Le site test est constitué d'un matériau argilo-limoneux à des niveaux de compaction différents estimés par des mesures au pénétromètre dynamique (DCP). Dans cette étude, nous présentons les premiers résultats indiquant une relation claire entre l'index CBR (California Bearing Ratio) et les conductivités apparentes ou inversés obtenues avec des mesures EMI.

Mots clés : *Pénétromètre dynamique, portance, méthode électromagnétique*

RELATION BETWEEN MULTI-CONFIGURATIONS ELECTROMAGNETIC INDUCTION AND GEOTECHNICAL MEASUREMENTS (CBR/DCP) ON A 1:1 STANDARDIZED TEST SITE

ABSTRACT

In order to study the correlation between soil compactness and electromagnetic geophysical measurements, a full-scale test site has been built on the Cerema Normandy Center site at Rouen (76). The test site was constructed with a silty material at different levels of compaction. EMI (electromagnetic induction) mapping was done for different levels of compaction assessed with DCP (Dynamic Cone Penetrometer) measurements. In this study, we present some first results that indicate a clear relation between the CBR index (California Bearing Ratio) and the EMI apparent or inversed conductivity measurements.

Keywords: electromagnetic method, dynamic cone penetrometer, bearing capacity

INTRODUCTION

L'étude de la compacité des sols constitue un problème important que ce soit dans le domaine agricole, ou de l'aménagement des terrains superficiels. Les variations de compacité non seulement induisent une variation des propriétés structurales et hydriques, mais aussi hydrodynamiques. Actuellement l'étude de la portance ou de la compacité des terrains superficiels s'effectue essentiellement par l'intermédiaire d'essais géotechniques (essai Proctor modifié, œdomètre, pénétromètre dynamique). La mise en œuvre de méthodes géophysiques permettant la spatialisation de la compacité est modérément étudiée (e.g. Payne, 2008 ; Keller et al., 2013) mais surtout très peu appliquée. Un des gros défis à ce niveau concerne en particulier les sols peu drainants, où la présence d'une proportion importante d'argile mène à de nombreuses équivalences concernant les caractéristiques hydro-pédo-structurales des sols (Usaborisut et Ampanmanee, 2015 ; Islam et al., 2014).

Dans le cadre de cette étude, on se propose d'illustrer la relation entre une mesure standard de résistance de pointe à l'aide d'un pénétromètre dynamique et les méthodes de reconnaissance géophysique. Pour cela, un site test à l'échelle 1:1 a été construit sur le site du Cerema Normandie Centre, à Rouen (76).

L'objectif de ce site test est de pouvoir analyser la réponse de différentes méthodes de cartographie géophysique, en particulier électromagnétique, pour différents niveaux de compaction (Rejiba et al., 2019). Trois zones de 5 m * 7 m ont donc été compactées de manière différente avec des objectifs CBR distincts (Fig. 1). Sur chacune de ces zones, des mesures géotechniques ont été effectuées (DCP, CBR, Dynaplaque, teneur en eau, densité), ainsi que des mesures géophysiques (cartographie électromagnétique multi-configuration, tomographie de résistivité électrique, sismique).

Il s'agira d'abord de présenter les caractéristiques et les étapes de construction du site test, les données géotechniques standards des différentes zones, ainsi que les résultats de la reconnaissance géophysique. Le terrain naturel constitue un élément clef de l'interprétation des données acquises sur le site test, car pour la plupart des mesures géophysiques, il a une influence non négligeable sur le paramètre géophysique mesuré.

Ensuite, on montrera les premiers résultats mettant en perspective les relations potentielles entre la compacité et la conductivité électrique apparente calibrée et inversée.

CARACTERISTIQUES DU SITE TEST

La principale difficulté lors de la conception d'un site test consiste à en assurer un minimum de représentativité et une taille suffisante pour y mettre en œuvre les instruments géophysiques commerciaux dans des conditions usuelles. Dans le cas présent, la principale contrainte a été de se situer dans des conditions similaires à une parcelle test localisée à Grostenquin (Moselle, France), devant à terme servir de site test en conditions réelles. Le sol sur cette parcelle est constitué de limons argileux sur plus de deux mètres de profondeur. Pour cette raison, le site test en conditions contrôlées a été construit avec un matériau argilo-limoneux aux propriétés électriques similaires. Il est important de noter que le sol support est constitué de remblais sur environ deux mètres d'épaisseur puis d'une formation argileuse à silex. Ce contraste de propriétés électriques (conducteur - site test / résistant - remblais / conducteur - argile à silex) offre une perspective intéressante pour l'étude de sensibilité lors de la résolution du problème inverse en géophysique.

En ce qui concerne la géométrie, l'objectif est de pouvoir mettre en œuvre des méthodes géophysiques sur une surface suffisante permettant de limiter l'influence des bords. Pour l'épaisseur, il a fallu trouver un compromis entre d'une part une épaisseur minimale permettant d'intégrer une réponse significative du matériau mis en place avec différents niveaux de compactage, et d'autre part la contrainte économique liée au volume de matériau à mettre en place. Le site test a une dimension rectangulaire utile (hors rampe d'accès et talus) de 39 m * 5 m. Son épaisseur est de 75 cm (+ ou - 2 cm). Le matériau qui a été extrait de La Crique (Normandie, France) est un limon argilo-sableux dont la granulométrie indique que 80% des grains ont un diamètre inférieur à 100 µm. Ce sol correspond à un limon de type A1 selon la classification française (NF P11-300). L'analyse au diffractomètre RX indique une forte proportion de quartz, feldspath, hématite et d'argile. Une analyse au MEB indique que la fraction argileuse de ce limon est principalement constituée de kaolinite et d'illite. Sa résistivité électrique DC est de l'ordre de 60 Ωm. L'Optimum Proctor Normal se situe à une teneur en eau de 16,85 % pour une densité sèche de 1,71 t/m³.

Le site test, représenté en **Fig. 1**, a été construit en plusieurs étapes. Trois zones ont été compactées différemment avec des teneurs en eau massiques et des densités distinctes. Les zones 1 et 2 ont des densités similaires, mais des teneurs en eau massiques distinctes, alors que les zones 2 et 3 ont des teneurs en eau massiques similaires et des densités distinctes (**Tab. 1**). Pour calculer la médiane des teneurs en eau et des densités, on a utilisé 18 échantillons par zone, 6 échantillons par couche. La mise en place de l'ensemble du site s'est faite en trois couches de 25 cm après compactage pour atteindre une épaisseur totale de 75 cm.

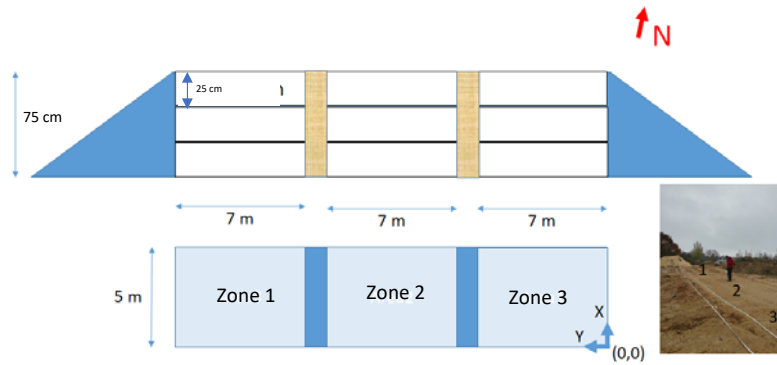


Fig. 1 - Schéma d'implantation du site test

Teneur en eau	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Densité	Zone 1	Zone 2	Zone 3
Médiane	17.85	17.19	17.07	Médiane	1.99	1.98	1.85
Ecart-type	0.99	1.66	1.36	Ecart-type	0.17	0.06	0.04

Tab. 1 - Teneur eau massique et densité sèche (t/m^3), (18 échantillons par zone)

RESULTATS ET DISCUSSION

La figure 2 illustre les premiers résultats issus du traitement des données EMI apparentes en quadrature et calibrées. La correction des données EMI a été effectuée en supposant que le panneau électrique constituait une référence, qui sert de base à une inversion (« smooth ») des données EMI suivant une méthodologie décrite dans Calvacante Fraga et al. (2018). Afin d'identifier les tendances des indices CBR issues des essais DCP avec celles des conductivités électriques provenant des prospections EMI, un calage aux moindres carrés avec une fonction simple de type polynomiale a été proposé. Sur chacune des zones, une augmentation de la portance représentée par l'indice CBR est systématiquement associée à une augmentation de la résistivité inversée suivant un modèle dit « smooth » incluant des couches fines de même épaisseur. Les zones 1 et 2 sont semblables du point de vue de la portance avec une augmentation avec la profondeur, alors que la zone 3 est clairement plus homogène avec des indices CBR plus faibles.

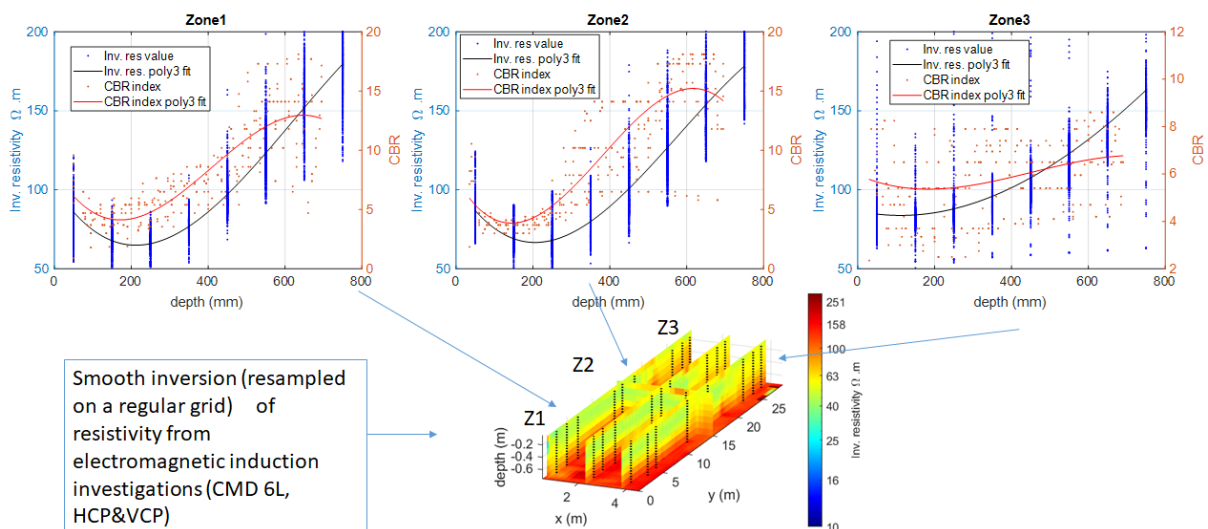


Fig. 2 - Comparaison entre les valeurs d'indice CBR (California Bearing Ratio) et les résistivités inversées sur chaque zone du site test. L'inversion est de type « smooth ». Les données ont été acquises avec un CMD 6L (compagnie GF Instruments), incluant les modes HCP et VCP. Les résultats dont les résidus d'inversion sont supérieurs à 2 ont été enlevés du jeu de données. Les lignes en pointillés noirs sur le volume de résistivités inversées correspondent à la position des essais DCP.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La construction du site test au Cerema a vocation à développer les protocoles d'évaluation des liens entre compacité (sur une gamme d'indice CBR variant entre 3 et 15) et des mesures géophysiques sur un même matériau argilo-limoneux, ce qui constitue un contexte inaccessible à notre connaissance à cette échelle.

Le site test permet de disposer de trois zones indépendantes suffisamment accessibles pour des prospections usuelles, et caractérisées par une variabilité intrinsèque qui leur est propre en ce qui concerne la portance (déduite d'essais DCP), la teneur en eau, la densité, ... Ce site est par ailleurs protégé des intempéries et pérenne.

A cette échelle, et étant donné la faiblesse des variabilités des densités sèches et de teneurs en eau pondérales entre les zones compactées, les résultats illustrant les variations de portance et de résistivité électrique sont très encourageants. Ils permettent de montrer, à l'échelle réelle en conditions contrôlées et pour différents niveaux de compactage d'un même matériau, la possibilité de relier propriétés électromagnétiques acquises à l'avancement par méthode EMI et indice CBR-DCP. L'établissement formel de ce lien, dans ce contexte, et sa justification pétrophysique est un travail en cours.

Dans un premier temps, il s'agit de poursuivre l'interprétation en y incluant la partie en phase et les données multifréquences des données électromagnétiques qui ont été acquises avec un GEM-2 (compagnie Geophex) et d'autres dispositifs expérimentaux prototypés, afin d'identifier si la permittivité diélectrique apparente, voire les propriétés magnétiques, permettent d'améliorer l'identification de ce lien. Dans un deuxième temps, il s'agira de proposer et d'évaluer un lien formel (stochastique, statistique, géostatistique, ...), valable pour cette typologie de matériau, que ce soit pour une seule propriété géophysique ou une combinaison de propriétés.

Remerciements

Ce travail a bénéficié d'une aide de l'Université de Dayton Research Institute et du laboratoire de recherche de l'armée de l'air américaine AFRL - Air Force Research Laboratory (Grant # FA9550-19-1-7041).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CAVALCANTE FRAGA, L.H., SCHAMPER, C., NOEL, C., GUERIN, R. AND REJIBA, F., 2019 – Geometrical characterization of urban fill by integrating the multi-receiver electromagnetic induction method and electrical resistivity tomography: A case study in Poitiers, France. *European Journal of Soil Science*, 70(5), pp.1012-1024.

KELLER T., LAMANDÉ M., PETH S., BERLI M., DELENNE J.Y., BAUMGARTEN W., RABELL W., RADJAI F., RAJCHENBACH J., SELVADURAI A.P.S., OR D., 2013 – An interdisciplinary approach towards improved understanding of soil deformation during compaction. *Soil and Tillage Research*, 128, pp.61-80.

ISLAM M.M., SAEY T., DE SMEDT P., VAN DE VIJVER E., DELEFORTRIE S., VAN MEIRVENNE M., 2014 – Modeling within field variation of the compaction layer in a paddy rice field using a proximal soil sensing system. *Soil use and management*, 30(1), pp.99-108.

PAYNE J.M., 2008 – Identification of Subsoil Compaction Using Electrical Conductivity and Spectral Data Across Varying Soil Moisture Regimes in Utah.

REJIBA, F., SCHAMPER, C., BODET, L., FLEITZ, P., CERANSKI, A., FRAGA, L.C., FINCO, C. AND LEVAILLANT, R., 2019 – Relation between DCP data and geophysical measurements on unimproved landing zones. In *SAGEEP 2019* (Vol. 2019, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.

USABORISUT P., AMPANMANEE J., 2015 – Compaction properties of silty soils in relation to soil texture, moisture content and organic matter. *American Journal of Agricultural and Biological Science*, 10, pp.178-185.

INVERSION DE LA RESISTIVITE COMPLEXE A PARTIR DE DONNEES ELECTROMAGNETIQUE A SOURCE CONTROLLEE

PORTE J.^{1,2}, BRETAUDEAU F.², GIRARD J-F.¹

1, Institut Terre et Environnement de Strasbourg, Université de Strasbourg, CNRS UMR 7063, Strasbourg, France, julien.porte@unistra.fr

2, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans, France.

RESUME

Les phénomènes de polarisation provoquée (IP) permettent d'obtenir de nombreuses propriétés du sous-sol par l'étude de la résistivité complexe (RC). Une RC variant avec la fréquence a été implémentée à un code 3D de modélisation et d'inversion de données électromagnétiques à source contrôlée (CSEM) permettant la prise en compte du couplage des effets IP et de l'induction électromagnétique. Le problème multi-paramètres est résolu par une approche multi-étapes utilisant les coefficients d'un polynôme de 2nd ordre pour décrire les variations fréquentielles de la résistivité. La méthode est présentée à l'aide de données synthétiques 1D et 3D avant une application sur données réelles.

Mots clés : polarisation provoquée, électromagnétisme à source contrôlée, inversion multi-paramètres.

COMPLEX RESISTIVITY INVERSION USING CONTROLLED SOURCE ELECTROMAGNETIC DATA

ABSTRACT

Induced polarization (IP) phenomena allows accessing to various earth materials properties through complex resistivity (CR) study. Frequency dependent CR was implemented in a 3D modelling and inversion finite-difference code for controlled-source electromagnetic data (CSEM). It allows taking into account EM induction and IP coupling. Multi-parameters inversion was developed through a multi-stage strategy using a 2nd order polynomial to describe the frequency variations. The method is presented through a 1D example and a preliminary 3D synthetic before an in-situ application.

Key words: induced polarization, controlled-source electromagnetism, multi-parameters inversion.

INTRODUCTION

Dans certains cas, lors de prospections électromagnétiques (EM) des phénomènes de polarisation induite (IP) par l'application d'un courant dans le milieu peuvent être observés. Ces phénomènes traduisent les effets de chargeabilité du sol et sont décrits par une résistivité complexe pouvant varier avec la fréquence. Ils dépendent de nombreuses propriétés du sous-sol en lien avec ses propriétés physico-chimiques et sa structure porale. Ces propriétés sont habituellement étudiées par prospection électrique dans le domaine temporel (TDIP) ou spectral (SIP). Une hypothèse courant continu (DC) est utilisée et nécessite de travailler à des fréquences suffisamment faibles et des géométries d'acquisition adaptées afin de limiter les effets de couplage. Différentes techniques cherchant à gérer les effets EM contenus dans les données IP existent, mais reposent souvent sur des approximations empiriques (Routh and Oldenburg, 2001). Ghorbani *et al* (2009) ont développé le code *CR1Dinv*, un code 1D prenant en compte ces effets de couplage EM dans l'inversion de données SIP. Depuis, certains auteurs s'intéressent à adapter le problème aux méthodes électromagnétiques à source contrôlée (CSEM).

Les méthodes CSEM sont décrites par les équations complètes de Maxwell ou en régime quasi-statique et la dépendance fréquentielle est utilisée en sus de la géométrie d'acquisition pour contraindre l'imagerie du sous-sol. En CSEM, la résistivité est généralement supposée réelle et constante avec la fréquence. Dans ce travail, une résistivité complexe (RC) variant avec la fréquence a été implémentée au code *POLYEM3D*, un code 3D de modélisation et d'inversion de données CSEM permettant ainsi la prise en compte du couplage des effets IP et de l'induction électromagnétique.

Ce travail présente la stratégie d'inversion développée afin de résoudre le problème inverse multi-paramètres et permettre la reconstruction de la résistivité complexe du milieu. Des résultats sur cas synthétiques 1D ainsi qu'un résultat préliminaire sur synthétique 3D sont présentés ici.

METHODES

La résolution du problème inverse souffre de la multiplication du nombre de paramètres avec l'introduction d'une RC et donc l'augmentation du nombre de modèles équivalent résultant. Tout d'abord, une stratégie d'inversion multi-étapes est mise en avant dans ce travail afin de contraindre l'inversion. Des données provenant de sources galvaniques uniquement sont présentées ici. Dans une première étape, l'amplitude du modèle de résistivité est retrouvée par l'inversion des données d'amplitude du champ électrique, peu affecté par la partie imaginaire de la RC (Figure 1). A partir du modèle obtenu, une seconde étape inverse $\Phi_{\text{cpx}}(\omega)$, la phase de la RC, à partir de la phase des données de champs électriques.

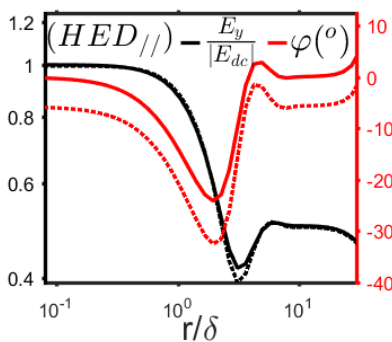


Fig. 1 – Réponse du champ électrique « inline » (Amplitude normalisée par la réponse DC, noire; phase, rouge) en fonction de l'écartement normalisé par l'épaisseur de peau, à un dipôle électrique horizontal pointant vers le profil de récepteurs ($HED_{//}$), pour un demi-espace homogène de RC constante avec (pointillé) et sans (ligne pleine) partie imaginaire (ie : une phase de résistivité $\Phi_{\text{cpx}} = 0$ mrad et -100 mrad respectivement)

Afin de réduire le nombre de paramètres, plusieurs modèles de relaxation empiriques peuvent être utilisés afin de décrire les variations de la RC, tel que l'un des plus utilisés, le modèle Cole-Cole (Cole et Cole, 1941), mais ces modèles restent spécifiques et peuvent ne pas être adaptés à certains jeux de données. Dans cette étude, nous utilisons des polynômes de 2nd ordre pour reconstruire la RC, conservant ainsi une description générale du problème. L'amplitude de la RC $|\rho^*(\omega)|$ et sa phase $\Phi_{\text{cpx}}(\omega)$ sont alors paramétrisés sous la forme :

$$|\rho^*(\omega)| \propto p_2 \omega^2 + p_1 \omega^1 + p_0 \omega^0 \quad (1)$$

$$\Phi_{\text{cpx}}(\omega) \propto q_2 \omega^2 + q_1 \omega^1 + q_0 \omega^0 \quad (2)$$

Lors de la procédure d'inversion multi-étapes, inversant $|\rho^*(\omega)|$ et $\Phi_{\text{cpx}}(\omega)$ séparément, seuls 3 paramètres par cellule sont alors inversés simultanément. La méthode a été testée sur divers modèles synthétiques 1D à partir d'un code semi-analytique résolvant le champ primaire du code 3D et une optimisation reposant sur le gradient calculé par perturbations. L'algorithme d'optimisation utilise l'inversion Gauss-Newton Tronquée de la toolbox *SEISCOPE OPTIMIZATION* (Métivier et Brossier, 2016b) avec une norme L2 et une régularisation de type Tikhonov avec une condition de contrainte lisse maximum (Grayver et al, 2013).

RESULTATS

La figure 2 présente les résultats d'une inversion 1D suivant une procédure en 2 étapes et utilisant une paramétrisation de la RC sous la forme de polynômes de 2nd degré. Le modèle utilisé contient une couche conductrice polarisable de 100 mètres d'épaisseur, variant selon un modèle Cole-Cole ($\rho_0= 10$ ohm.m; $m=0.5$; $\tau= 0.001$ s; $c= 0.5$). La géométrie d'acquisition utilisée est celle d'un profil de récepteurs espacés de 25 mètres allant de 50 à 550 mètres d'écartement à un dipôle électrique horizontal (HED) pointant dans la direction du profil. 25 fréquences espacées logarithmiquement de 0.01 Hz à 30 kHz ont été utilisées. Un demi-espace homogène de 500 ohm.m avec une phase de -1 mrad, est utilisé comme modèle de départ.

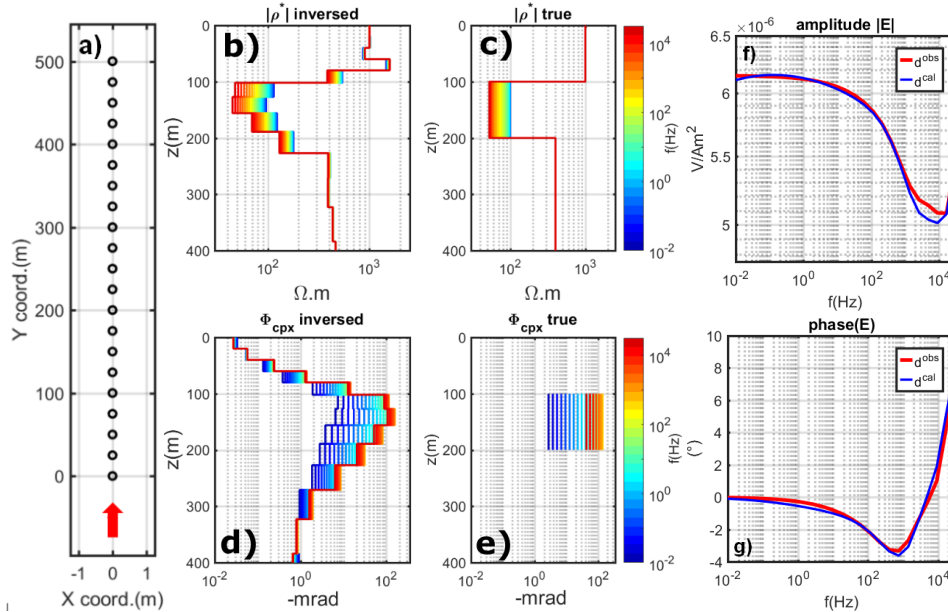


Fig. 2 – La géométrie d'acquisition utilisée est présentée sur l'image a), la flèche en rouge représentant la source HED. b) à e) : résultats sous forme de sondages de l'inversion 1D de la RC ($|\rho^*(\omega)|$ [ohm.m] en b); $\Phi_{cpx}(\omega)$ [-mrad] en d)) du modèle synthétique présenté en c) et e). f) et g) : exemple de fit au centre du dispositif ($x= 0$ m, $y= 250$ m) sur l'amplitude et la phase respectivement du champ électrique ; en rouge la donnée observée, en bleu la donnée inversée

Le modèle représentant l'amplitude de la résistivité inversée est le résultat issu de la première étape de l'inversion, tandis que l'image de la phase de la résistivité du modèle inversé est obtenue lors de la seconde étape de l'inversion. Le modèle de RC inversé montre une bonne localisation du toit de la couche chargeable, la base étant moins bien définie. La variation fréquentielle retrouvée est du même ordre de grandeur que celle du modèle Cole-Cole défini dans la couche du modèle vrai. La *rms* (Equation 3) finale sur les données d'amplitude et de phase est de 1.12 % en considérant δ_d le vecteur des résidus, W_d , l'inverse des écarts-types fixés relativement à 1 % et N le nombre total de données.

$$rms = \sqrt{\frac{(\delta_d W_d)^\dagger (W_d \delta_d)}{N}} \quad (3)$$

L'implémentation au code 3D étant en cours de finalisation, seul un résultat préliminaire est brièvement présenté ici. La figure 3 présente la première étape de l'inversion d'un cube 3D polarisable dans un encaissant résistant. La principale tendance de variation de la RC a été retrouvée, à partir d'un modèle de départ représentant un demi-espace homogène.

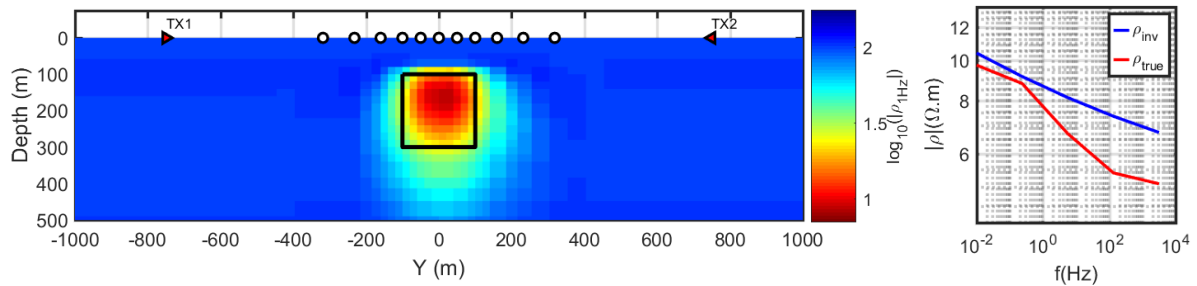


Fig.3 – Résultat d’une inversion préliminaire 3D (étape 1: inversion de $|\rho^*(\omega)|$ [ohm.m]) d’un milieu homogène de 100 ohm.m contenant un cube chargeable à l’aide de 2 sources HED (triangles) et d’une grille de récepteurs en surface (ronds) centrée à l’aplomb de l’anomalie. A gauche : profil de résistivité représentant $|\rho^*(1 \text{ Hz})|$ et recoupant le centre du cube (carré noir). A droite : Spectre de résistivité au centre du cube à $z=200 \text{ m}$; en bleu le modèle inversé ; en rouge le modèle vrai

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La RC a été implémentée à un code de modélisation et d’inversion CSEM 3D pour prendre en compte l’intégralité de l’information contenue dans la donnée SIP. Une procédure d’inversion multi-étapes a été développée afin de reconstruire la RC et ses variations fréquentielles en utilisant des supports polynomiaux. La méthode a été testée sur des modèles synthétiques 1D avec succès. Le travail sur données synthétiques 3D est encore en cours. Pour compléter ce travail, une campagne de mesure 3D a été réalisée au cours du mois de décembre 2020 sur l’ancien site minier de *La Portes-Aux-Moines* (22) présentant une forte réponse IP, dans le but de valider expérimentalement la méthode d’inversion.

Remerciements

Ce travail a été financé avec la participation de l’Agence Nationale pour la Recherche sous le projet ANR-17-CE06-0012 (Projet EXCITING). Les modélisations ont été réalisées avec la contribution du GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif) et du CINES (Centre Informatique National de l’Enseignement Supérieur) sur le cluster de calcul OCCIGEN.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- COLE, K et COLE, R.** Dispersion and absorption in dielectrics I. Alternating current characteristics. *The Journal of chemical physics*, 1941, vol. 9, no 4, p. 341-351.
- GHORBANI, A., CAMERLYNCK, C., et FLORSCH, N.** CR1Dinv: A Matlab program to invert 1D spectral induced polarization data for the Cole–Cole model including electromagnetic effects. *Computers & Geosciences*, 2009, vol. 35, no 2, p. 255-266.
- GRAYVER, A., STREICH, R., RITTER, O.** Three-dimensional parallel distributed inversion of CSEM data using a direct forward solver. *Geophysical Journal International*, 2013, vol. 193, no 3, p. 1432-1446.
- MÉTIVIER, L et BROSSIER, R.** The SEISCOPE optimization toolbox: A large-scale nonlinear optimization library based on reverse communication The SEISCOPE optimization toolbox. *Geophysics*, 2016, vol. 81, no 2, p. F1-F15.
- ROUTH, P. et OLDENBURG, D.** Electromagnetic coupling in frequency-domain induced polarization data: A method for removal. *Geophysical Journal International*, 2001, vol. 145, no 1, p. 59-76.

CARACTÉRISATION D'UN TALIK DE LAC A PARTIR DE MESURES TDEM

(SYRDAKH, SIBERIE CENTRALE, RUSSIE)

1

PEssel Marc¹, SAINTENOY Albane², DANILOV Kencheeri³, SEJOURNE Antoine⁴, BOUCHARD Frédéric⁵, HUGHES-ALLEN Lara⁶.

¹ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, marc.pessel@universite-paris-saclay.fr

² Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, albane.saintenoy@universite-paris-saclay.fr

³ Melnikov Permafrost Institut, Yakutsk, Russia, dkp84@mail.ru

⁴ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, antoine.sejourne@universite-paris-saclay.fr

⁵ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, frederic.bouchard@universite-paris-saclay.fr

⁶ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, lara.hughes-allen@universite-paris-saclay.fr

RÉSUMÉ

En mars 2019 39 sondages TDEM sont effectués selon 2 transects perpendiculaires sur un lac gelé en Sibérie Centrale. L'objectif de ce travail est d'estimer la profondeur et la forme du talik permanent présent sous ce lac de thermokarst. L'inversion 1D des sondages montre une forte cohérence des modèles celle obtenue lors de tomographies de résistivité électrique effectuées en amont du lac et une géométrie du talik en forme de bassin dont la profondeur maximum d'environ 50m est située au centre du lac.

Mots clés : TDEM, pergélisol, talik

CHARACTERISATION OF TALIK LAKE FROM TDEM MEASUREMENTS (SYRDAKH, CENTRAL SIBERIA, RUSSIA)

ABSTRACT

In March 2019, 39 TDEM holes were drilled along 2 perpendicular transects on a frozen lake in Central Siberia. The objective of this work is to estimate the depth and shape of the permanent talik present under this thermokarst lake. 1D inversion of the sounding shows that the models are highly consistent with those obtained from electrical resistivity tomography carried out upstream of the lake and that the geometry of the talik is in the form of a basin with a maximum depth of about 50m in the center of the lake.

Key words: TDEM, permafrost, talik

INTRODUCTION

La région d'étude est caractérisé par la présence d'une rivière connectant des lacs thermokarstiques Syrdakh en Yakoutie Centrale (Sibérie) (Fig. 1). Depuis 2017 de nombreuses campagnes géophysiques ont été menées afin d'étudier l'évolution du pergélisol en relation avec l'évolution thermique de la rivière à partir de profils de radar de sol et de tomographie de résistivité électrique (Saintenoy et al., 2020) à une profondeur d'environ 4-6m. Ces études visent à caractériser l'évolution la couche active (couche supérieure du pergélisol qui dégèle l'été et regèle à l'automne) afin de mieux comprendre le comportement hydrogéologique dans les pergélisols.

Cette rivière n'est pas assez importante pour permettre l'existence d'un talik (couche de sol dégelé toute l'année), cependant ces taliks existent sous les lacs de thermokarst et leur épaisseur peut varier sensiblement en fonction de nombreux facteurs : dimension du lac, épaisseur de la couche

d'eau non gelé, lithologie, hydrologie, climat ... Selon différents auteurs, ces taliks peuvent s'étendre de quelques mètres de profondeur pour des petits lacs jusqu'à plusieurs centaines de mètres.

Ainsi la caractérisation de la structure de ces couches dégelées est primordiale pour d'un part comprendre la dynamique locale de la circulation de l'eau et d'autre part modéliser l'évolution thermique du pergélisol.

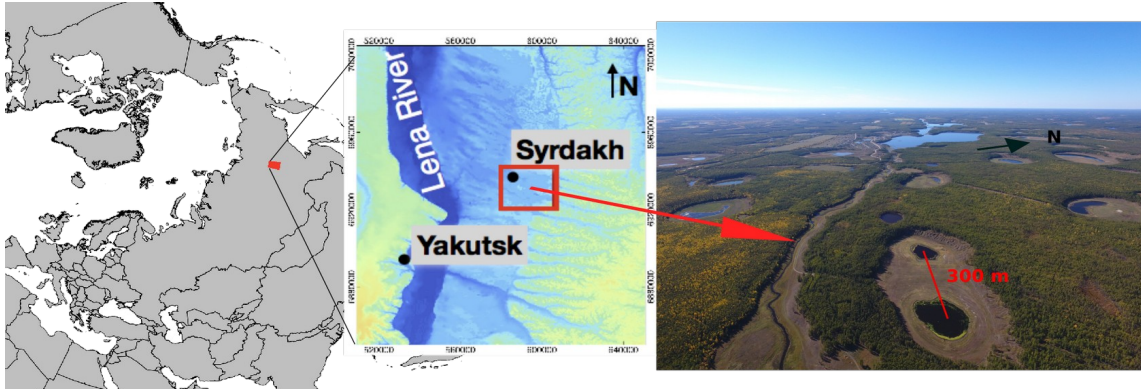


Fig. 1 – Localisation du site d'étude à 100km au N-E de Yakutsk en Sibérie Centrale (Russie). La photo est prise à la période estivale.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les méthodes TDEM (Time Domain Electromagnetic) ou TEM (Transient Electromagnetic) sont couramment utilisées pour caractériser en 1D des contrastes de résistivité électrique. C'est une méthode non-invasive dont le principe est d'utiliser un phénomène de diffusion d'un champ électro-magnétique transitoire. Pratiquement, ce champ EM transitoire est créé en coupant brusquement un courant électrique circulant dans une boucle posée au sol (cf. Fig. 2). La taille de la boucle varie classiquement de quelques mètres à 100m et la

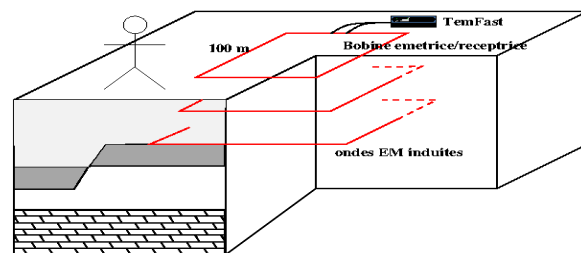


Fig. 2 - Principe de mesure de la méthode TEM

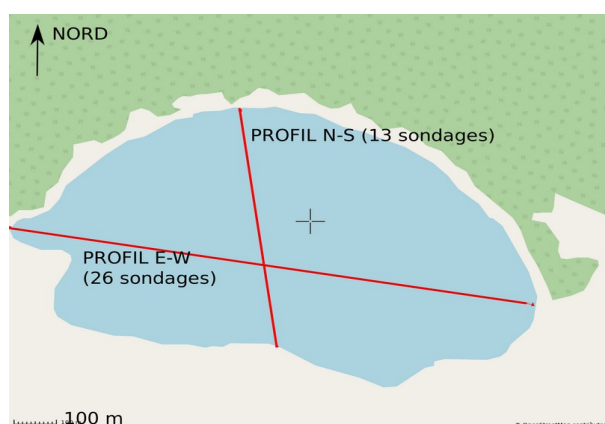


Fig. 3 : Localisation des 2 profils effectués sur le lac gelé à partir des 39 sondages TDEM. La rivière circule d'ouest en est.

profondeur d'investigation peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, dépendant de la taille de la boucle, de la puissance du courant, de la résistivité des formations rencontrées et du bruit électromagnétique ambiant.

Cette méthode d'imagerie géophysique est particulièrement bien adaptée à l'objet d'étude, en effet son faible encombrement et sa petite consommation d'énergie permettent de l'utiliser dans cette région difficile d'accès, avec des conditions climatiques extrêmes (-30°, fig. 4) pour le matériel électronique et notamment les batteries.

L'absence quasi totale de bruit électromagnétique laisse présager un bon rapport signal/bruit et l'hypothèse sous-jacente d'une géométrie 1D semble a priori acceptable, sauf probablement en bordure du lac. Des profils de tomographie de résistivité électrique (ERT), qui permettraient d'avoir d'une part une meilleure résolution et une description 2D des géométries ne sont pas envisageables en période hivernale sur la glace, excepté à utiliser un système type Ohm Mapper de Geometrics. Cependant les profondeurs d'investigation (env. 10-20m) ne sont pas adaptées à la cible de l'étude, l'épaisseur attendue du talik étant d'environ 50m.

Deux profils sont réalisés en Avril 2019 (Fig. 3) sur le lac gelé. Un profil radar de sol est

également effectué afin d'estimer l'épaisseur de glace et d'eau non gelée du lac. La présence d'une couche très résistante en surface d'environ 2-3m constituée de glace permet aux ondes électromagnétiques une bonne propagation dans le milieu



Fig. 4 : Vue du déploiement des boucles EM émettrices/réceptrices (50x50m) sur la surface du lac gelé.

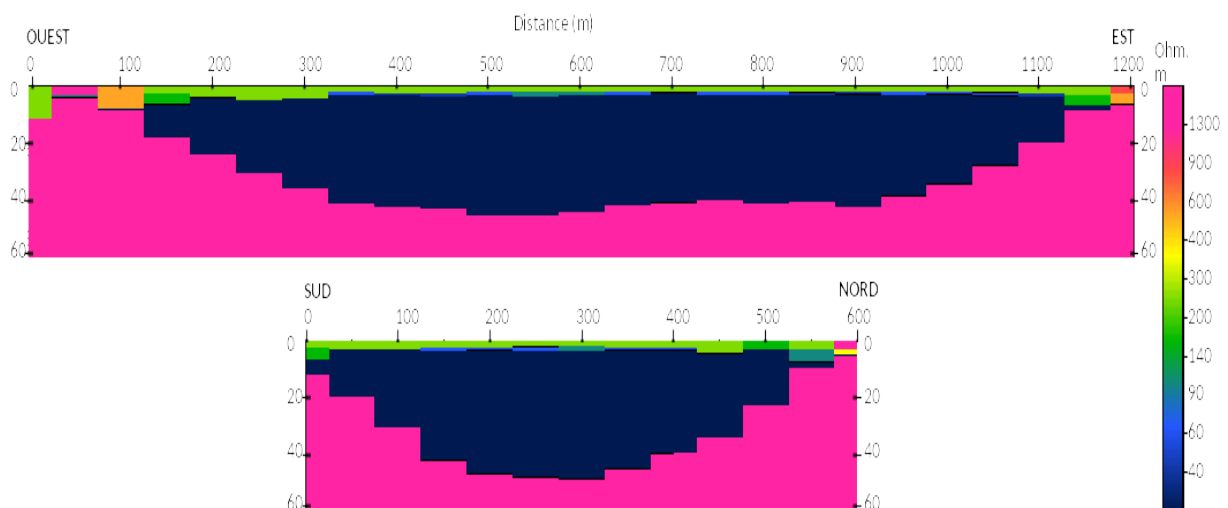


Fig. 5 : Sections 2D TDEM Ouest/Est et Sud/Nord

Le premier profil Ouest-Est comporte 26 sondages avec une boucle de 50x50m et un pas de 50m également entre chaque sondage. Le profil Sud-Nord est constitué de 13 sondages avec les mêmes caractéristiques d'acquisition. Les sondages sont inversés avec le logiciel ZondTEM1D de manière indépendante et assemblés dans une même section 2D (fig. 6).

Dans un premier temps, aucun modèle a priori ou valeur maximale de résistivité ne sont fixés lors des inversions. Les modèles obtenus peuvent en partie être comparés avec le modèle ERT réalisé à environ 1km à l'ouest du lac au travers de la rivière (fig. 6), notamment pour définir la gamme de résistivité du talik qui devrait être proche de celle de la couche active, soit au alentour de 40 Ohm.m et celle du pergélisol proprement dit, avec des valeurs supérieures à 1500 Ohm.m.

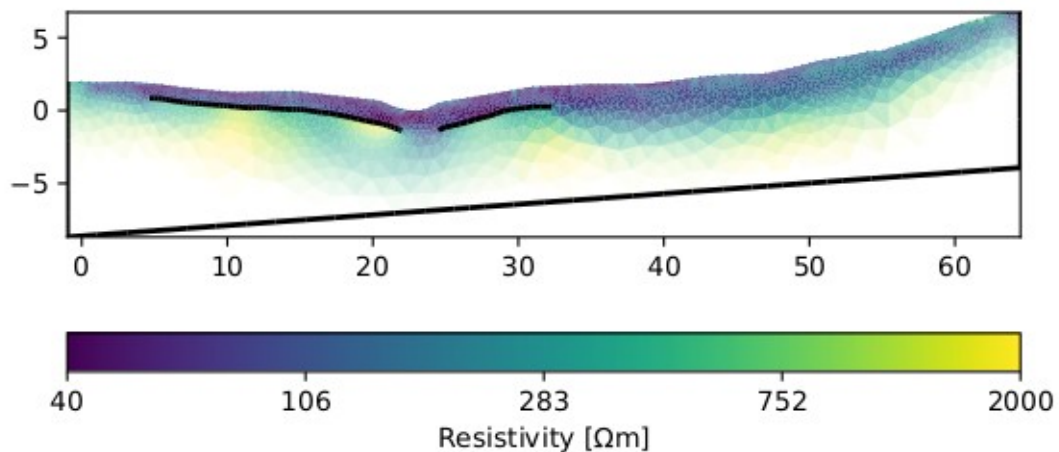


Fig. 6 : Profil ERT réalisé en amont du lac au travers de la rivière l'alimentant. (64 électrodes, espacement 1m), $r_{rms} = 3.3\%$). La ligne noire est l'interface couche active/pergélisol obtenue par GPR, elle est intégrée dans le modèle a priori pour l'inversion des données ERT.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

L'environnement d'étude très peu bruité a permis d'acquérir des données de très bonne qualité confirmées par les modèles obtenus. En effet ceux-ci montrent une forte cohérence, tant dans les valeurs de résistivité électrique que dans les profondeurs et épaisseurs des différentes structures malgré une inversion non contrôlée par un modèle a priori. Les valeurs de résistivité sont également en accord avec celles obtenues dans un modèle ERT réalisé en amont du lac (fig.6)

Les sections 2D TDEM (fig. 5) permettent d'imager 3 couches :

- le lac avec une résistivité d'environ 200 Ohm.m correspondant à l'eau non gelé + 1 à 2 m de glace.
- Le talik en couche intermédiaire, d'environ 40 Ohm.m
- le permafrost proprement dit d'une résistivité supérieur à 1500 Ohm.m.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette première mission permet d'envisager un suivi sur plusieurs années de l'évolution de ce talik. Cependant pour ce faire il sera nécessaire de modéliser les réponses attendues en terme de mesure TDEM en fonction de la variation de l'épaisseur du talik, notamment en effectuant une étude de sensibilité sur les données actuelles. Une autre perspective est également d'effectuer des mesures ERT en période estivale avec des électrodes flottantes afin d'une part de mieux contrôler les géométries probablement plus complexes qu'un modèle 1D et d'avoir une meilleure connaissance de la distribution des gammes de résistivités électriques in-situ.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

SAINTENOY A., PESSEL M., POHL E., GRENIER S., SEJOURNE A. KHRISTOFOROV I., KONSTANTINOV K., DANILOV K., BAZHIN K., FEDOROV A., 2020 – Coupling GPR and ERT data interpretation to study the thermal imprint of a river in Syrdakh (Central Yakutia, Russia). GPR2020.

COMPARAISON DE MÉTHODES GÉO-ELECTRIQUES POUR L'AUSCULTATION DU PERGÉLISOL

BAZIN S.¹, SYED S.G.², GILBERT G.³, ETZEMÜLLER B.⁴

¹ maintenant à l'Institut Européen de la Mer, UBO, Brest, France, Sara.Bazin@univ-brest.fr

² Université d'Oslo (UiO), Oslo, Norvège, syedsg@student.geo.uio.no

³ Institut Norvégien de Géotechnique (NGI), Oslo, Norvège, Graham.Gilbert@ngi.no

⁴ Université d'Oslo (UiO), Oslo, Norvège, bernd.etzelmuller@geo.uio.no

RESUME

La tomographie par résistivité électrique (ERT) est très efficace pour cartographier les sols gelés en raison du fort contraste de résistivité entre la glace et l'eau. Nous présentons un exemple d'ERT avec des levés réalisés en utilisant deux types d'acquisition : le couplage galvanique classique avec électrodes et le couplage capacitif (CCR). Bien que peu de travaux aient été publiés sur l'auscultation de la couche active du pergélisol (c'est-à-dire la partie superficielle qui dégèle annuellement) avec la méthode CCR, la présente étude de cas montre l'intérêt de cette méthode en raison de sa rapidité de mise en place.

Mots clés : pergélisol, couche active, ERT, CCR

COMPARISON BETWEEN TWO GEOELECTRICAL METHODS FOR PERMAFROST MAPPING

ABSTRACT

Electrical resistivity tomography (ERT) is very effective in mapping frozen soils due to the strong resistivity contrast between ice and water. We present an example of ERT with surveys carried out using two types of acquisition: classic galvanic coupling with electrodes and capacitive coupling (CCR). Although little work has been published on the mapping of the active layer of permafrost (i.e. the ground layer which thaws annually) with the CCR method, this case study shows the interest of this method thanks to its rapidity of field acquisition.

Key words: permafrost, active layer, ERT, CCR

INTRODUCTION

L'étude est située dans la ville de Longyearbyen, Svalbard (**Fig. 1**) sur le site choisi par le Norwegian Geotest Site (NGTS, GILBERT et al. 2019) comme chantier de recherche pour caractériser le pergélisol.

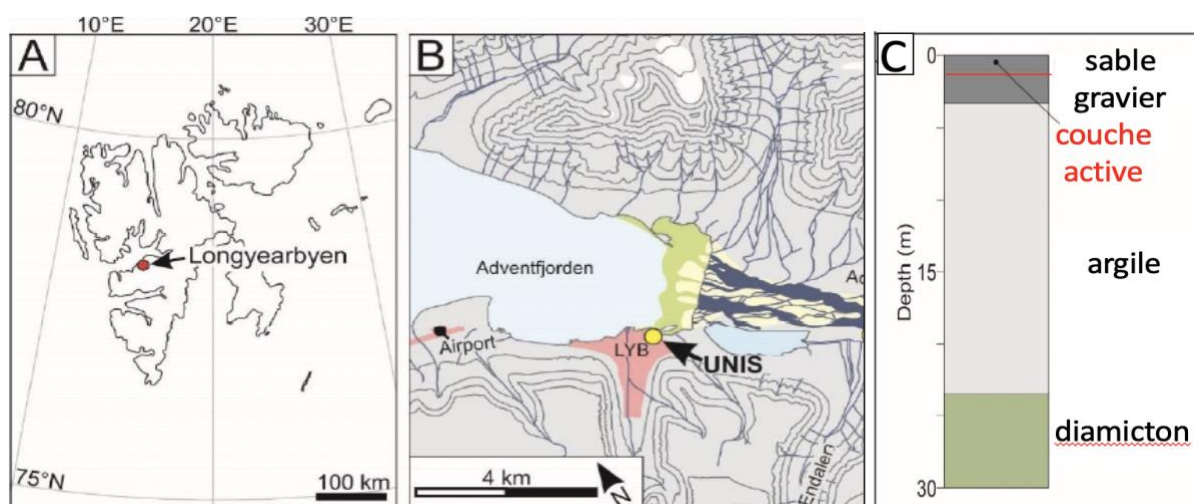


Fig. 1 – A) ville de Longyearbyen, Svalbard. B) site NGTS sur le campus UNIS. C) géologie du site.

Le pergélisol est constitué de matériaux qui restent en dessous de 0°C pendant au moins deux années consécutives (FRENCH, 2018). L'archipel du Svalbard possède le pergélisol le plus chaud au nord de l'Arctique (ROMANOVSKY et al., 2010). Il a une épaisseur moyenne d'environ 100 m dans les vallées. La couche gelée peut être très hétérogène dans sa distribution spatiale, en raison des variations de topographie et du couvert de neige et de végétation. Actuellement, le pergélisol est dégradé en raison du réchauffement climatique et la géophysique peut aider à caractériser cette dégradation.

Différents outils d'investigation géophysique de subsurface ont été utilisés avec succès pour cartographier la présence de pergélisol, évaluer la teneur en glace et l'épaisseur de la couche active (HAUCK, 2013). L'ERT convient parfaitement aux études sur le pergélisol car la présence de glace entraîne un changement de résistivité conséquent. Celle-ci augmente de façon exponentielle pendant la congélation car la teneur en eau non gelée dans le substrat diminue. L'ERT fournit une information indirecte sur la nature du sous-sol, de la surface jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur, et peut être facilement étalonnée par forage.

MATERIEL ET METHODES

Un panneau de résistivité électrique a été réalisé en septembre 2017 avec la méthode galvanique classique en utilisant un Terrameter LS2 (ABEM, **Fig. 2A**) avec une disposition roll-along à 81 électrodes et 2 m de séparation entre les électrodes pour une longueur de 200 m. Le même profil a été acquis en juillet 2019, cette fois avec la méthode CCR, en utilisant un OhmMapper (GEOMETRICS, **Fig. 2B**) avec 2 dipôles récepteurs. Celui-ci a été réalisé par plusieurs passages en allongeant successivement la distance entre les dipôles. Les données ont ensuite été concaténées pour produire un panneau vertical. Le profil du OhmMapper est légèrement plus court (160 m) que celui du Terrameter en raison de la présence de bâtiments qui empêchaient de dérouler totalement la flûte. Le point d'origine à 0m, est identique pour les deux profils. Chacun des levés a été réalisé en environ 2 heures.

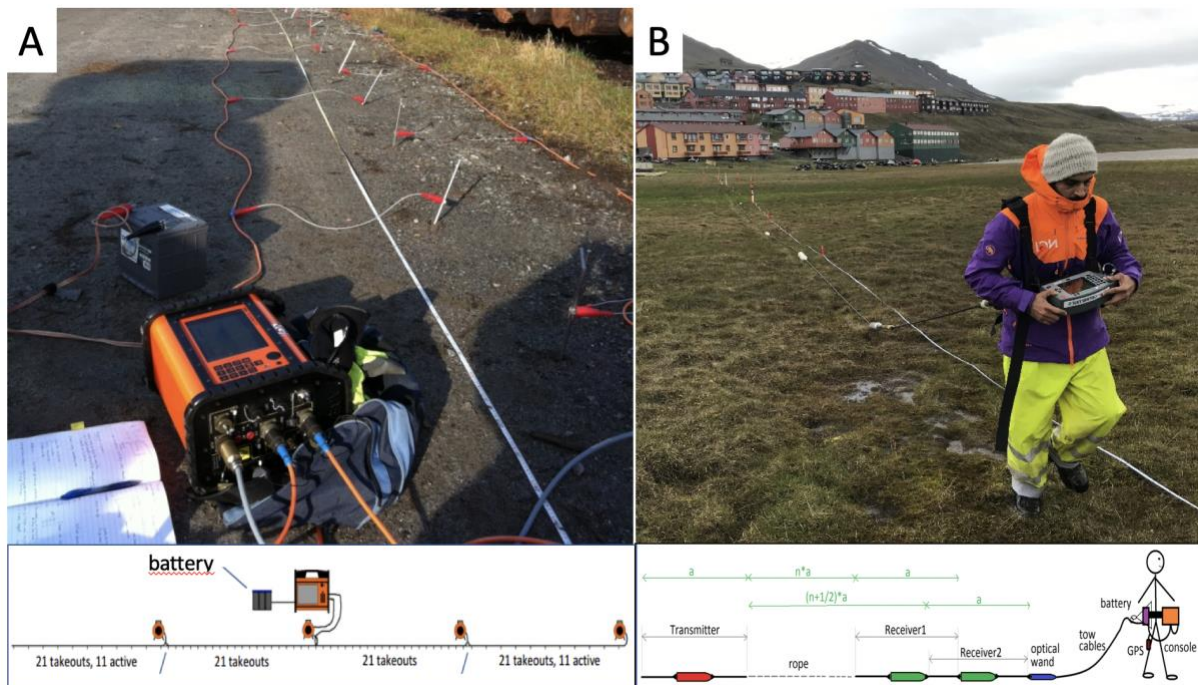


Fig. 2 – A) Acquisition classique avec un Terrameter. B) Acquisition type CCR avec un OhmMapper.

Les deux jeux de données ont été traités de façon similaire avec le logiciel Res2Dinv : une inspection manuelle avec élimination des valeurs aberrantes puis une inversion de type robuste (norme L1). Les modèles de résistivités sont illustrés dans les **Fig. 3A** et **Fig. 4A** avec la même échelle de couleurs.

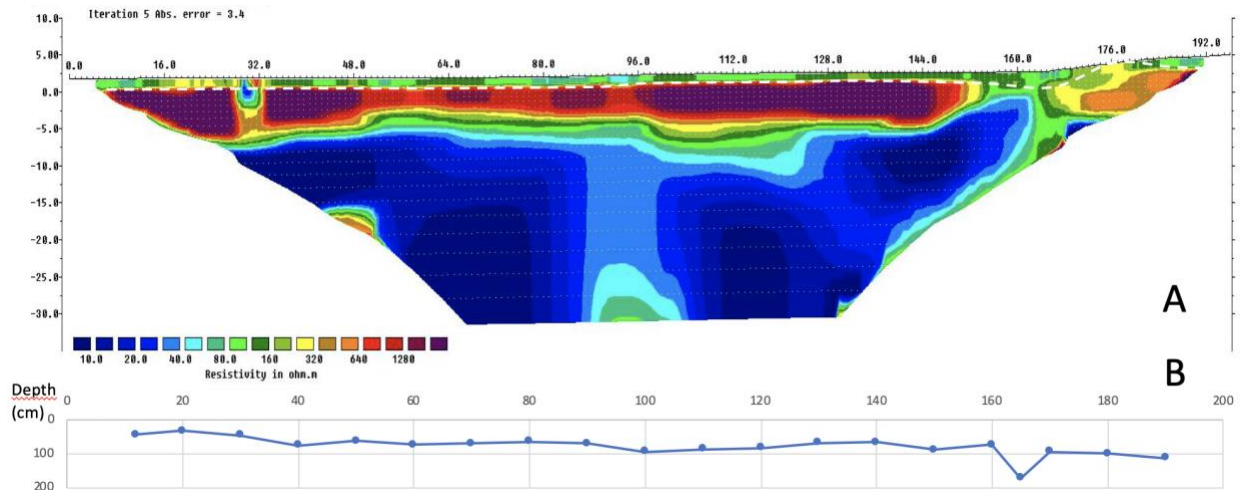


Fig. 3 – A) Panneau de résistivité avec le Terrameter. B) Profondeur de la couche active en cm.

Par ailleurs, la profondeur de la couche active a été mesurée manuellement le long des deux profils en enfonçant une pointe graduée dans le sol. L'épaisseur moyenne de la couche active était de 79 cm en septembre 2017 pendant le levé avec le Terrameter (**Fig. 3B**) et de 35 cm en juillet 2019 pendant le levé avec le OhmMapper (**Fig. 4B**). L'épaississement de la couche active est dû au dégel pendant l'été.

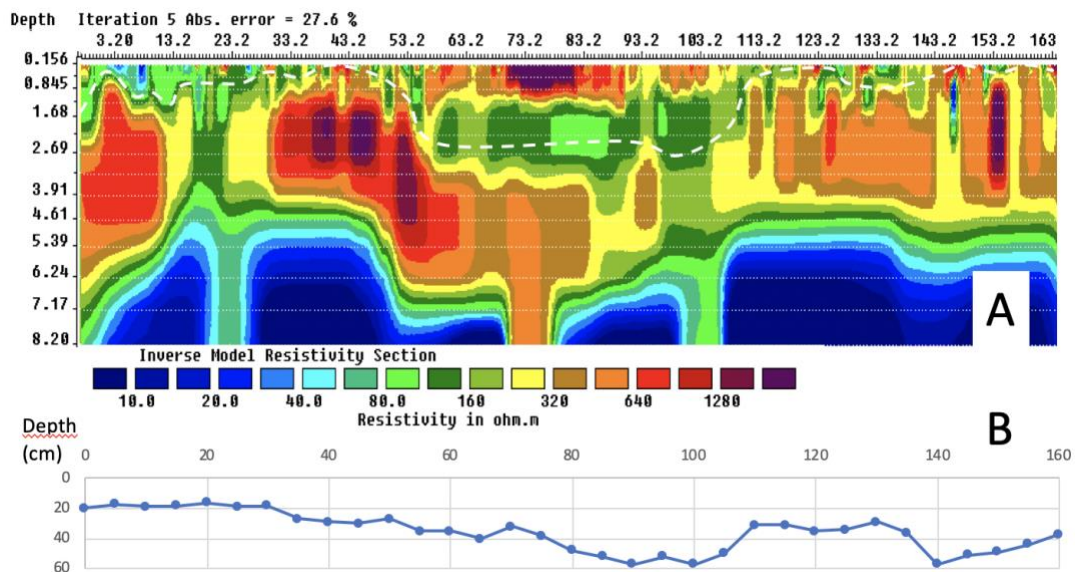


Fig. 4 – A) Panneau de résistivité avec le OhmMapper, l'échelle horizontale est similaire à celle de la **Fig. 3A** mais l'échelle verticale est dilatée. B) Profondeur de la couche active en cm.

La profondeur d'investigation du panneau mesuré avec le Terrameter est 32 m alors que celle avec le OhmMapper est 8 m. Les données brutes sont globalement plus bruitées avec le OhmMapper qu'avec le Terrameter, ce qui est probablement causé par des décalages de la flûte pendant les passages successifs. En conséquence, le modèle obtenu a une erreur moyenne quadratique bien supérieure (28 % contre 3 %) et apparaît moins lisse visuellement. Les deux modèles imagent une couche superficielle conductrice ($\rho \sim 100 \Omega\text{m}$, le contour est surligné sur **Fig. 3A** et **Fig. 4A**) qui correspond à la couche active du pergélisol. Son épaisseur varie entre 1 et 2 m sur le levé du Terrameter. Cette surestimation est engendrée par l'écartement des électrodes. L'épaisseur de la couche active varie entre 0 et 2,7 m sur le levé du OhmMapper, alors que les mesures manuelles indiquent une moyenne de seulement 35 cm et une faible variabilité. En-dessous, les deux profils imagent la couche de sable gelé ($\rho \sim 1 \text{ k}\Omega\text{m}$) avec la même épaisseur ($\sim 5 \text{ m}$), puis la couche d'argile salée très conductrice ($\rho \sim 10 \Omega\text{m}$).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Même si la résolution verticale d'un levé CCR devrait être supérieure grâce à la plus grande densité de points de mesure, le modèle obtenu est moins facile à interpréter qu'avec le levé classique. Ainsi pour un panneau vertical, la méthode classique semble plus efficace pour cartographier la couche active du pergélisol. En revanche, l'intérêt de la méthode CCR se révèle pour une acquisition en mode carte. En effet, l'opérateur n'a pas besoin de modifier l'écartement entre les dipôles lors de l'acquisition et il peut rapidement réaliser un levé en 3D en marchant le long de profils parallèles. De plus, les mesures ne souffrent pas du bruit induit par des passages successifs mal alignés. La **Fig. 5** montre l'exemple d'une grille de 100 m x 100 m acquise dans la même vallée, à ~5 km en amont du profil précité. Elle a été réalisée en environ 2 heures de temps et inversée avec Res3Dinv (SYED, 2021). Les rides résistives allongées correspondent à des structures géologiques (coins de glace). Avec cette géométrie d'acquisition, la grande densité de points de mesure devient un avantage par rapport à la méthode classique qui consisterait à planter de nombreuses électrodes le long de profils parallèles. Par ailleurs, la méthode CCR s'affranchit du problème de résistances de contact qui est pénalisant en milieu résistif.

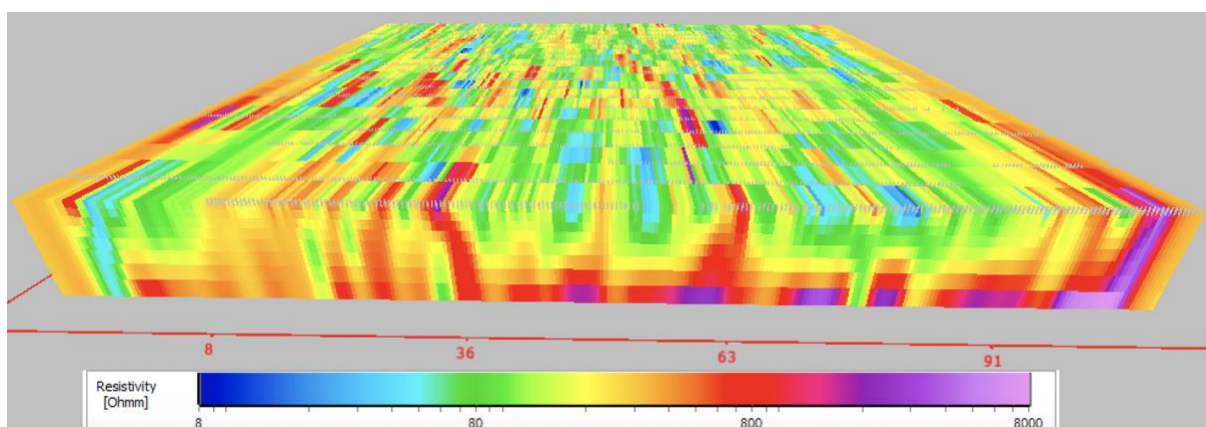


Fig. 5 – une grille (100 m x 100 m x 2 m) de résistivité mesurée par méthode CCR image la couche active (conductrice) et les coins de glace (longues rides résistives) caractéristiques du pergélisol.

Remerciements

Cette étude a été financée par le projet GBV290190133 du NGI. Nous remercions UNIS pour avoir facilité la logistique de la mission et M.-E. Pau pour son aide musclée sur le terrain.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

FRENCH H.M., 2018 - The Periglacial Environment, *John Wiley and Sons, Ltd.*, 515 pages.

GILBERT G., INSTANES A., SINITSYN A.O., AALBERG A. 2019 - Characterization of two sites for geotechnical testing in permafrost: Longyearbyen, Svalbard. *Geosciences*, 5 (4) 868-885.

HAUCK C., 2013 - New concepts in geophysical surveying and data interpretation for permafrost terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, doi:10.1002/ppp.1774

ROMANOVSKY V.E., SMITH S.L., CHRISTIANSE H.H. 2010 - Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, doi:10.1002/ppp.689.

SYED S.G., 2021 - Testing of different resistivity investigation methods for mapping permafrost. Thèse de Master, *Université d'Oslo, en prep.*

MODELISATION GEOSTATISTIQUE 3D DE TRE POUR CARACTERISER LA MORPHOLOGIE KARSTIQUE SOUS COUVERTURE

VERDET C.¹, SIRIEIX C.¹, MARACHE A.¹, RISS J.¹, PORTAIS J.-C.²

¹ Université de Bordeaux, CNRS, Arts et Métiers Institute of Technology, Bordeaux INP, INRAE, I2M Bordeaux, F-33400 Talence, France

² Ministère de la culture, Direction Régionale des Affaires Culturelles Nouvelle-Aquitaine, 54, rue Magendie, 33000 Bordeaux, France

RESUME

L'étude des systèmes karstiques et de leurs morphologies sous couverture est difficile à réaliser avec des outils ponctuels géotechnique. Nous proposons de reconstituer une géométrie 3D à partir de tomographie de résistivité électrique (TRE) par méthode géostatistique pour mieux appréhender l'hétérogénéité spatiale du karst sous couverture de la colline de Lascaux (sud-ouest, France). Cette méthode a permis : (1) de mettre au jour des morphologies karstiques particulières sous couvert détritique ; (2) de redéfinir la limite géologique entre deux formations calcaires ; (3) de définir la géométrie entre un domaine calcaire et un domaine détritique.

Mots clés : 3D TRE, Géostatistique, karst, géomorphologie.

CHARACTERIZATION OF UNDER COVER KARSTIC MORPHOLOGIES BY 3D GEOSTATISTICAL MODELING OF ERT

ABSTRACT

The study of under cover karstic systems and their morphology is difficult to assess using punctual geotechnical tools. We present here a method using a geostatistical 3D reconstitution from electrical resistivity tomography (ERT) data to assess the high variability of the karst. We applied this method on the Lascaux hill site (south-west France), revealing: (1) karstic morphologies under a detrital cover (pinnacles, shelves, karrens); (2) to redefine the limit between two limestones; (3) to define the geometry of the limit between two domains: limestones and detrital materials.

Key words: 3D ERT, geostatistics, karst, geomorphology.

INTRODUCTION

Un paysage karstique est traditionnellement défini comme le résultat de la dissolution de roches carbonatées que sont les calcaires ou les dolomies (MANGIN, 1975) dans lesquelles peuvent se trouver des grottes. À Lascaux (Dordogne, France), la grotte du même nom se développe dans des calcaires karstifiés du Crétacé supérieur. La grotte de Lascaux comportant des peintures préhistoriques précieuses, il est nécessaire de comprendre précisément son environnement géologique afin d'en assurer une bonne conservation. Pour cette caractérisation, nous avons choisi d'utiliser la tomographie de résistivité électrique couplée à des méthodes géostatistiques qui se sont déjà montrées efficaces sur le site (XU *et al.*, 2016). Ces mesures ont été complétées par une prospection géologique sur site, ainsi que par des documents et forages anciens.

MATERIEL ET METHODES

Le site d'étude est situé dans le sud-ouest de la France, en Dordogne, et concerne l'amont de la grotte de Lascaux. Les cartes géologiques existantes montrent que la colline est constituée à son sommet de calcaires santoniens (visible au niveau du Regourdou, site situé au sommet de la colline de Lascaux, Figure 3b.) puis de calcaires coniaciens. La grotte se développe dans la partie supérieure de ces calcaires, caractérisée à l'échelle régionale par un banc de 5 m d'épaisseur riche en huitres, non encore

décrit sur le site de Lascaux. Deux zones au nord-est et au sud-ouest de la grotte se caractérisent par des zones détritiques argilo-sableuses.

Notre étude porte principalement sur deux incertitudes : (1) l'épaisseur des remplissages détritiques ainsi que la géométrie du substratum ; (2) et les limites entre Coniacien/Santonien et calcaires/formations détritiques.

Tomographie de résistivité électrique

Pour lever ces inconnues, nous avons choisi de réaliser une campagne de mesure de TRE comprenant 14 profils 2D (Figure 1) qui ont été utilisés pour la création d'un modèle géostatistique 3D. 11 profils sont constitués de 72 électrodes espacées de 1 m (71 m), 1 profil constitué de 96 électrodes espacées de 1 m (95 m) et 2 profils constitués de 72 électrodes espacées de 0,5 m (35,5 m). Nous avons utilisé trois dispositifs : gradient, pole-dipôle direct et inverse. Les profils sont espacés entre 5 et 10 m, pour une aire couverte de 5500 m² environs. Les études préalables réalisées sur le site par Xu *et al.* (2016) ont montré que ces dispositifs sont le meilleur compromis entre résolution et profondeur d'investigation.

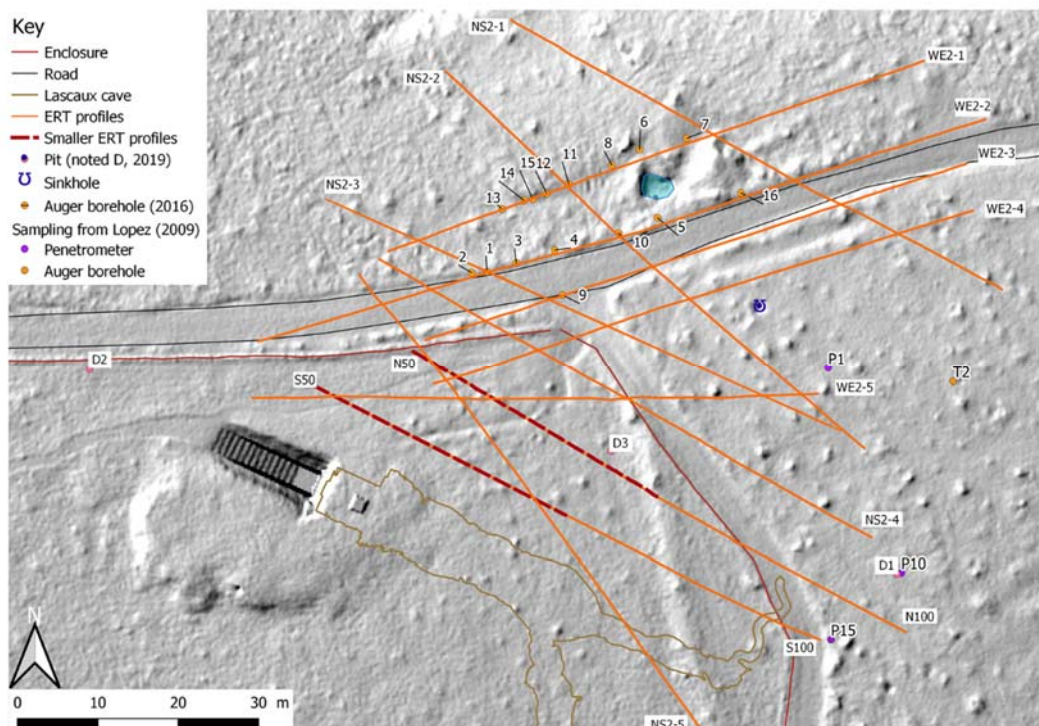


Figure 1 : Profils de TRE, pénétrètres (P1, P10 et P15), fosses pédologiques (D1 à D3) et tarières (1 à 16)

Les inversions sont réalisées avec Res2DInv® v. 4.05.38, norme L1 (mieux adaptée à l'hétérogénéité du karst) et le maillage est raffiné pour atteindre ½ espacement inter-électrodes. Le nombre total de points après inversion est de 32 845.

En plus des données géophysiques, des données historiques (pénétrètres et photos anciennes) ont été complétées par des tarières et fosses pédologiques. Le levé des formations géomorphologiques sur la colline a mis en évidence des pinacles, des escarpements et des grottes au Regourdou, des surplombs et plusieurs grottes sur le site de la Balutie et au sud-ouest de la grotte, et enfin des dolines.

Géostatistique

Le modèle géostatistique est réalisé avec le logiciel Isatis® à partir des points de données de TRE acquis au préalable. Ce modèle est réalisé par succession de plusieurs étapes. Au préalable, nous retirons les valeurs extrêmes (non comprises entre 10 et 1000 Ω·m, 98% des valeurs sont conservées) qui risqueraient de trop biaiser le calcul des variogrammes. Ces valeurs sont réintroduites pour la modélisation par krigeage.

- (1) Carte variographique. Elles permettent de mettre en évidence la structuration des données. Nous trouvons une direction principale verticale, et une dans le plan horizontal orientée N140°. Cette direction n'est pas retrouvée sur une carte variographique réalisée sur la zone comportant uniquement les calcaires.
- (2) Calcul des variogrammes expérimentaux et théoriques dans les deux directions, verticale et horizontale, isotropes tant que le pas de calcul est inférieur à 10 m.
- (3) Validation croisée. Le coefficient de détermination calculé est de 0,95 pour 32 250 points. Nous considérons que le modèle de variogramme est validé.
- (4) Réalisation du modèle par krigeage, sur une grille d'éléments de 0,5x0,5x0,5m, voisinage sphérique de 10 m de diamètre. Le nombre total de points estimés est de 1 246 592.

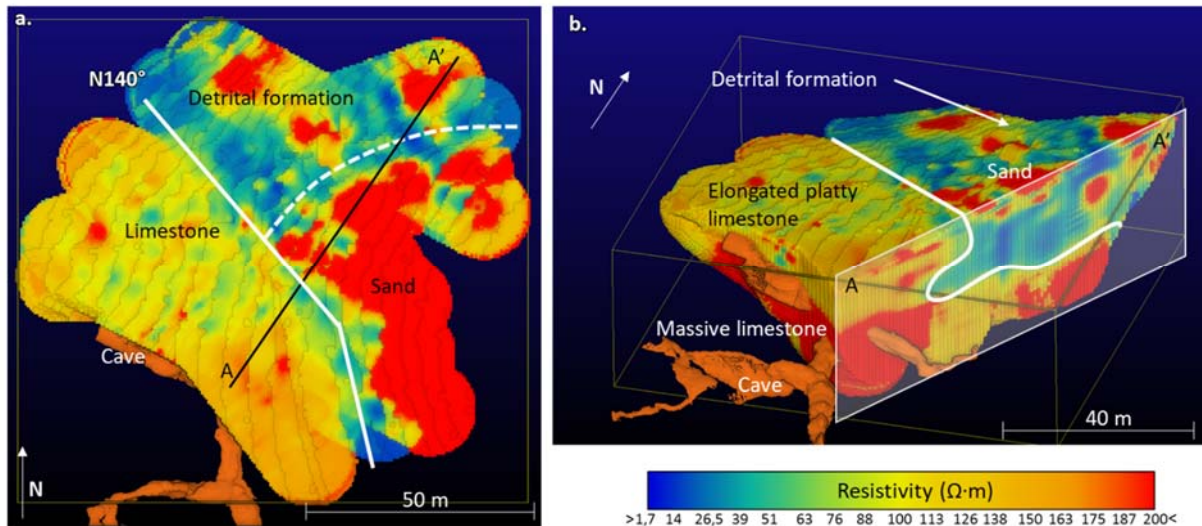


Figure 2 : modèle géostatistique 3D de l'amont de la grotte de Lascaux.

RESULTATS ET DISCUSSION

L'analyse des cartes variographiques montre un premier résultat avec une direction principale N140°, direction comparable à celle des failles armoricaines d'origine hercynienne connues régionalement (Guillot *et al.*, 1979). En regardant le modèle, cette direction correspond à celle de la limite entre les calcaires au sud-ouest et les formations détritiques argilo sableuses au nord-est (Figure 2). Cette limite et la nature des matériaux de part et d'autre a pu être confirmée par l'analyse des tarières et des fosses pédologiques (Figure 1). La partie détritique est caractérisée par des sables très résistifs en surface sur 2 m d'épaisseur (médiane de 640 $\Omega \cdot m$) et des matériaux détritiques argilo-sableux conducteurs (médiane de 68 $\Omega \cdot m$).

La partie calcaire est structurée en deux zones :

- L'une au-dessus de 181 mNGF, hétérogène de résistivité médiane de 140 $\Omega \cdot m$. Cela semble indiquer un calcaire globalement poreux, avec une forte saturation ou riche en argile. L'entrée de la grotte se situe dans cette zone.
- L'autre en-dessous de 181 mNGF, plus homogène et de résistivité médiane de 493 $\Omega \cdot m$. Cela semble indiquer un calcaire plus homogène et plus massif. La salle des taureaux et le reste de la grotte se situe dans cette zone.

L'analyse d'une photographie de l'entrée de la grotte lors de la découverte (Figure 3b) ainsi que l'observation de la fosse D3 montre bien que le calcaire superficiel se présente sous la forme de petites plaquettes crayeuses allongées de couleur rouge/jaune, avec un remplissage argilo-sableux entre les joints. Cette description macroscopique pourrait tout à fait expliquer la faible résistivité du calcaire en surface.

Le calcaire plus profond peut être observé directement dans la grotte. C'est un calcaire plus compact, homogène et avec la particularité de présenter un banc riche en petites huîtres (*Ceratostreon*

pliciferum auricularis) observable notamment au toit de la salle des taureaux. Ce banc est caractéristique du dernier niveau stratigraphique du Coniacien supérieur et forme la limite Coniacien/Santonien, aucune huître n'étant présente dans le Santonien inférieur en Périgord.

Le calcaire superficiel est donc un calcaire santonien et le calcaire profond est donc un calcaire coniacien, et une modification de la carte géologique locale est donc proposée, avec la limite entre les deux formations calcaires qui suit l'isohypse 182 mNGF (cf. Verdet *et al.* (2020)).

Par seuillage de l'histogramme des résistivités à 250 $\Omega \cdot m$, on peut observer la morphologie du calcaire compact à la fois sous la couverture détritique et sous le calcaire santonien (Figure 3a. et b.). On observe ainsi plusieurs formes karstiques présentes, par ailleurs, sur la colline : des pinacles et un escarpement (Figure 3), ainsi que des formes qui pourraient s'apparenter à un lapiaz.

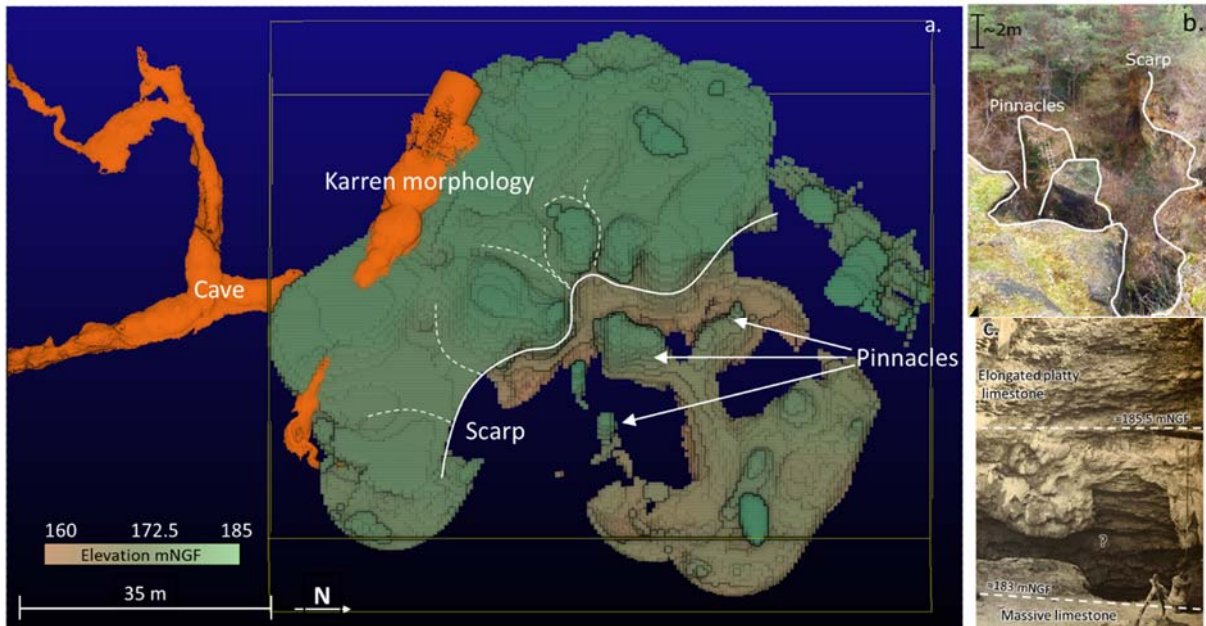


Figure 3 : (a) Vue du calcaire compact obtenu par seuillage du modèle géostatistique. Les pinacles, formes lapiazées et escarpement sont visibles. (b) Site du Regourdou. (c) photo historique montrant la limite entre les deux calcaires.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La réalisation d'un modèle géostatistique 3D à partir de données de TRE 2D couplées à une étude de terrain géologique et géomorphologique nous a permis de mettre au jour plusieurs formes karstiques sous couverture (pinacles, escarpements et lapiaz) ainsi que de préciser la limite géologique entre les calcaires coniacien et santonien aux alentours de la grotte de Lascaux. Cette interface pourrait constituer un horizon imperméable favorisant les écoulements observés à l'entrée de la grotte. Ce travail devrait permettre de préciser les caractéristiques thermiques du massif autour de la grotte et d'améliorer le modèle thermique de la grotte en cours d'étude.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

GUILLOT P.-L., FEYS R., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PLATEL J.-P., LEFAVRAIS-HENRY M. , 1979 – Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000 - Terrasson (n°784).

MANGIN A. , 1975 – Apport de l'hydrodynamique pour la compréhension des aquifères karstiques. Thèse. Université de Dijon, 1975. 267 p.

VERDET C., SIRIEIX C., MARACHE A., RISS J., PORTAIS J.-C. , 2020 – Detection of undercover karst features by geophysics (ERT) Lascaux cave hill. *Geomorphology*. Vol. 360, n°C.

XU S., SIRIEIX C., MARACHE A., RISS J., MALAURENT P. , 2016 – 3D geostatistical modeling of Lascaux hill from ERT data. *Engineering Geology*. Vol. 213, p. 169-178.

ANCIEN MONDE VERSUS NOUVEAU MONDE EN METHODE ELECTRIQUE – CAS D’ETUDE EN HYDROGEOPHYSIQUE EN INDONESIE

GUERIN R.¹, MOHAMAD F.², DUMONT M.¹, ALFADLI K.², NUGAGRAHA B.², MUHAMMAD A.S.³, FADILLAH A.³, DORFLIGER N.⁴, PLAGNES V.¹

¹ Sorbonne Université, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 75005 Paris, France, roger.guerin@sorbonne-universite.fr

² Faculty of Geology, Universitas Padjadjaran, Indonesia, febriwan@unpad.ac.id

³ Danone Aqua group, Department of Water Resources, Jakarta, Indonesia

⁴ Water Institute by Evian, Water Resources and Sustainability Division, Danone Waters, Evian-les-Bains, France

RESUME

Les méthodes électriques utilisées classiquement pour l’hydrogéologie apportent des informations et des incertitudes sur les couches aquifères et aquitardes. Les avantages et les limites des différentes techniques sont ici illustrées sur un cas d’étude en Indonésie.

Mots clés : sondage électrique, tomographie de résistivité électrique, profondeur d’investigation, extension latérale

OLD WORLD VERSUS NEW WORLD IN ELECTRICAL METHOD - HYDROGEOPHYSICS STUDY CASE IN INDONESIA

ABSTRACT

The electrical methods conventionally used for hydrogeology provide information and uncertainties on aquifers and aquitards. The advantages and limitations of the different techniques are illustrated here on a case study from Indonesia.

Key words: electrical sounding, electrical resistivity tomography, depth of investigation, lateral extension

INTRODUCTION

Dans le cadre d’une étude pluridisciplinaire pour l’alimentation en eau potable de l’île de Java en Indonésie, plusieurs campagnes de géophysique électrique ont été menées sur le flanc ouest d’un volcan andésitique. Ce volcan est majoritairement composé de l’empilement de coulées de laves (zone centrale), et de formation pyroclastiques aériennes et de lahars dans les zones externes (Selles et al. 2015). Cette stratification géologique ainsi que l’altération des roches silicatées induit une organisation spatialement et verticalement hétérogène des aquifères (Lachassagne et al. 2014). Cette étude présente l’analyse et la comparaison de plusieurs campagnes géophysiques ayant pour but de définir les géométries et extension des réservoirs aquifères. Pour ce faire, une première campagne a permis de couvrir l’ensemble du versant à l’aide de 100 sondages électriques (ES). La seconde campagne se focalise sur un secteur particulier marqué par l’émergence de sources artésiennes. Afin d’obtenir une meilleure résolution et cohérence spatiale, 12 tomographies de résistivités électriques (ERT) ont été utilisées.

MATERIEL ET METHODES

Les méthodes électriques sont bien adaptées à la recherche d’eau car les résistivités électriques imagées sont sensibles à la présence d’eau et d’argile. Les sondages électriques (ES) partent d’une hypothèse de sous-sol 1D. Les 100 ES réalisés couvrent une surface d’environ 41.5 km². Ils renseignent sur les variations à l’échelle régionale. Ces sondages électriques ont été réalisés avec le dispositif

Schlumberger avec des écartements AB allant de 3 à 600 m, et 3 embrayages. Les tomographies de résistivité électrique (ERT) 2D partent d'une hypothèse d'une géométrie 2D. Elles ont été acquises sur une surface plus restreinte (4.5 km²), en « roll-along » avec un dispositif Wenner-Schlumberger, 96 électrodes (64 électrodes pour les 2 acquisitions avec la moitié du dispositif déplacé lors du « roll-along ») avec 3 embrayages, et une distance inter-électrodes minimale de 10 m (avec des écartements AB allant de 30 à 520 m). Le nombre de mesures est de 25 par ES, et 1091 par ERT (soit 1884 pour le « roll-along »). Les embrayages sont traités manuellement pour les ES et automatiquement pour les ERT.

RESULTATS

A partir des 100 ES, des cartes de résistivité apparente pour des pseudo-profondeurs données (i.e. écartement entre les électrodes d'injections et de mesures), renseignent sur les variations qualitatives et régionales de la résistivité en fonction de la profondeur (Figure 1) : les cartes pour les écartements AB/2=6 m (125 m) donnent une information respectivement sur les 2.3 (48) premiers mètres.

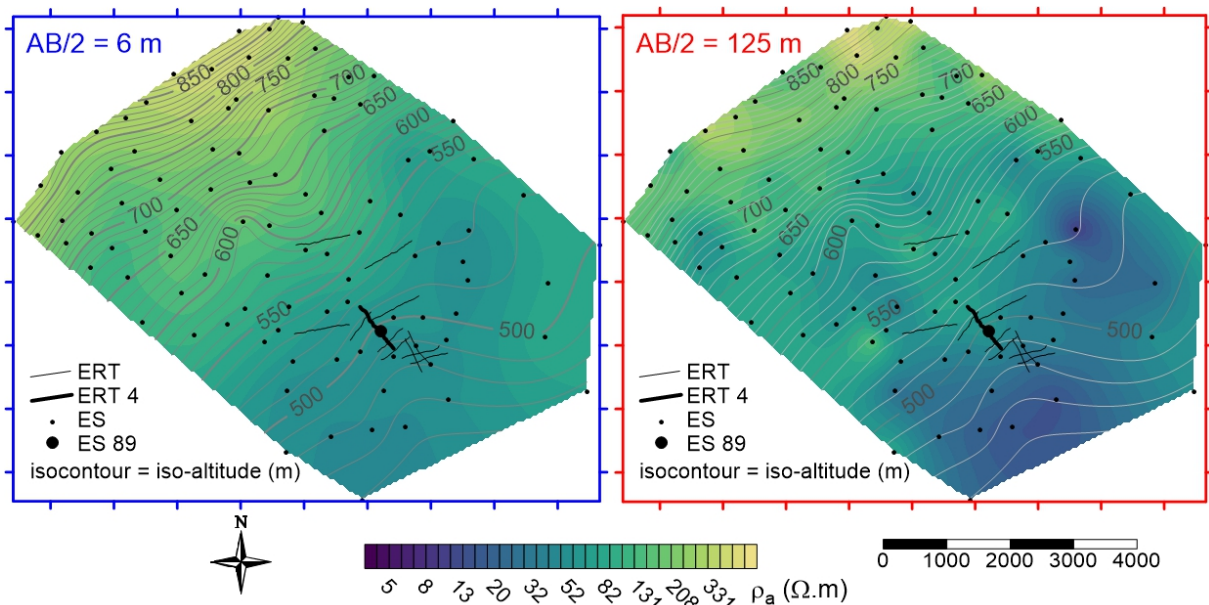


Figure 1 - Cartographies de résistivité apparente obtenues par krigeage des sondages électriques pour respectivement les écartements AB/2= 6 et 125 m. Les altitudes sont représentées par des isocontours gris clairs (10 m d'écartement)

Les cartes montrent une augmentation de la résistivité avec l'altitude, ainsi que des résistivités plus fortes en surface qu'en profondeur.

Les données du ES n°89, présentent (Figure 2) une ondulation caractéristique d'un sous-sol constitué de 4 couches (dans le cas d'une interprétation « simple » en minimum de couches), correspondant globalement/approximativement à une moyenne glissante de l'interprétation multi-couche (Zohdy 1989).

A partir de ces différentes interprétations, on peut déduire que la profondeur d'investigation correspond à la profondeur de la dernière couche atteinte, soit de 25 m avec le modèle « 4 terrains » et plus de 200 m avec le modèle multi-couche. Cette dernière valeur est cohérente avec la profondeur minimale d'une 5^{ème} couche qui se situerait sous le modèle « 4 terrains ».

Après une comparaison avec les forages disponibles dans le secteur, il ressort que les deux premières couches du modèle « 4 terrains » correspondent au sol plus altéré/humide en surface. Dessous, la 3^{ème} couche conductrice (résistivité de 28 Ω.m et épaisseur de 23.8 m) correspond à des lahars et autres produits détritiques altérés. Cet horizon constitue un toit hydrogéologique pour l'aquifère, i.e. la 4^{ème}

couche de résistivité 67 Ω.m, correspondant à des formations pyroclastiques et bréchiques faiblement altérées.

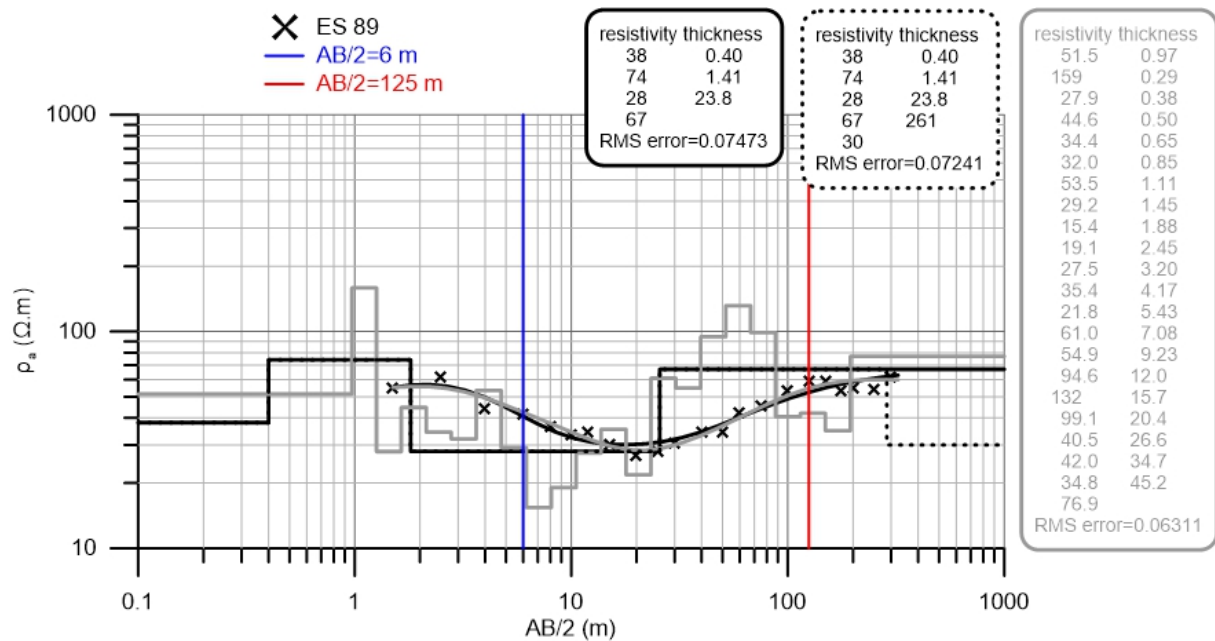


Figure 2 - Sondage électrique (ES) n°89 avec interprétations « simple » (à « 4 terrains » en trait plein et « 5 terrains » en pointillé) et en multi-couches

Les données de l'ERT n°4 (Figure 3) montrent globalement une structure tabulaire en 3 couches, dont la profondeur d'investigation (d'environ 100 m) est donnée de façon uniforme sur l'ensemble de la section géo-électrique en suivant les calculs proposés par Edwards (1977). Le sous-sol est composé par une partie superficielle résistante, environ 300 Ω.m, principalement présente sur les reliefs. Le sous-sol présente ensuite une couche conductrice (<20 Ω.m) d'environ 20-35 m d'épaisseur, avant un substratum plus résistant (150-300 Ω.m). L'imagerie produite par la tomographie diverge légèrement des résultats des ES. Les deux premières couches très fines (< 2 m d'épaisseur) ne sont pas visibles sur la section 2D. Dessous, la stratification d'un conducteur sur un résistant est cohérente pour les deux méthodes. On retrouve ainsi la même organisation verticale avec un aquifère captif recouvert d'un horizon argileux continu. On met également en évidence des horizons résistants sur les bourellets topographiques qui correspondent à des formations pyroclastiques aériennes.

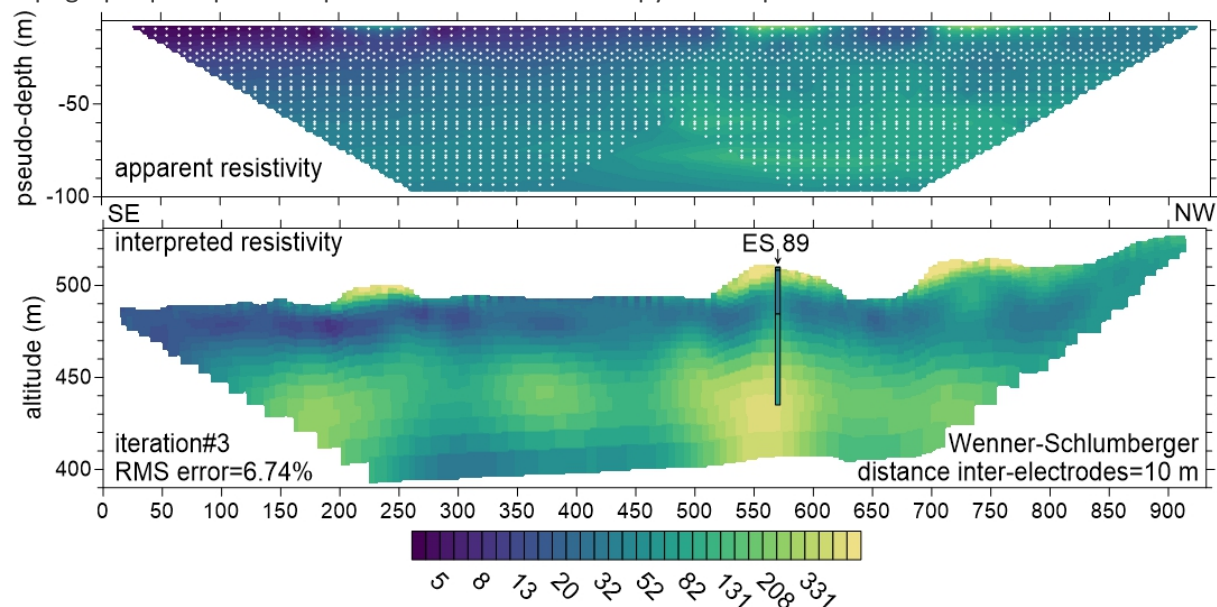


Figure 3 - Tomographie de résistivité électrique (ERT) n°4

DISCUSSIONS

Ces données illustrent la différence de résolution et de profondeur d'investigation des 2 techniques : (i) l'ERT ne permet pas de décrire la partie superficielle du sous-sol comme le ES, (ii) la profondeur maximale est calculée automatiquement avec l'ERT et expérimentalement avec le ES (les terrains conducteurs ont tendance à masquer les couches sous-jacentes).

Les variations latérales (morphologiques, géologiques) ne sont pas prises en compte dans les ES, et limitées à du 2D avec les ERT. Ces limites sembleraient importantes dans un environnement aussi complexe que les volcans andésitiques. Or, les deux méthodes imagent une structure tabulaire de 3 à 4 couches, avec seulement des ondulations-variations d'épaisseur pour les différentes couches détectées. La 1^{ère} couche imagée en surface par les ES n'est pas identifiée en ERT car elle est trop fine pour l'écartement inter-électrodes de 10 m (et donc la taille minimale de AB=30 m) en ERT.

L'imagerie géophysique a permis de définir la structuration du sous-sol. Les ES mettent en évidence la présence d'un sol recouvrant l'horizon argileux toit de l'aquifère captif émergent en bas du versant du volcan. De plus, la densité des ES permet de clairement définir l'extension latérale du toit de l'aquifère. L'ERT permet d'apporter des informations complémentaires en imageant précisément les variations latérales dans les secteurs d'émergence de l'aquifère captif. De plus il met en évidence la présence ponctuelle de formations aériennes sur les hauts topographiques.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le site d'étude bénéficie d'un grand nombre de données géophysiques, auxquelles s'ajoutent des données de forage, qui permettent la compréhension/description et la gestion des ressources en eau de la zone.

Ces deux mondes/époques des méthodes électriques sont complémentaires. Alors que le ES semble être une méthode désuète de nos jours, elle permet : (i) d'apporter une meilleure résolution verticale ponctuellement, ainsi que (ii) de couvrir des secteurs étendus afin d'apporter une estimation des variations régionales de la structure du sous-sol. L'ERT permet une description détaillée des hétérogénéités latérales (et notamment des variations au sein de l'aquifère).

Des évolutions sont apparues dernièrement avec les systèmes avec une connexion sans fil entre la partie d'injection de courant et la partie de mesure de la différence de potentiel, permettant des prospections 3D et de grandes profondeurs d'investigation. Cette nouvelle approche permet de combiner les avantages des ES et des ERT.

Remerciements

Ce projet a été réalisé dans le cadre d'une convention de collaboration entre Sorbonne Université (laboratoire METIS), Danone, Aqua et l'Universitas Padjajaran (UNPAD).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

EDWARDS L.S., 1977 – A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42 (5), 1020–1036.

LACHASSAGNE P., AUNAY B., FRISSANT N., GUILBERT M., MALARD A., 2014 – High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nova*, 26 (4), 307-321.

SELLES A., DEFFONTAINES B., HENDRAYANA H., VIOLETTE S., 2015 – The eastern flank of the Merapi volcano (Central Java, Indonesia): Architecture and implications of volcanoclastic deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 108, 33–47.

ZOHDY A.A., 1989 – A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54 (2), 245-253.

ACCOUSTIQUE PASSIVE : UN OUTIL DYNAMIQUE POUR SUIVRE LES VARIATIONS DE STRUCTURE DU SOL ?

LACOSTE M.¹, GIOT G.¹, SEGER M.¹, COUSIN I.¹

¹ INRAE, URSOLS, 45075, Orléans, France, marine.lacoste@inrae.fr

RESUME

La description de la dynamique de la structure des sols constitue un enjeu majeur, mais il existe peu d'outils non destructifs pour suivre cette dynamique in situ. Nous proposons donc de développer une méthode basée sur l'émissions spontanée d'ondes acoustiques par les sols lors de l'évolution de leur structure. Une étude de faisabilité a été menée en laboratoire pour explorer les liens entre la variation de porosité du sol et les émissions acoustiques lors de sa dessiccation. Les premiers résultats, prometteurs, montrent une corrélation entre la variation de porosité et le taux d'émissions acoustiques.

Mots clés : structure du sol, porosité, dessiccation, émissions acoustiques passives, tomographie à rayons-X

PASSIVE ACOUSTIC EMISSIONS: A DYNAMIC TOOL TO MONITOR SOIL STRUCTURE VARIATIONS?

ABSTRACT

The description of the soils structure dynamics constitutes a major issue. However, few tools are available to monitor this dynamic non-destructively and in situ. We therefore propose to develop a new method based on the analysis of acoustic emissions spontaneously emitted by soils during the evolution of their structure. A laboratory feasibility study was conducted to explore the links between variations in soil porosity and the acoustic emissions emitted during soil desiccation. The first results are promising, showing a correlation between porosity variations and acoustic emission rate.

Key words: soil structure, porosity, desiccation, passives acoustic emissions, X-ray tomography

INTRODUCTION

La structure des sols, i.e. l'organisation macroscopique des agrégats et des pores, conditionne le stockage et le transport d'eau et de gaz dans le sol, et détermine fortement l'environnement physico-chimique des organismes du sol (plantes, micro et macro-organismes). L'évolution de la structure peut être rapide sous l'action des pratiques agricoles (dégradation ou régénération par le travail du sol, choix des rotations culturales, etc.). La description et la modélisation de la dynamique de la structure du sol constitue donc un enjeu majeur dans le contexte actuel de changement climatique, au niveau scientifique, environnemental et agronomique. Il existe cependant peu de méthodes de suivi dynamique et non destructif de la structure des sols. Les méthodes courantes reposent sur le prélèvement d'échantillons, utilisés pour pratiquer des mesures simples (estimation de la masse volumique) à complexes (imagerie 3D à rayons-X pour analyser le réseau poral). Des techniques issues de la géophysique de subsurface ont aussi été évaluées pour décrire la structure du sol à l'échelle de l'horizon de sol. La résistivité électrique a été employée pour caractériser en conditions contrôlées et avec un dispositif miniaturisé la fissuration du sol en régime de dessiccation (Samouëlian *et al.*, 2004), ou la résilience de zones tassées *in situ* au cours d'une saison culturale (Besson *et al.*, 2013). La dépendance du signal électrique à de nombreuses caractéristiques pérennes (texture, teneur en éléments grossiers) et non pérennes (teneur en eau, température) (Samouëlian *et al.*, 2005) en rend cependant l'interprétation délicate en dehors de conditions expérimentales très contrôlées. Le signal électrique devrait désormais être analysé plutôt en terme de proxy général du fonctionnement du sol que pour décrire uniquement l'évolution de sa structure. Les méthodes sismiques ont aussi été

utilisées *in situ* pour déterminer la profondeur du sol (Coulouma *et al.*, 2012), mais n'ont pas été appliquées pour caractériser la structure du sol. L'utilisation des ondes acoustiques pour caractériser la dynamique de la structure du sol a été peu explorée. Dans le cas de l'acoustique passive, ce sont les émissions acoustiques (EA) émises spontanément par un matériau sous l'effet de son évolution qui sont mesurées. De nombreux cas d'utilisation sont décrits dans des disciplines autres que les Sciences du sol, e.g. en ingénierie civile pour étudier l'apparition de dommages dans des infrastructures (Shigeishi *et al.*, 2001) ou la modification des propriétés de matériaux sous la contraintes (Antonaci *et al.*, 2012). En géoscience, elles ont été utilisées pour contrôler la formation de micro-fractures dans la glace (Amitrano *et al.*, 2012), ou pour surveiller des mouvements de terrain (Dixon & Spriggs, 2007). Ces expérimentations ont été réalisées en laboratoire (Antonaci *et al.*, 2012), mais aussi parfois sur le terrain (Amitrano *et al.*, 2012). Nous proposons donc de développer une méthode reposant sur l'analyse d'ondes acoustiques émises spontanément par les sols lors de l'évolution de leur structure. Cette méthode novatrice permettrait de produire une information intégrée sur l'évolution de la structure, et ce de manière non-invasive et dynamique. Nous présentons ici les résultats d'une étude de faisabilité réalisé en laboratoire, permettant d'explorer les liens entre les variations de porosité du sol et les EA émises lors de la dessiccation d'un cylindre de sol.

MATERIEL ET METHODES

Sols et émissions acoustiques

L'acoustique peut être définie comme la génération, la transmission et la réception d'énergie sous la forme d'ondes vibratoires (Boyd & Varley, 2001). Les ondes acoustiques sont longitudinales (dans les gaz, liquides et solides ; ondes de compressions) ou transversales (dans les solides ; ondes de cisaillement), de haute fréquence (10-1 000 kHz), rapides (quelques millisecondes) et de petite amplitude. Leur énergie et leur fréquence dépendent fortement des processus qui les ont générés. Dans les sols, les EA sont générées lors de la libération brutale d'énergie, expliquée par différents types de processus (Michlmayr *et al.*, 2012) : frictions entre les agrégats lors de leur réarrangement, modifications des interfaces entre les faces gazeuse et liquide, fracturation du milieu... Dans un milieu complexe, il est probable que les EA soient dues à une combinaison de processus. La propagation des EA dans le sol dépend a priori de son module d'élasticité, de sa porosité et de son état hydrique.

Dispositif expérimental

Deux cylindres de sol non remanié (8 cm de diamètre et 5 cm de haut) ont été prélevés sur une parcelle agricole à proximité de Chartres (48.376° N, 1.196° E), dans l'horizon de surface d'un Luvisol dégradé (Référentiel pédologique, 2008) ayant 30 % d'argile, 60 % de limon et 9.5 g kg⁻¹ de carbone organique. Ces cylindres ont été soumis à une dessiccation à l'air libre (20°C pendant 9 jours). Un capteur piézoélectrique a été positionné sur chaque face des cylindres, en contact avec le sol, pour enregistrer les EA passivement émises par les sols (WSa - 100-1000 kHz Wideband AE Sensor, MISTRAS). Les capteurs sont reliés à un préamplificateur de 40 dB et à une centrale d'acquisition PCI2 (MISTRAS), permettant un enregistrement en continu. Des images 3D ont été acquises par tomographie à rayons-X (scanner médical Siemens Somatom Definition AS, plateforme CIRE, INRAE de Nouzilly ; énergie de 260 kV et courant de 140 mA) pour suivre l'évolution du réseau poral (six à sept images par cylindre, acquises quotidiennement jusqu'au quatrième jour de l'expérimentation, puis les septième et neuvième jours). Le dispositif expérimental a été placé dans un environnement calme pour éviter tout bruit parasite pendant l'enregistrement des EA, qui a été brièvement interrompu pendant l'acquisition des images, cette acquisition étant très rapide (de l'ordre de quelques dizaines de secondes).

Traitement des résultats

Les EA enregistrées ont été traitées avec le logiciel R (R Core Team, 2018). Les images 3D (résolution de 168 µm) ont été traitées de manière à caractériser le réseau poral, en estimant notamment la porosité et la densité de surface (une propriété importante pour comprendre les phénomènes d'échanges entre phase solide et phase aqueuse ou liquide). Les traitements ont été réalisés avec le

logiciel ImageJ (Schneider *et al.*, 2012) et la boîte à outils QuantIm (Helmholtz Centre for Environmental Research). Pour chaque cylindre les étapes de traitement sont les suivantes : alignement des images, sélection d'une zone d'analyse commune, transformation des voxels pour qu'ils soient isotropes, segmentation pour différencier la matrice de sol du réseau de pores (Houston *et al.*, 2013), caractérisation du réseau poral.

RESULTATS ET DISCUSSION

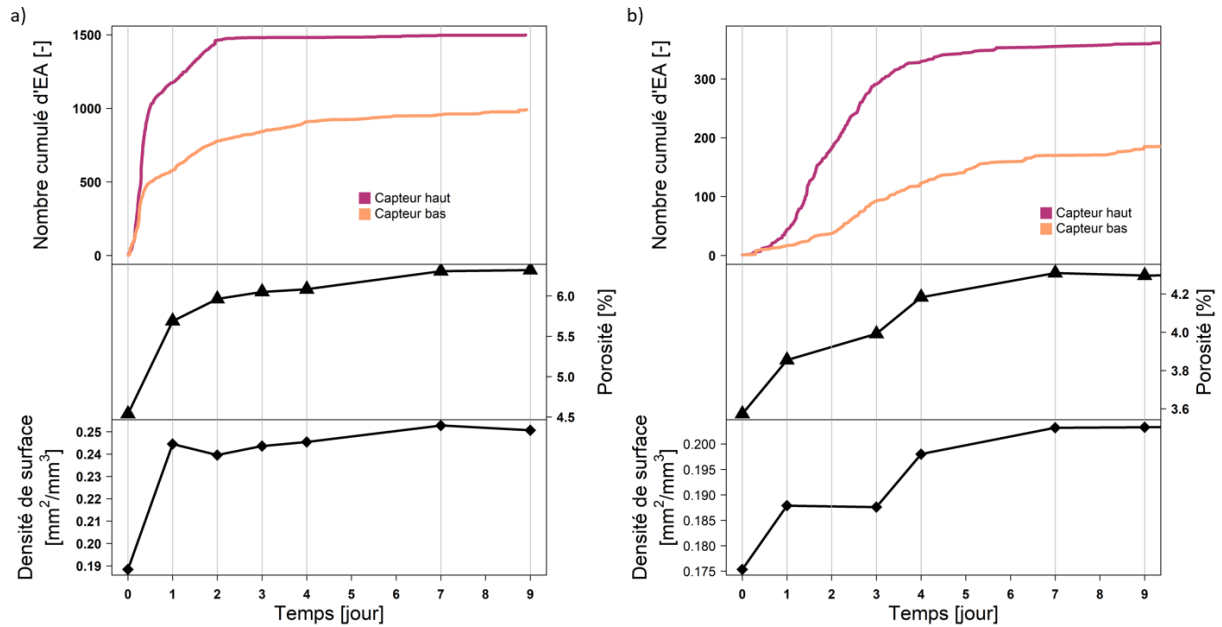


Fig. 1 – Emissions acoustiques et variation de la structure du sol (porosité et densité de surface) au cours du temps. a) Cylindre 1, b) Cylindre 2.

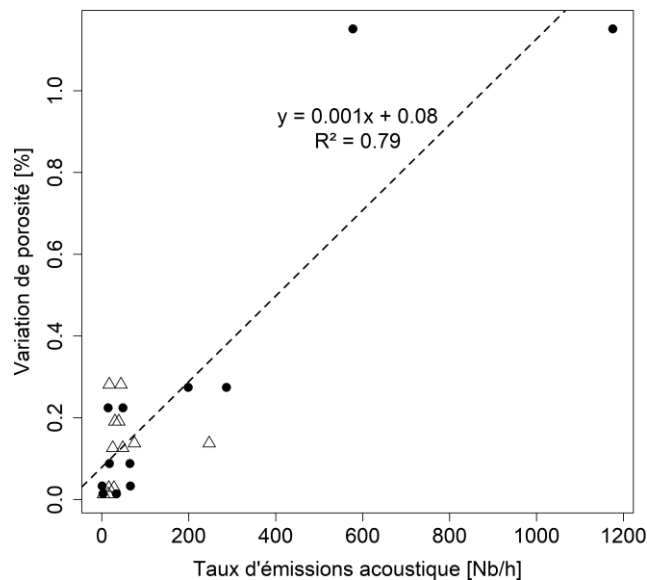


Fig. 2 – Relation entre le taux d'émissions acoustiques et la variation de porosité. Cercle noir : Cylindre 1, triangle blanc : Cylindre 2, Ligne pointillée : régression linéaire.

La structure des deux cylindres a évolué lors de la dessiccation : on observe une augmentation de la porosité (cylindre 1 : 1.78 %, cylindre 2 : 0.75%), et de la densité de surface (cylindre 1 : $0.063 \text{ mm}^2/\text{mm}^3$, cylindre 2 : $0.029 \text{ mm}^2/\text{mm}^3$). On peut penser que la structure du cylindre 1 a plus évolué car ce cylindre présentait une porosité plus forte en début d'expérimentation, et était donc plus

sensible à la dessiccation. Cette différence de porosité pour un même sol peut être due par exemple à des variations spatiales de densité du système racinaire. La dynamique des EA enregistrées pendant la dessiccation des échantillons est comparable pour les deux échantillons (Fig. 1) : les taux d'émissions sont maximaux en début d'expérimentation pour ensuite atteindre un plateau. Les variations de structure du sol suivent la même dynamique, que l'on considère la porosité ou la densité de surface. Des EA plus nombreuses sont enregistrées pour le cylindre 1, qui présente une variation de porosité plus importante que le cylindre 2. Les capteurs sur les faces supérieures des échantillons enregistrent plus d'EA. Si l'on analyse la relation entre les signaux enregistrés par les capteurs de surface (taux d'EA) et la porosité, on observe une relation linéaire (R^2 de 0.79, Fig. 2). Cette relation, bien qu'encourageante, ne repose néanmoins que sur les forts taux d'EA mesurés pour le Cylindre 1, concomitants à la relativement forte augmentation de porosité ; elle reste donc à consolider.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude de faisabilité donne des résultats très prometteurs quant à l'utilisation d'EA passives pour suivre la dynamique de la structure du sol. Pour aller plus loin, il est maintenant nécessaire : (i) de conduire l'expérimentation avec des échantillons supplémentaires, du même sol et d'autres types de sol (en considérant des variations de texture notamment), pour préciser la relation statistique entre le taux d'EA et l'évolution de la structure, (ii) de définir les conditions nécessaires pour effectuer une telle mesure *in situ*, et (iii) d'affiner le traitement du signal acoustique pour caractériser les EA produites lors de la dessiccation du sol. En effet, un objectif majeur de notre travail est de différencier, grâce aux EA, les différents facteurs responsables de l'évolution de la structure des sols (physiques et biologiques), en déterminant leur « signature acoustique ».

Remerciements

Nous remercions la Plateforme CIRE (UMR PRC, INRAE Centre Val-de-Loire), et particulièrement François Lecompte, pour son aide précieuse pour l'acquisition des images en tomographie à rayons-X.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMITRANO D., GRUBER S., GIRARD L., 2012** – Evidence of frost-cracking inferred from acoustic emissions in a high-alpine rock-wall. *Earth and Planetary Science Letters*, 341, 86-93.
- ANTONACI P., BOCCA P., MASERA D., 2012** – Fatigue crack propagation monitoring by Acoustic Emission signal analysis. *Engineering Fracture Mechanics*, 81, 26-32.
- BESSON A., SÉGER M., GIOT G., COUSIN I., 2013** – Identifying the characteristic scales of soil structural recovery after compaction from three in-field methods of monitoring. *Geoderma*, 204, 130-139.
- BOYD J.W.R., VARLEY J., 2001** – The uses of passive measurement of acoustic emissions from chemical engineering processes. *Chemical Engineering Science*, 56 (5), 1749-1767.
- COULOUMA G., SAMYN K., GRANDJEAN G., FOLLAIN S., LAGACHERIE P., 2012** – Combining seismic and electric methods for predicting bedrock depth along a Mediterranean soil toposequence. *Geoderma*, 170, 39-47.
- DIXON N., SPRIGGS M., 2007** – Quantification of slope displacement rates using acoustic emission monitoring. *Canadian Geotechnical Journal*, 44 (8), 966-976.
- HOUSTON A.N., OTTEN W., BAVEYE P.C., HAPCA S., 2013** – Adaptive-window indicator kriging: A thresholding method for computed tomography images of porous media. *Computers & Geosciences*, 54 (0), 239-248.
- MICHLMAYR G., COHEN D., OR D., 2012** – Sources and characteristics of acoustic emissions from mechanically stressed geologic granular media - A review. *Earth-Science Reviews*, 112 (3-4), 97-114.
- SAMOUËLIAN A., COUSIN I., TABBAGH A., BRUAND A., RICHARD G., 2005** – Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage Research*, 83 (2), 173-193.
- SAMOUËLIAN A., RICHARD G., COUSIN I., GUERIN R., BRUAND A., TABBAGH A., 2004** – Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European Journal of Soil Science*, 55 (4), 751-762.
- SCHNEIDER C.A., RASBAND W.S., ELICEIRI K.W., 2012** – NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, 9 (7), 671-675.
- SHIGEISHI M., COLOMBO S., BROUGHTON K.J., RUTLEDGE H., BATCHELOR A.J., FORDE M.C., 2001** – Acoustic emission to assess and monitor the integrity of bridges. *Construction and Building Materials*, 15 (1), 35-49.

POTENTIALITE DE L'APPLICATION DE L'ANALYSE MULTICANAUX DES ONDES DE SURFACE « AMOS » POUR LA CARACTERISATION GEOMETRIQUE D'ANCIENNES RAVINES : CAS D'ETUDE DU BASSIN VERSANT DE KAMECH, TUNISIE

AZAIEZ H.¹, COULOUMA G.², RTIMI R.¹, GABTNI H.¹

¹ Lab. Géoresources, CERTÉ, Technopôle de Borj Cedria, Tunisie, hajer.azaiez@certe.mesrs.tn

² LISAH, Univ Montpellier, INRAE, IRD, Institut Agro, F-34060 Montpellier, France guillaume.coulouma@inrae.fr

RESUME

La méthode sismique Analyse Multicanaux des Ondes de Surface (AMOS, MASW en anglais) est une méthode géophysique relativement récente qui a connu un essor et qui est maintenant utilisée pour explorer la proche surface en Géotechnique mais aussi en géologie, études environnementales etc. Nous avons appliqué cette méthode pour la caractérisation géométrique d'anciennes incisions ravinaires aujourd'hui partiellement comblées au sein d'un environnement de sols vertiques sujet à l'érosion en Tunisie (région de Kamech, Cap Bon). Nous avons essayé plusieurs configurations en variant les dispositifs de mesures et les paramètres d'acquisition et de traitement. Ceci nous a permis d'optimiser la méthodologie de mesure et de calculer des sections 2D de vitesse des ondes de surface à travers la ravine étudiée. La distribution de ces vitesses, correspondant aux différents dépôts et lithologies de subsurface, nous a permis de distinguer les anciennes limites d'extension et le remplissage des anciennes ravines.

Mots clés : sismique, ondes de surface, ravine, sol vertique

POTENTIALITY OF THE APPLICATION OF MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES « MASW » FOR THE GEOMETRIC CHARACTERIZATION OF ANCIENT INCISED GULLIES: CASE STUDY OF THE KAMECH WATERSHED, TUNISIA

ABSTRACT

Seismic Multichannel analysis of surface waves MASW is a relatively recent geophysical method that is now widely used to explore the near surface in geotechnical engineering, geology, environmental studies etc. We have applied MASW to characterize the geometry of ancient gullies affecting vertisols. This latter is located in Tunisia and is subject to erosion (Kamech, Cap Bon). We have applied several configurations by varying measurement devices as well as acquisition and treatment parameters. This allowed us to optimize the measurement methodology and calculate 2D sections of surface waves velocity across the studied gully. The distribution of velocity, corresponding to the different deposits and subsurface lithologies, allowed us to distinguish the previous incisions and the successive filling of the ancient gullies.

Key words: seismic, surface waves, gully, vertisol

INTRODUCTION

L'analyse multicanaux des ondes de surface (« MASW ») est une technique relativement récente (Park et al., 1999) et constitue un moyen technique rapide, peu coûteux et non invasif pour estimer les profils de vitesse des ondes de cisaillement au sein des sols et matériaux de sub-surface. Cette méthode est maintenant appliquée dans beaucoup de domaines : Géotechnique, Géologie, environnement etc. En comparaison aux données de sismique réfraction, elle permet de mieux appréhender les propriétés des matériaux sur les premières dizaines de mètres. En effet, en analysant les propriétés de dispersion de l'onde de Rayleigh, il est possible de réaliser des profils de vitesse Vs en 1D, 2D et en 3D.

La ravine étudiée est située dans le bassin versant de Kamech au Cap Bon en Tunisie. Ce bassin fait partie de l'observatoire OMERE instrumenté pour suivre sur le long terme les sols, les flux d'eau et de matières en relation avec les activités humaines (pratiques agricoles, aménagements). Le bassin de Kamech est affecté par les processus d'érosion. L'érosion ravinatoire est considérée comme une source importante de dégradation des sols cultivés, notamment en milieu semi-aride méditerranéen (De Vente et al., 2006). A travers l'histoire des incisions et des remplissages successifs de ces ravines, il est possible de quantifier l'intensité et la chronologie du ravinement sur de longues périodes (Dotterweich et al., 2013). Coulouma et al. (2018) ont utilisé la tomographie de résistivité électrique pour accéder aux géométries anciennes des ravines en caractérisant les zones de dépôts postérieurs à l'extension maximale de ces dernières, et pour pouvoir retracer l'histoire du remplissage des paléo-ravines. Cependant les auteurs ont été confrontés à un faible contraste des argilites encaissantes et les remplissages argileux de structure massive au sein des ravines. Dans la présente étude, la méthode MASW a été choisie parce qu'elle est moins sensible à l'humidité du sol et pourrait mieux préciser les limites des incisions ravinaires et des séquences successives de dépôt dans le contexte des sols vertiques de Kamech.

MATERIEL ET METHODES

Les mesures MASW ont été effectuées avec un sismographe de type Geode de *Geometrics* (24 canaux) en utilisant des géophones de fréquence 4.5 Hz. L'acquisition MASW, au niveau de la ravine, a été effectuée selon 4 profils. Trois profils de 46 m positionnés respectivement à l'amont, à l'aval et au milieu de la ravine. Chacun des profils a été mesuré avec une distance inter-géophones de 1 m.

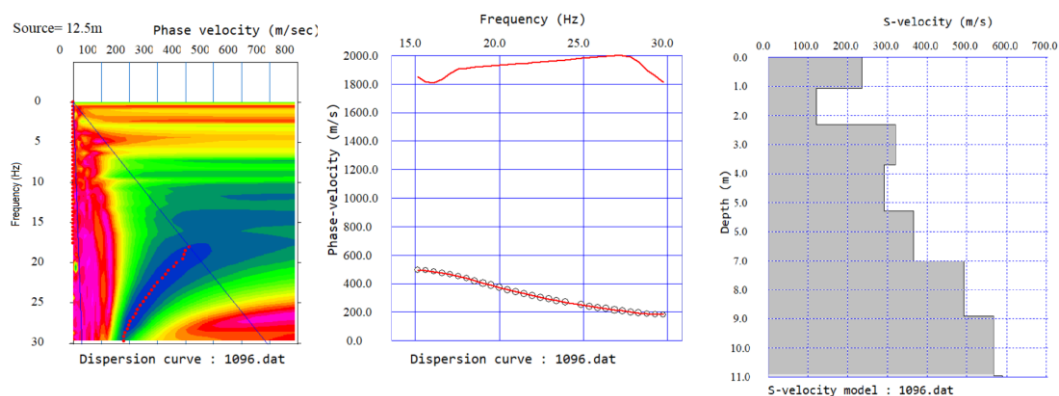


Fig. 1 - Exemple de l'analyse des enregistrements MASW 1D du profil détaillé au niveau de la ravine étudiée (bassin de Kamech, Cap-Bon Tunisie)

Nous avons fait différents essais d'acquisition pour obtenir les courbes de dispersion les mieux exploitables. Chaque acquisition de profil a comporté 5 enregistrements MASW en 1D moyennant une translation du dispositif de 11.5 m à chaque enregistrement. Un profil plus détaillé, de 9 m de longueur avec un espacement inter-géophones de 0.5 m, a été réalisé au milieu de la ravine afin d'obtenir une résolution optimale au niveau des premiers mètres investigués. Ce dernier profil a comporté 10 enregistrements MASW en 1D en translatant le dispositif de 1 m à chaque fois. Pour chaque profil 2D réalisé, le traitement des données MASW comporte, en premier lieu, la construction des courbes de dispersion puis l'inversion de ces courbes afin de déterminer le profil de vitesse V_s en 1D de chaque enregistrement (Park et al., 1999) (Fig.1). Les sections de vitesse en 2D produites illustrent la compilation des différents enregistrements MASW inversés. Le traitement de données et l'inversion ont été réalisés moyennant les deux modules de *Seisimager* surface wave et wave eq. Des validations pédologiques ont été réalisées sur les ravines étudiées avec une description morphologique et des analyses physico-chimiques.

RESULTATS ET DISCUSSION

Au niveau des sections obtenues, on remarque une variation des vitesses surtout pour les 7 premiers mètres. Les valeurs de vitesses enregistrées sont conformes à ce qu'on pourrait retrouver dans ce type de contexte (Fig.2 et 3). La section située au centre de la ravine (Fig.2) a montré une variation de vitesse entre 160 m/s et 640 m/s. Elle montre clairement, au niveau de l'axe de la ravine, une zone à faibles vitesses (de l'ordre de 260m/s) qui atteint 3m de profondeur. Au niveau des deux bordures Est et Ouest, nous distinguons les limites des dépôts récents avec un empilement subhorizontal des courbes de vitesse. Plus en profondeur les courbes de vitesse dessinent la forme d'un V plus large qu'en surface et qu'on peut voir jusqu'à la limite inférieure de la section. Cette géométrie est retrouvée sur les autres sections mesurées. Dans la partie aval de la ravine, les valeurs de vitesse sont légèrement supérieures par rapport à la section 1 (entre 200 m/s et 760 m/s). Les vitesses les plus faibles se localisent aussi au niveau de l'axe de la ravine. La section située à l'amont de la ravine révèle quant à elle des vitesses entre 180 m/s et 740 m/s.

En joignant les courbes des plus faibles valeurs de vitesse sur les différentes sections 2D, nous pouvons suivre clairement le tracé de l'axe de la ravine. La comparaison entre les sections de vitesses pour les plus grandes profondeurs permet d'attribuer les changements de vitesse à l'ancienne incision et à des variations de structure dans les argilites.

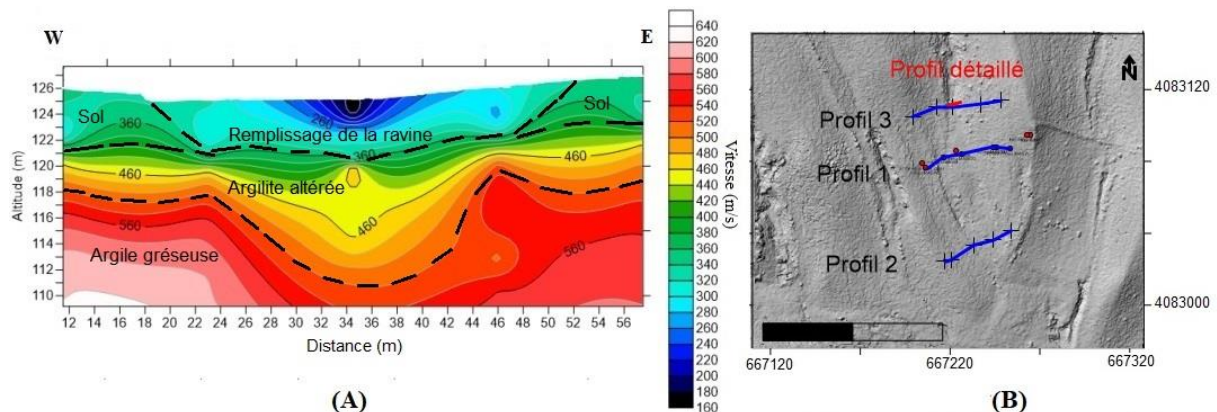


Fig.2- Section de vitesse du profil 1 montrant les interfaces entre les couches lithologiques (A) avec position des profils MASW mesurés dans la ravine(B)

La section MASW 2D détaillée (Fig.3) a permis de mieux voir en détail la géométrie de l'incision ravinatoire superficielle. Au niveau de l'axe actuel de la ravine, nous observons une zone de faible vitesse plus étroite et plus profonde (jusqu'à 10m). A partir de ces résultats calibrés par l'observation des fosses pédologiques effectuées le long de la ravine, un modèle lithologique imageant la forme de cette dernière a été proposé. La lithologie de subsurface est constituée (de la profondeur vers la surface) de quatre couches bien distinctes :

- Une première couche qui présente le substratum et correspond à des argiles gréseuses compactes de plus de 15 mètres d'épaisseur. Cette couche présente, dans l'axe de la ravine des vitesses plus faible ce qui laisse penser qu'elle est affectée par une faille qui serait la cause de la mise en place de la ravine à cet endroit.
- Une deuxième couche très irrégulière qui correspond probablement aux argilites fracturées très altérées probablement à l'origine de la position de la ravine. Cette couche irrégulière atteint 3 mètres d'épaisseur.
- Une troisième couche qui caractérise la partie superficielle du bassin de Kamech correspondant au vertisol et sols vertiques. Elle est d'épaisseur variant entre 2.5 et 4.5 mètres seulement aux bordures des profils (Fig.2).
- Une quatrième couche située au centre de la ravine de 1 à 3 mètres d'épaisseur constituée par le remplissage des anciennes incisions par des dépôts argileux à structure massive.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce travail rentre dans le cadre de la mise en place d'une approche méthodologique pour la caractérisation géophysique des ravines. Une première application a permis d'évaluer les potentialités de la méthode sismique MASW pour déterminer les incisions initiales d'une ancienne ravine de Kamech (Cap Bon, Tunisie). Le résultat probant est la correspondance des résultats obtenus avec les mesures effectuées précédemment au moyen de la tomographie électrique et des observations pédologiques. La technique MASW étant moins sensible à l'humidité dans le sous-sol que la méthode électrique, elle pourrait offrir un complément plus fiable et avec une meilleure résolution pour dégager la géométrie des incisions en profondeur et caractériser le système ravinaire dans le cas des sols vertiques comme celui de Kamech. D'autres campagnes d'acquisition sont programmées pour tester d'autres configurations et proposer la méthodologie la plus adéquate dans ce cas d'étude.

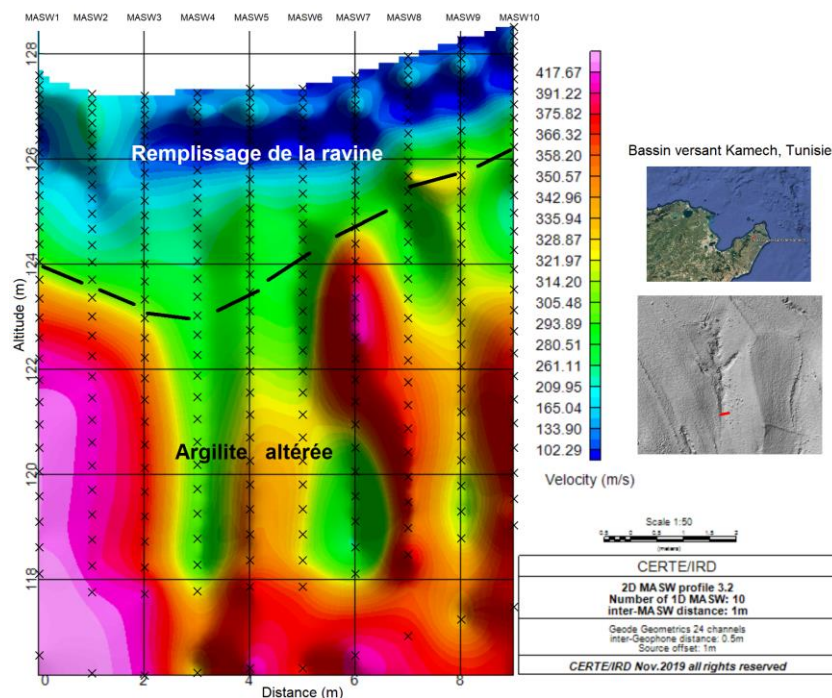


Fig. 3 - Exemple d'un profil MASW en 2D (profil détaillé) avec un espacement inter-géophone de 0.5 m comportant 10 enregistrements MASW en 1D (bassin de Kamech, Cap-Bon Tunisie)

Remerciements

Ce travail de recherche a été effectué grâce à la collaboration entre le Laboratoire Mixte International NAILA, l'IRD, le LISAH (France) et le Laboratoire de Géoressources, CERTE (Tunisie).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

COULOUMA G., RACLOT D., HAMDI R., 2018 - Reconstitution historique de la géométrie d'une ravine au Cap Bon (Tunisie), tentative d'utilisation de la tomographie de résistivité en milieux argileux. 11ème Colloque GEOFCAN 20 et 21 novembre 2018, Antony, 1-4.

DE VENTE J., POESEN J., BAZZOPI P., VAN ROMPAEY A., VERTAETEN G., 2006- Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 1017-1034.

DOTTERWEICH M., STANKOVIANSKY M., MINÁR J., KOCO S., PAPČO P., 2013 - Human induced soil erosion and gully system development in the Late Holocene and future perspectives on landscape evolution: The Myjava Hill Land, Slovakia. *Geomorph.*, 201 :227-241

PARK C.B., MILLER R.D. and XIA J. 1999 – Multichannel analysis of surface waves: *Geophysics*, v.64, n.3, pp. 800-808.

COMPARAISON ENTRE METHODES DE REGULARISATION CLASSIQUES ET GEOSTATISTIQUES POUR L'IMAGERIE ERT ENTRE FORAGES

KAUFMANN O.¹, TSAKIRMPALOGLOU K.²

¹Université de Mons, Faculté Polytechnique, Géologie Fondamentale et Appliquée, Mons, olivier.kaufmann@umons.ac.be

²Université de Mons, Faculté Polytechnique, Géologie Fondamentale et Appliquée, Mons, konstantinos.tsakirmpaloglou@umons.ac.be

RESUME

L'imagerie ERT entre forage est une méthode d'imagerie et de suivi temporel qui présente de nombreuses applications. Dans les milieux stratifiés peu déformés, la régularisation géostatistique est réputée conduire à des résultats géologiquement plus réalistes que les approches basées sur des contraintes de lissage classiques avec anisotropie. A l'aide d'inversions menées sur un cas synthétique nous avons examiné l'impact de différentes régularisations sur le modèle reconstruit.

Mots clés : tomographie électrique, imagerie entre forages, régularisation, géostatistique

COMPARAISON OF CLASSICAL AND GEOSTATISTICAL REGULARISATION METHODS FOR CROSS-HOLE ERT IMAGING

ABSTRACT

ERT imaging between boreholes is a method of imaging and monitoring that has many applications. In stratified environments with little deformation, geostatistical regularisation is reputed to lead to geologically more realistic results than approaches based on classical smoothing constraints with anisotropy. Using inversions carried out on a synthetic case, we examined the impact of different regularisations on the recovered model.

Key words: ERT, cross-hole imaging, regularization, geostatistics

INTRODUCTION

La tomographie en résistivité électrique entre forages est une méthode d'imagerie et de monitoring qui présente de nombreuses applications en géophysique de proche surface et en hydrogéophysique. Les méthodes d'inversion les plus couramment utilisées pour ce type d'imagerie sont basées sur une formulation du problème inverse comme un problème d'optimisation (voir par exemple Tarantola & Valette, 1982). Le problème s'exprime alors comme la minimisation d'une fonctionnelle comportant deux termes :

$$\phi = \phi_d + \lambda \phi_m \quad (1)$$

Le premier terme exprime dans quelle mesure la réponse du modèle reconstruit correspond aux données observées. Le second terme, appelé terme de régularisation a pour effet de stabiliser la résolution en assurant l'unicité de la solution du problème de minimisation. Du point de vue de l'information, la régularisation complète l'information fournie par les données. Les informations complémentaires sont soit tirées de connaissances a priori, soit issues d'attentes relatives aux structures recherchées.

Le second terme de l'équation (1) est composé d'un paramètre de compromis entre la minimisation des résidus et de la complexité du modèle que multiplie une fonctionnelle sur le modèle. Pour la résolution de problèmes pratiques, il est souvent raisonnable d'écrire le seconde terme comme le carré de la norme L2 d'un produit d'une matrice de contraintes et de la différence entre le modèle courant m et un modèle de référence m₀ (voir équation 2).

$$\phi_m = \left\| C(m - m_0) \right\|_2^2 \quad (2)$$

La matrice C , appelée matrice des contraintes permet d'exprimer les caractéristiques recherchées du modèle (par exemple favoriser des modèles lisses comme proposé par de Groot-Hedlin & Constable, 1990). La matrice $C^T C$ peut s'interpréter comme l'inverse de la matrice de covariance du modèle *a priori*. Si des schémas de lissage sont utilisés, la matrice de contraintes contient soit une approximation par différence finie d'un opérateur de gradient de premier ou de second ordre. Contrairement aux contraintes de régularisation classiques qui ne sont définies qu'entre une cellule et les cellules adjacentes, les opérateurs géostatistiques incluent un voisinage plus large autour d'une cellule particulière. Dans les milieux stratifiés peu déformés, la régularisation géostatistique est réputée conduire à des résultats géologiquement plus réalistes que les approches basées sur des contraintes de lissage classiques avec anisotropie (cf. Jordi et al. (2018)).

Nous nous sommes intéressé à l'effet des contraintes de lissage dans l'imagerie par tomographie électrique entre forages en simulant une situation couramment rencontrée dans les problèmes pratiques impliquant la proche surface, à savoir celui d'une couverture sédimentaire meuble à stratification subhorizontale surmontant un socle sédimentaire peu déformé à l'échelle considérée mais présentant une stratification en discordance avec la couverture.

DEFINITION D'UN CAS SYNTHETIQUE ET SIMULATION

Afin d'étudier l'effet des contraintes de lissage sur les résultats nous avons défini un cas synthétique une géométrie d'acquisition et une séquence de mesure. Nous avons ensuite simulé les résistivités apparentes correspondant à ces conditions.

Le cas synthétique considéré est un cas 2.5D où l'on a distingué trois couches au sein desquelles les résistivités varient aléatoirement. Les distributions utilisées pour affecter des résistivités à chacune des cellules du maillage utilisé pour la simulation varient selon la couche considérée. La première couche juste sous la surface est peu épaisse et présente une résistivité moyenne plus élevée que les deux couches sous-jacentes. Une approche géostatistique a été utilisée pour engendrer les résistivités au sein de la deuxième et la troisième couche. Dans la seconde couche, les longueurs de corrélation sont plus grande selon la direction horizontale que dans la direction verticale. Le contact avec la troisième couche présente une pente de l'ordre de 5°. Dans la troisième couche, les axes de l'ellipse de corrélation sont inclinés de sorte à représenter un milieu stratifié présentant un pendage de 30°. Le modèle de résistivité obtenu pour définir ce cas synthétique est reproduit à la figure 1 (gauche).

Pour la géométrie d'acquisition, nous avons considéré le cas de quatre forages alignés distants de 3m et profonds d'environ 6m. Dans chacun d'eux, six électrodes distantes de 1m sont installées. Nous avons ensuite défini des séquences de quadripôles impliquant les électrodes d'un même forage (dispositifs AMNB et ABMN) ou deux forages consécutifs (dispositifs AM-BN, AB-MN).

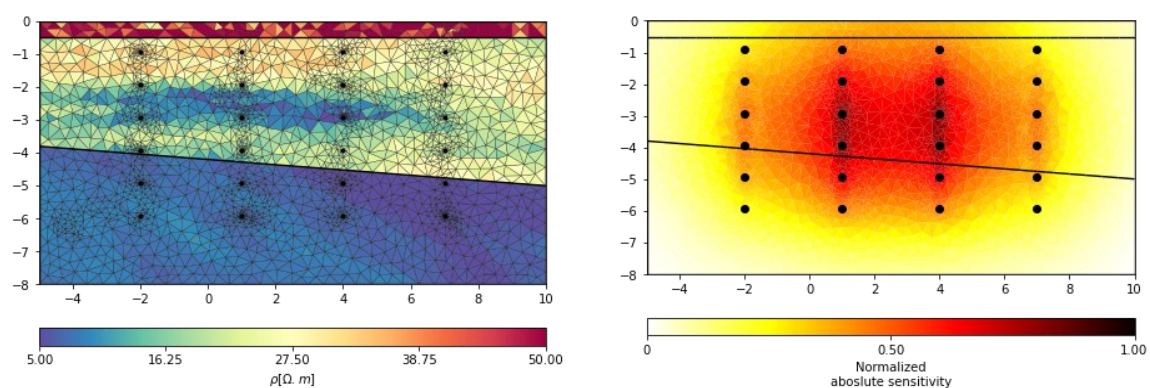


Fig. 1 -A gauche, modèle synthétique sur lequel les résistivités apparentes sont simulées, à droite sensibilités normalisées cumulées.

La simulation a été menée à l'aide de la bibliothèque open-source pygimli Rücker et al., 2017. Lors de cette étape, les résistivités apparentes ont été entachées d'un bruit gaussien et filtrées pour éliminer les valeurs négatives. Au terme de cette étape, 969 valeurs de résistivités apparentes ont été retenues. La figure 1 (à droite) montre la sensibilité cumulée des dispositifs de mesure employés.

RESULTATS ET DISCUSSION

Comme la simulation, les inversions ont été menées à l'aide de la bibliothèque open-source pygimli Rücker et al., 2017. Les figures 2 et 3 présentent les modèles reconstruits pour différents choix de contraintes.

Le premier cas (voir figure 2, à gauche) est celui des contraintes lissage classiques isotropes. On constate que la géométrie de la couche superficielle est mal restituée au contraire du contact entre la seconde et troisième couche. A sein de la seconde couche il est possible de distinguer la succession verticale de trois niveaux sub-horizontaux respectivement résistif, conducteur et résistif.

Dans le deuxième cas (voir figure 2, à droite) des contraintes lissage classiques anisotropes favorisant des évolutions lisses dans la direction horizontale ont été utilisées. En effet, on peut s'attendre à une plus grande continuité des propriétés des sédiments dans la direction horizontale que selon la verticale dans le cas considéré. Comme attendu, les résistivités reconstruites évoluent de façon moins lisse selon la verticale que dans le cas précédent. Les valeurs de résistivité dans la première couche sont mieux reconstruites. De même les contacts entre couches sont mieux marqués. A sein de la seconde couche, l'épaisseur du niveau conducteur semble mieux restituée. Néanmoins, le modèle reconstruit n'est pas très proche du contexte géologique modélisé.

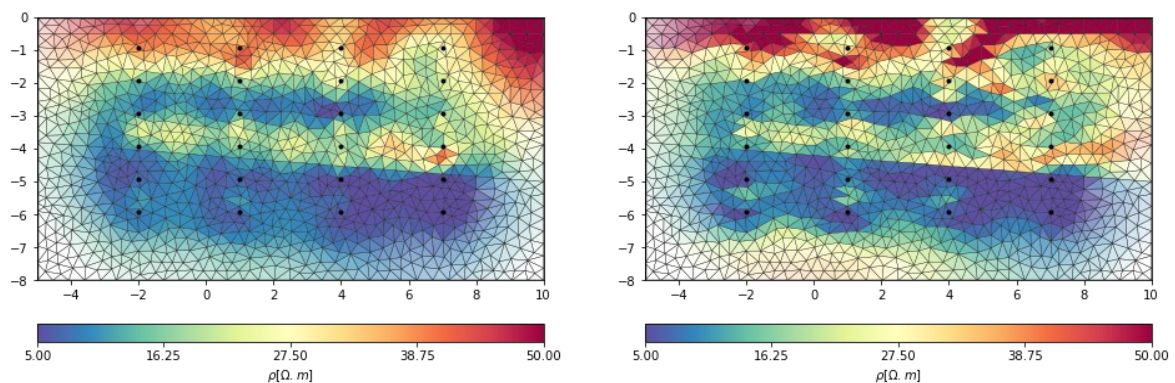


Fig. 2 -A gauche, modèle reconstruit avec des contraintes de lissage isotropes, à droite modèle reconstruit avec des contraintes de lissage anisotropes.

L'introduction de contraintes géostatistiques permet d'exprimer de façon plus riche des contraintes entre cellules du maillage. Pour espérer améliorer le résultat de l'inversion, il faut bien entendu que cette expression des contraintes soit cohérente avec la réalité du site à imager.

Dans le cas de la figure 3, à gauche, une contrainte géostatistique caractérisée par des longueurs de corrélation analogue à celles utilisées pour créer la deuxième couche du modèle synthétique a été utilisée. On observe une amélioration sensible de la reconstruction dans cette couche. Par contre, dans la troisième couche la reconstruction conduit à dégager une structure horizontale évoquant une strate plus résistive que ses voisines, ce qui est en contradiction avec la structure de la troisième couche que nous avons introduite dans le modèle synthétique. Ceci découle évidemment du choix d'une même contrainte géostatistique pour l'ensemble du maillage. Il faut aussi noter que, comme dans les deux cas précédents, la position des interfaces entre les couches n'est pas considérée a priori.

La partie droite de la figure 3, présente le résultat de l'inversion lorsqu'on introduit des contraintes géostatistiques différentes pour chacune des couches. Ici aussi les caractéristiques analogues à celles

utilisées pour construire le cas synthétique ont été utilisées. Dans ce dernier cas, l'information supplémentaire introduite par le biais des contraintes conduit à un résultat d'inversion assez proche du contexte géologique modélisé au travers du cas synthétique.

Notons que dans le cas où plusieurs régions du maillage sont caractérisées par des matrices de variances-covariances distinctes, il est également nécessaire de délimiter explicitement ces régions, ce qui, comme nous l'avons souligné plus haut, n'était pas le cas dans les inversions précédentes.

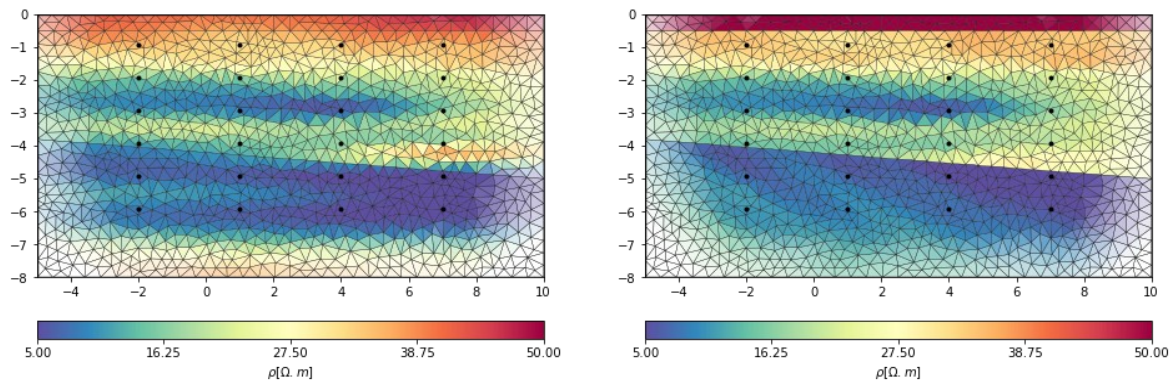


Fig. 3 – A gauche, modèle reconstruit avec des contraintes de lissage géostatistiques uniformes sur le maillage, à droite modèle reconstruit avec des contraintes de lissage géostatistiques définies par régions.

Dans des cas réels, il faudra généralement s'appuyer sur des informations externes pour exprimer les contraintes géostatistiques et délimiter les régions partageant les mêmes structures. Des limites sub-horizontales entre milieux de résistivités contrastées, comme celles présentées dans le cas synthétique, sont couramment rencontrées en sub-surface (par ex : alluvions ou colluvions sur un substratum rocheux). Dans le cas d'une imagerie entre forages, les forages offrent la possibilité de reconnaître les contacts entre ces milieux. La position des frontières entre régions du modèle peut ainsi être approchée par interpolation.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les simulations présentées plus haut illustrent l'impact du choix des contraintes de lissage introduites dans le terme de régularisation de la fonction objectif, en particulier dans le cas d'acquisitions entre forages. Les résultats proposés ne concernent qu'une simulation. Parmi les développements envisageables à la suite de ces résultats, on peut bien sûr considérer des cas synthétiques différents. Une autre perspective de travail est l'étude des résultats d'inversion avec contraintes de lissage géostatistiques lorsque l'on connaît mal les modèles de covariance à considérer pour formuler les contraintes. On peut aussi investiguer le cas où l'on considère que les frontières entre régions où des modèles de covariances différents s'appliquent ne sont pas bien connues.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

de GROOT-HEDLIN, C., CONSTABLE S., 1990 – Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613-1624.

JORDI C., DOETSCH J., GÜNTHER T., SCHMELZBACH C., ROBERTSSON J. O. A., 2018 – Geostatistical regularization operators for geophysical inverse problems on irregular meshes, *Geophysical Journal International*, 213(2), 1374-1386.

RÜCKER C., GÜNTHER T., WAGNER F.M., 2017 – pyGIMLI: An open-source library for modelling and inversion in geophysics, *Computers and Geosciences*, 109, 106-123.

EXTRACTION DE LA COMPOSANTE STABLE DE PROSPECTIONS ELECTRIQUES DE SOLS ET CONSEQUENCE SUR LA CARTOGRAPHIE DE LEURS EPAISSEURS

Bourennane, H., Pasquier, C., Cousin, I.
INRAE, URSOLS, 45075, Orléans, France. hocine.bourennane@inrae.fr,
catherine.pasquier.orleans@inrae.fr, isabelle.cousin@inrae.fr

RESUME

Dans cette étude, nous présentons une application de l'approche géostatistique de cokrigage factoriel automatique (AFACK) pour capturer la partie stable de mesures spatio-temporelles d'un signal. Nous montrons que les estimations spatiales d'une propriété pérenne du sol sont mieux réalisées en intégrant, dans un algorithme d'estimation multivariée (cokrigage colocalisé), la partie d'une covariable qui reste stable dans le temps entre deux acquisitions au lieu d'utiliser les acquisitions individuellement.

Mots clés : Cokrigage factoriel automatique (AFACK); Propriété pérenne du sol; Stabilité temporelle; Filtrage géostatistique; Structure indésirable

EXTRACTION OF THE STABLE COMPONENT OF ELECTRICAL PROSPECTIONS OF SOILS AND THE CONSEQUENCE ON THE MAPPING OF THEIR THICKNESSES

ABSTRAT

In this study, the focus has been on presenting a geostatistical approach called automatic factorial cokriging (AFACK) which allows capturing the stable part between the spatio-temporal measurements of a signal. In addition, this study aimed to emphasize that the spatial estimates of a static soil property pattern is well achieved by integrating, in a multivariate estimation algorithm (collocated cokriging), the stable part over the time of a covariate instead of its single acquisitions.

Keywords: Automatic Factorial Cokriging (AFACK); Static soil pattern; Temporal stability; Geostatistical filtering; Undesirable structure

INTRODUCTION

Les sols d'une parcelle agricole peuvent présenter une forte hétérogénéité spatiale, en lien avec la variabilité de l'épaisseur du sol ou celle des propriétés de chaque couche de sol. La connaissance de cette hétérogénéité est fondamentale pour l'agriculteur qui peut ajuster ses pratiques agricoles en connaissance de cause. Les prospections géophysiques spatialisées permettent de capter cette hétérogénéité mais, le signal étant sensible à de nombreux facteurs (ex. la température du sol et sa teneur en eau), il reste délicat de les interpréter en termes d'une caractéristique de sol telle que son épaisseur. Cette étude a ainsi pour objectif de présenter une approche géostatistique permettant de capturer la partie stable ou encore la composante continue entre deux prospections géophysiques par résistivité électrique réalisées à deux dates différentes sur les sols d'une même parcelle, afin d'en déduire une propriété permanente du sol, son épaisseur.

MATERIEL ET METHODES

Site et donnés

Le site d'étude est situé en Beauce (France). Il s'agit d'une jachère de 2 ha. L'épaisseur du sol (ST) a été mesurée à partir de 33 sondages à la tarière. Des prospections électriques ont été réalisées à plusieurs dates à l'aide d'un dispositif (MuCEP : Panissod et al., 1997) qui permet de mesurer la résistivité électrique pour trois profondeurs d'investigation différentes (avec des espacements inter-

électrodes de 0,5 m, 1 m et 2 m). Les profils de résistivité, espacés de 2 mètres, représentent un ensemble de données d'environ 52000 points de mesure par profondeur d'investigation. Dans ce travail, nous nous sommes concentrés uniquement sur les mesures de résistivité électrique de la deuxième profondeur d'investigation car plusieurs travaux (ex., Besson et al., 2010) réalisés sur le site d'étude ont montré que l'épaisseur maximale du sol est de l'ordre du mètre. Ces mesures ont été enregistrées en avril, juin et août, elles sont référencées respectivement dans la suite Z_{avril} , Z_{juin} et $Z_{\text{août}}$.

Cokrigage factoriel automatique (AFACK)

Le krigeage factoriel est une technique de filtrage basée sur le variogramme où la variable spatiale étudiée est modélisée par une fonction aléatoire, $Z(\mathbf{x})$, qui est décomposée en facteurs spatialement indépendants (Matheron, 1982).

Si la partie bruit d'un ensemble de données est considérée comme indépendante de la partie signal complémentaire, le krigeage factoriel, en estimant $S_{\text{SIGNAL}}(\mathbf{x})$, permet de filtrer la composante bruyante d'un ensemble de données : $Z(\mathbf{x}) = S_{\text{SIGNAL}}(\mathbf{x}) + S_{\text{Noise}}(\mathbf{x})$.

Le cokrigage factoriel étend cette approche à plusieurs variables. Dans le cas particulier de deux levés électriques à deux dates différentes sur la même parcelle, le cokrigage factoriel est conçu pour extraire la partie commune entre les deux ensembles de données et les résidus spatialement indépendants : $Z_1(\mathbf{x}) = S(\mathbf{x}) + R_1(\mathbf{x})$ et $Z_2(\mathbf{x}) = S(\mathbf{x}) + R_2(\mathbf{x})$ où $S(\mathbf{x})$ est la partie commune et $R_1(\mathbf{x})$ et $R_2(\mathbf{x})$ les résidus spatialement indépendants.

Coléou (2002) a introduit une technique de cokrigage factoriel automatique (AFACK), en calculant des variogrammes expérimentaux simples $\gamma_1(\mathbf{h})$ et $\gamma_2(\mathbf{h})$ et le variogramme croisé $\gamma_{12}(\mathbf{h})$. Il est alors possible d'inférer les structures résiduelles $\gamma_{r_1}(\mathbf{h})$ et $\gamma_{r_2}(\mathbf{h})$ par simples soustractions. Enfin, un cokrigage factoriel est réalisé à l'aide de ces variogrammes expérimentaux pour décomposer les données d'entrée, par exemple à partir de deux acquisitions sur le même objet, en une partie commune et deux parties résiduelles.

Méthode de cartographie de l'épaisseur du sol

L'épaisseur du sol est estimée par cokrigage colocalisé (CC) (ex., Xu et al., 1992) à partir des mesures éparées d'épaisseur du sol et du signal stable obtenu par AFACK $S(\mathbf{x})$ comme covariable. CC est également utilisé avec deux autres covariables issues des mesures exhaustives brutes de résistivité électrique $Z_1(\mathbf{x})$ et $Z_2(\mathbf{x})$ en comparaison.

Procédure de validation

La procédure de validation comprend deux aspects différents. Le premier aspect se concentre sur l'évaluation de la capacité d'AFACK à reproduire un signal initial délibérément corrompu par deux bruits différents. Le second aspect de la validation a consisté à reproduire le traitement avec une troisième prospection électrique et vérifier ainsi l'hypothèse que la cartographie d'une propriété permanente utilisant toute partie commune de deux prospections électriques conduirait à une même carte de l'épaisseur du sol.

RESULTATS ET DISCUSSION

Test de l'approche AFACK

Pour tester la capacité de l'approche AFACK à extraire le comportement spatial commun entre deux acquisitions, nous nous focalisons dans un premier temps sur les mesures de résistivité acquises en avril : Z_{avril} . A partir de Z_{avril} , une première acquisition est générée en ajoutant un bruit synthétique à travers une fonction uniforme de paramètres 1.11 et 56.65 (minimum et maximum). Une deuxième acquisition est réalisée en ajoutant un autre bruit synthétique : une fonction gaussienne avec les paramètres 56.65 et 18.36 (moyenne et écart type). Par conséquent, chaque acquisition est constituée d'une partie commune $S(\mathbf{x})$ et d'un résidu $R(\mathbf{x})$ (uniforme ou gaussien). En utilisant AFACK, nous dérivons la partie commune et les deux résidus. L'ajout de la partie commune à chaque résidu permet

de retrouver, respectivement, la première acquisition et la seconde acquisition prouvant qu'AFACK peut être utilisé pour extraire la composante invariable d'un signal acquis à deux dates différentes sur le même support spatial.

Application d'AFACK à deux prospections de mesure de résistivité

En plus de Z_{avril} , nous avons considéré les mesures de résistivité électrique effectuées en juin sur la même parcelle. AFACK appliqué aux deux prospections (Z_{avril} et Z_{juin}), permet d'obtenir la partie commune $S(x)$ aux deux prospections ($Z_{(avril-juin)}$) et les résidus relatifs à chaque prospection : R_{avril} et R_{juin} . La somme des résidus relatifs à chaque prospection et la partie commune permet de valider l'approche de décomposition du signal étant donné que le résultat (Fig. 1) montre une correspondance totale entre la prospection à une date et le résultat de la somme de la partie commune et du résidu de chaque prospection.

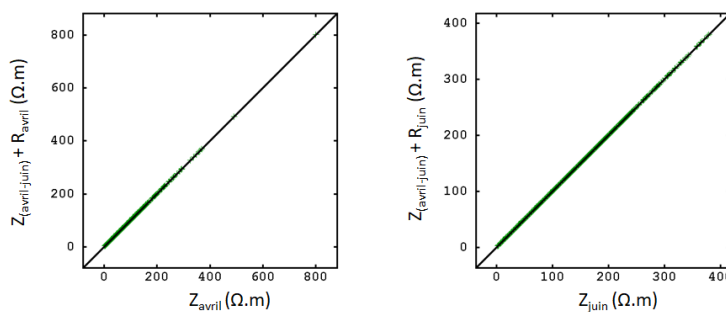


Fig. 1. Résistivité électrique mesurée en avril (Z_{avril}) et juin (Z_{juin}) versus la somme de la partie commune ($Z_{(avril-juin)}$) et des résidus (R_{avril} et R_{juin}), inférés par AFACK

Estimation spatiale de l'épaisseur du sol avec diverses covariables

Afin d'estimer l'épaisseur de sols (ST) sur toute la parcelle, 3 scénarii de cokrigage colocalisé (CC) ont été considérés. Ces scénarii incluent l'utilisation des 33 mesures d'épaisseur du sol et de (a) la partie commune entre les deux prospections ($Z_{(avril-juin)}$) déduite par AFACK, (b) la résistivité électrique mesurée en avril (Z_{avril}) et (c) en juin (Z_{juin}) comme covariables (prédicteur).

Les cartes ST selon les trois scénarii (Fig. 2) révèlent que l'estimation spatiale par CC, en utilisant comme covariable $Z_{(avril-juin)}$, reproduit mieux les statistiques descriptives du jeu de données ponctuel. Par exemple, la variance des estimations atteint 224.71 cm^2 en utilisant $Z_{(avril-juin)}$ comme covariable dans CC contre 100.91 cm^2 et 75.43 cm^2 en utilisant respectivement Z_{avril} et Z_{juin} comme covariable. La variance des 33 mesures ST effectuées dans la zone d'étude est de 230.71 cm^2 .

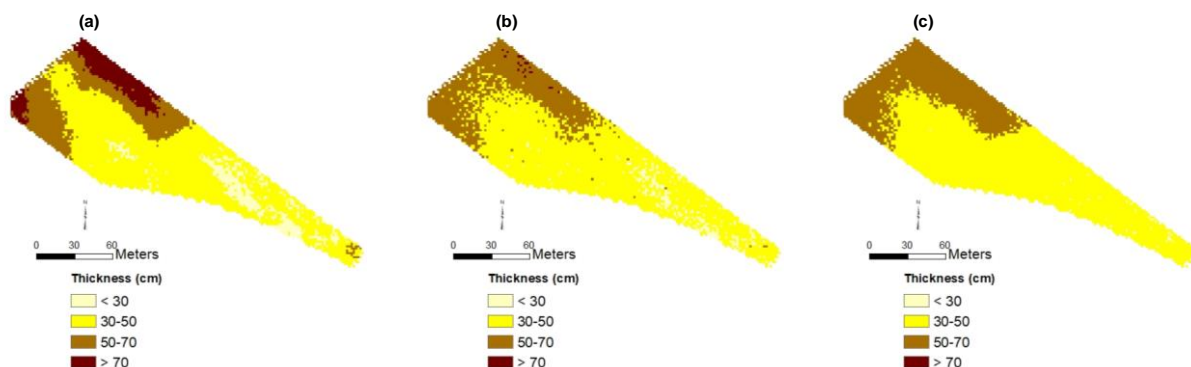


Fig. 2. Epaisseur estimée par cokrigage colocalisé utilisant : la partie commune des deux prospections électriques ($Z_{(avril-juin)}$) (a) ; la résistivité électrique mesurée en avril (Z_{avril}) (b) ; en juin (Z_{juin}) (c) comme covariable.

Pour confirmer le modèle d'épaisseur du sol obtenu par CC en utilisant ($Z_{(avril-juin)}$) (Fig. 2a), l'épaisseur du sol a été cartographiée en utilisant la partie stable dans le temps (partie commune) de

deux autres levés de résistivité électrique du sol (Z_{avril} et $Z_{\text{août}}$). L'épaisseur du sol étant considérée comme une propriété pérenne du sol, un modèle similaire d'épaisseur du sol doit pouvoir être obtenu par une partie stable dans le temps de toutes autres paires de levés de résistivité électrique du sol. Tandis que, les modèles d'épaisseur du sol obtenus à l'aide d'enquêtes uniques pourraient être très différents puisque la covariable utilisée exprime non seulement les propriétés statiques du sol, mais aussi les comportements conjecturaux.

A cet effet, la prospection électrique réalisée en août ($Z_{\text{août}}$) a été utilisée conjointement avec Z_{avril} pour extraire la partie commune ($Z_{\text{avril-août}}$). Ce résultat ($Z_{\text{avril-août}}$) a été utilisé comme covariable pour obtenir une nouvelle carte (Fig. 3a) de l'épaisseur du sol.

Cette carte est assez similaire à celle présentée sur la figure 2a réalisée par CC en utilisant $Z_{\text{avril-juin}}$ comme covariable. Globalement les valeurs des deux cartes (Fig. 3b) s'alignent le long de la première bissectrice ($r = 0.994$), avec des écarts variant de 0 à 20 cm, avec une moyenne de 1 cm. Nous démontrons ainsi qu'une cartographie utilisant la partie stable dans le temps du signal d'une autre paire de prospections électriques conduit à une carte similaire d'une propriété pérenne du sol comme son épaisseur.

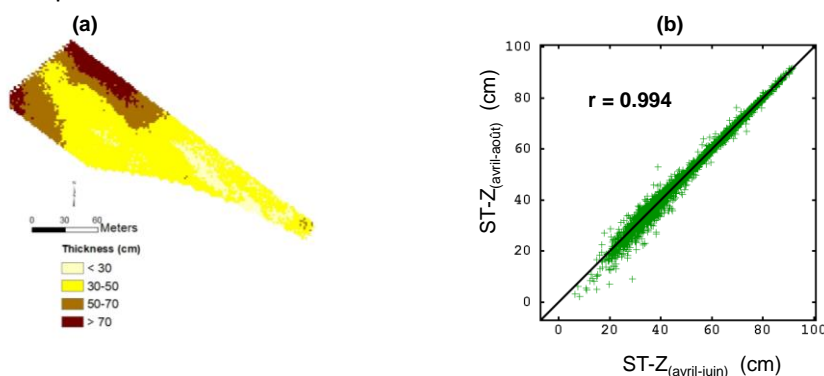


Fig. 3. Epaisseur du sol (ST) estimée par cokrigage colocalisé (CC) utilisant la partie commune ($Z_{\text{avril-août}}$) de deux prospections électriques réalisées en avril et août **(a)**; ST par CC utilisant $Z_{\text{avril-juin}}$ comme covariable *versus* ST par CC utilisant $Z_{\text{avril-août}}$ **(b)**.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Grâce à cette étude, nous avons révélé que l'approche de cokrigage factoriel automatique (AFACK) permet d'estimer les effets non stables affectant un signal spatial. Appliquée à des données exhaustives de résistivité électrique du sol, cette approche a conduit à une extraction du bruit et à une meilleure estimation du signal stable dans le temps. En outre, cette étude renforce le concept selon lequel l'analyse multi-temporelle de données géophysiques exhaustives, telles que les mesures de résistivité électrique du sol, est plus appropriée que l'analyse mono temporelle pour la cartographie d'une propriété pérenne du sol. Plus généralement, AFACK est une technique de filtrage pertinente, qui peut être utilisée dans différents contextes de séparation de données spatio-temporelles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Besson, A., Cousin, I., Bourenane, H., Nicoulaud, B., Pasquier, C., Richard, G., Dorigny, A., King, D., 2010.** The spatial and temporal organization of soil water at the field scale as described by electrical resistivity measurements. *European Journal of Soil Science* 61, 120–132.
- Coléou, T., 2002.** Time-lapse filtering and improved repeatability with automatic factorial co-kriging (AFACK). *64th European Association of Geoscientists & Engineers Conference & Exhibition, Florence, Italy.*
- Matheron, G., 1982.** Pour une analyse krigeante des données régionalisées. *Internal note N-732, Centre de Géostatistique, Fontainebleau.*
- 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
- Xu, W., Tran, T.T., Srivastava, R.M., Journel, A.G., 1992.** Integrating seismic data in reservoir modeling: the collocated cokriging alternative. *Proceedings of 67th Annual Technical Conference of the Society of Petroleum Engineers, paper SPE 24742, 833-842, Washington.*

TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE 3D POUR COMPRENDRE LA STRUCTURE ET LE CONTROLE HYDROGEOLOGIQUE DE L'INSTABILITE GRAVITAIRE DE VIELLA

LAJAUNIE M.^{1,2}, GANCE J.³, LEITE O.³, TRUFFERT C.³, MAILLARD O.⁴, BERTRAND C.⁴, MALET J.-P.^{1,2}

¹ ITES – Institut Terre Environnement Strasbourg, CNRS/Université de Strasbourg, jeanphilippe.malet@unistra.fr

² EOST – Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, CNRS/Université de Strasbourg, France, jeanphilippe.malet@unistra.fr

³ IRIS Instruments, Orléans, France, j.gance@iris-instruments.com

³ THETA, Besançon, France, catherine.bertrand@univ-fcomte.fr

RESUME

Le village de Viella (Hautes-Pyrénées) est affecté par un aléa gravitaire fortement influencé par l'hydrogéologie, qui endommage progressivement certaines infrastructures du village avec une accélération notable depuis 2018. Une tomographie de résistivité électrique 3D a été réalisée avec le système FullWaver, pour permettre une caractérisation structurale et hydrogéologique du versant. Le modèle 3D de résistivité met en évidence une importante variabilité spatiale jusqu'à 100 à 150 m environ, en adéquation avec la dynamique de déformation et les observations hydrogéologiques.

Mots clés : *glissement de terrain de Viella – ERT 3D - géophysique structurale – hydrogéophysique*

3D ERT TO UNDERSTAND THE STRUCTURE AND HYDROLOGY OF THE VIELLA LANDSLIDE

ABSTRACT

The village of Viella, in the Hautes-Pyrénées, is affected by strong slope movement controlled by the hydrogeology of the site. As a consequence, houses and infrastructures are progressively damaged since 2018. A 3D dense electrical resistivity tomography was realized using the FullWaver system, to help characterizing the structure and the hydrogeology of the slope. The produced 3D resistivity model presents a high spatial variability until 100 to 150 m depth approximately, that highly relates to the complex strain dynamics of the slope and the hydrogeological observations.

Key words: *Viella landslide – 3D ERT - landslide structure – landslide hydrogeology*

INTRODUCTION

Depuis de nombreuses années, le village de Viella, dans les Hautes Pyrénées, est sujet à des instabilités gravitaires de plusieurs types. A la suite d'un éboulement de grande ampleur (ca. 100 000 m³) survenu en avril 2018 en amont du village, certaines zones du versant ont montré des vitesses de glissement accrues. Des compartiments géodynamiques sont apparus causant un endommagement important de maisons et d'infrastructures, ainsi qu'une dégradation continue de la route d'accès et de son pont. Ces déformations de glissement s'ajoutent à un aléa de chutes de blocs et de coulées de boues.

Cette structuration complexe est probablement liée à d'importantes variations multi-dimensionnelles de la lithologie, essentiellement constituée de schistes plus ou moins altérés, de dépôts d'écroulements anciens et d'alluvions, de la déformation structurale et du degré d'altération. De toute évidence, les écoulements d'eau dans le versant se font au bénéfice d'un ensemble de chenaux préférentiels. Les écoulements et la répartition des stocks d'eau dans le sol semblent jouer un rôle important dans la dynamique du versant.

Afin de mieux comprendre la structure de ce versant instable ainsi que son hydrogéologie, les variations de résistivité électrique ont été étudiées en trois dimensions (3D) sur le secteur de Viella.

METHODE D'INVESTIGATION

Mesures de résistivité en réseau de capteurs

Les mesures 3D de résistivité ont été obtenues par enregistrement continu du potentiel électrique à partir d'un réseau de capteurs autonomes distribués régulièrement sur la zone d'étude. De tels dispositifs d'acquisition apportent une réelle liberté quant à l'étendue, la dimension et la résolution obtenue. Le système FullWaver s'adapte à de telles configurations grâce à l'enregistrement du potentiel sur les deux voies de mesures de chaque capteur unitaire (V-FullWaver). En disposant les trois électrodes de potentiel raccordées par un câble fin aux unités d'enregistrement de telle sorte à former deux dipôles orthogonaux, le système permet une mesure totale du champ électrique (Ex et Ey) ce qui apporte une sensibilité accrue aux objets 3D.

Dispositif de mesures employé à Viella

La zone investiguée couvre une superficie de 400 x 500 m², centrée autour du village de Viella. Elle est délimitée en amont par les dépôts de l'écroulement de 2018, et en aval par le lit du Bastan, le torrent de la vallée (cf. Fig. 1).

Le dispositif de mesures était constitué d'un réseau de 55 capteurs (V-FullWavers) installés de manière régulière sur la zone d'étude, chacun mesurant le différentiel du potentiel électrique sur deux dipôles orthogonaux de 25 m chacun. Ces capteurs étaient espacés d'une distance de 90 à 100 m, à l'exception de la zone du village, dans laquelle aucun capteur n'a pu être installé.

Les injections ont été réalisées à l'aide d'un émetteur de courant TIP6000 de forte puissance (6 kW, 16 A, 3000 V). Le dispositif d'injection était formé de deux électrodes fixes et de 235 électrodes mobiles, déplacées sur la zone d'étude. Les électrodes fixes ont été installées à l'est du glissement au minimum à 1 km de distance de la zone étudiée pour augmenter la profondeur d'investigation. La zone d'injection couvrait toute la zone d'étude avec une distance de 35 à 45 m entre les points d'injection, à l'exception de la zone du village, où aucune injection n'a pu être réalisée.

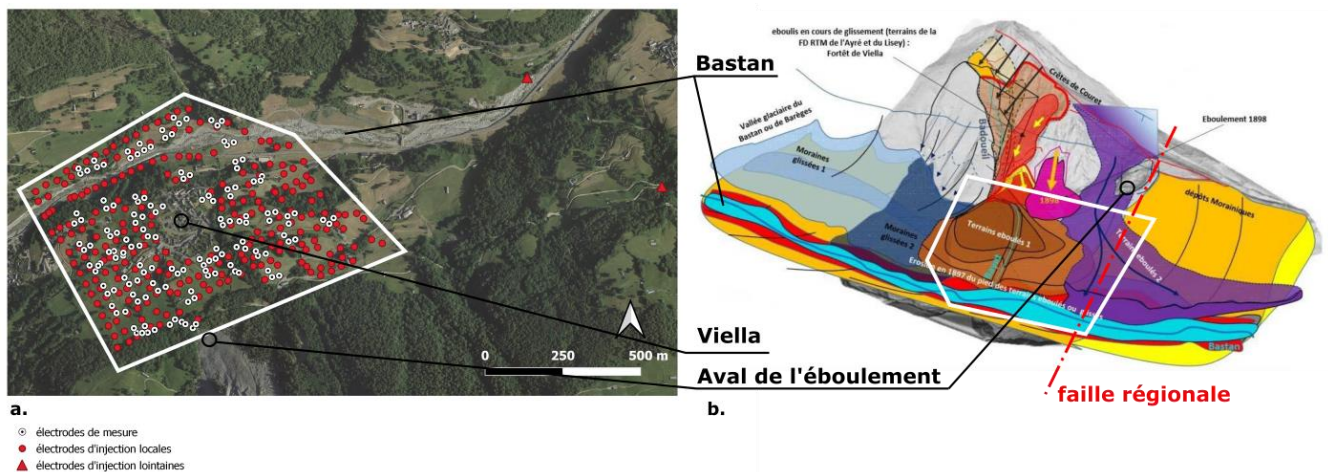


Fig. 1 – Dispositif de mesures à Viella (a) ; contexte de dépôts et contexte structural du versant (b)

Données obtenues et traitements

Lors de la campagne, une analyse permanente de la qualité des signaux a été réalisée grâce à un système de communication radio, permettant d'adapter les durées d'injection et de vérifier l'état de chaque capteur et les connexions des électrodes. Les données ont été analysées et filtrées *a posteriori*, selon les étapes suivantes : extraction des données, calcul d'une incertitude de mesure, suppression des données aberrantes vis-à-vis de critères tels que la distribution de résistivités apparentes dans le jeu de données, ou encore une grande incertitude de mesure. Au total, 23970 mesures ont été réalisées pendant la campagne de terrain, et après filtrage, 89 % des données mesurées ont été conservées soit 21407 données.

Inversion des données

Pour modéliser et inverser les données, un modèle numérique de terrain fin a été utilisé sur la zone étudiée, provenant d'acquisitions LiDAR aéroportées (15 pts/m²) réalisées sur le versant et le long du Bastan, permettant une description fortement résolue de la surface topographique. Un modèle numérique de terrain sous-échantillonné (résolution spatiale de 0.5 m) a été utilisé pour inverser les données. Les données ont été inversées avec deux outils d'inversion, reposant en particulier sur différentes méthodologies de calcul direct.

Le premier outil, ERTLab STUDIO (Morelli and Labrecque 1996), a été utilisé tout en discrétisant le milieu avec une grille extrêmement fine (832471 cellules) pour profiter au mieux de l'information de fine résolution portée par le jeu de données. En conséquence, une forte régularisation et un lissage ont dû être appliqués. Le second outil, BERT (Rücker et al. 2006, Günther et al. 2006), permet une description fine de la surface. Le maillage tétraédrique utilisé pour l'inversion est constitué de 59400 cellules de tailles variables, basées sur une estimation de la résolution locale du jeu de données, permettant de limiter la dimension de la grille de modélisation et d'inversion.

Les deux inversions ont convergé convenablement (**BERT** : $\chi^2 = 0.95$, 13 itérations ; **ERTLab** : écart absolu moyen = 2.32 %, $\chi^2 < 1$, 13 itérations) et ont produit des modèles fortement similaires, présentant les mêmes anomalies (en position et en dimension) et associant des valeurs de résistivité semblables. Certaines anomalies semblent toutefois présenter une géométrie plus finement résolue dans le modèle inversé par ERTLab (Fig.2), en lien avec la discrétisation spatiale très fine de la grille de calcul.

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

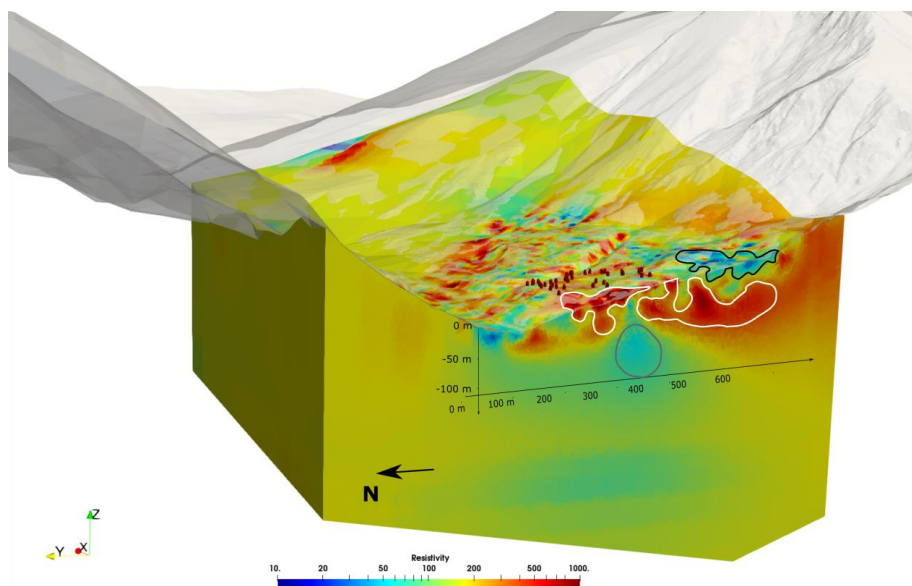


Fig. 2 –Bloc 3D de résistivité électrique du versant instable de Viella – section longeant le village par l'ouest - Modèle inversé par ERTLab. Les cubes rouges représentent les bâtiments endommagés, les zones encerclées correspondent aux anomalies résistives (blanc) et conductrices (noir et gris).

L'analyse des modèles permet de distinguer des objets résistants ($\rho > 400$ ohm.m) d'objets particulièrement conducteurs ($\rho < 100$ ohm.m) (cf. **Fig. 2**).

En amont du village, une anomalie conductrice de très proche surface (dans les 30 premiers mètres, encerclée en noir dans la **Fig. 2**) est attribuée à une zone saturée, dont en résulte un sol particulièrement humide, la présence de résurgences d'eau ainsi que la présence d'eau à moins de 6

m de profondeur dans les piézomètres de la zone. Le drainage de cette zone, selon qu'il ait lieu plus ou moins en profondeur, et qu'il génère des écoulements d'eau potentiellement intenses à l'aplomb du village, peut avoir une implication variable dans la dynamique des différents compartiments du glissement.

La partie Nord-Ouest du modèle présente, en profondeur, une grande zone conductrice (encerclée en gris) ainsi que de grandes structures résistantes s'étendant sur plusieurs centaines de mètres (encerclée en blanc), orientées du Nord-Ouest au Sud-Est et localisées à des profondeurs relativement importantes (50 à plus de 200 m). Ces structures bordent le village au Nord-Ouest et semblent s'aligner avec une unité constituée de calcaires massifs affleurant sur les versants sud et nord. Bien qu'une correspondance entre ces anomalies hectométriques et cette structure régionale soit avancée, on ne peut pas en présupposer du rôle hydrogéologique ni cinématique de cette dernière.

Les compartiments à forte activité cinématique ainsi que plusieurs habitations et infrastructures (pont d'accès au village) endommagées semblent liés à des structures de résistivité élevée, interprétées comme des volumes de roches consolidées en mouvement, fragilisés par les transferts de pression liés aux écoulements d'eau sous-jacents.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le modèle de résistivité 3D fournit des informations sur la structure et sur l'hydrogéologie. Il permet de mettre en évidence le lien entre les compartiments les plus actifs du glissement, et sa structure, et donne un premier aperçu du rôle local de structures de roches compactes sur l'hétérogénéité des déformations observées en surface (création de fissures dans les infrastructures, présence d'escarpements) et les circulations préférentielles d'eau entre ces structures consolidées et la profondeur. Cette première image 3D du versant servira de modèle structural de référence pour des travaux de modélisation hydrogéologique et géomécanique dans l'analyse des scénarii d'évolution du versant.

Remerciements

L'étude a été menée dans le cadre d'une mission d'expertise inter-établissement mandatée par la Préfecture des Hautes-Pyrénées et pilotée par les services de Restauration des Terrains de Montagne de l'Office National des Forêts. L'étude a également bénéficié de subventions de l'INSU dans le cadre des actions du Service National d'Observation OMIV (Observatoire Multi-disciplinaire des Instabilités de Versants). Les auteurs remercient K. Susanto, S. Benarioumlil, F. Vermeersch, L. Roux, V. Riglet, S. Le Moing pour leurs contributions aux mesures de terrain, et C. Bataillès et L. Lespine (RTM 64/65) pour les discussions autour du modèle de résistivité et l'aide quant à son interprétation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BATAILLES, C. et LESPINE, L., 2020 – Etude de Bassin de Risque de la Division Domaniale de Viella – Rapport du RTM – Hautes-Pyrénées.

GÜNTHER, T., RÜCKER, C., SPITZER, K., 2006 - Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — II. Inversion, *Geophysical Journal International*, vol. 166, no 2, 506–517.

MORELLI, G. et LABRECQUE, D., 1996 - Advances in ERT inverse modeling. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, vol. 1, no 2, 171-186.

RÜCKER, C., GÜNTHER, T., SPITZER, K., 2006 - Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — I. Modelling, *Geophysical Journal International*, vol. 166, no 2, 495–505.

SUIVI TEMPOREL GEOPHYSIQUE D'UN GLISSEMENT-COULEE ARGILEUX AVEC LES CAPTEURS SITUES HORS DE LA ZONE INSTABLE (GLISSEMENT DU PONT-BOURQUIN, SUISSE)

BIÈVRE G.¹, JONGMANS D.¹, LÉBOURG T.², CARRIÈRE S.¹

¹ Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France

² GEOAZUR, Univ. Nice Sophia Antipolis, France

RESUME

Le glissement-coulée du Pont-Bourquin (Alpes suisses) a été suivi temporellement à l'aide de deux paramètres géophysiques (ondes de surface, résistivité électrique) entre février et novembre 2015. Les capteurs (2 vélocimètres et 36 électrodes) ont été positionnés immédiatement de part et d'autre de la zone instable. La corrélation des séries temporelles géophysiques avec les paramètres environnementaux montre un effet réversible aussi bien à court terme (précipitations) qu'à plus long terme (effet saisonnier représenté ici par la température).

Mots clés : glissement-coulée, suivi temporel, vitesse sismique, résistivité électrique

GEOPHYSICAL MONITORING OF AN EARTHSLIDE WITH SENSORS LOCATED OUTSIDE THE UNSTABLE ZONE (PONT-BOURQUIN LANDSLIDE, SWISS ALPS)

ABSTRACT

The Pont-Bourquin earthslide (Swiss Alps) was monitored temporally using two geophysical parameters (surface waves, electrical resistivity) between February and November 2015. The sensors (2 velocimeters and 36 electrodes) were positioned immediately on either side of the unstable zone. The correlation of the geophysical time series with the environmental parameters shows a reversible effect both in the short term (precipitation) and in the longer term (seasonal effect represented here by temperature).

Key words: earthflow, monitoring, seismic velocity, electrical resistivity

INTRODUCTION

Les méthodes géophysiques en 2D et 3D sont utilisées depuis plusieurs années pour suivre temporellement l'évolution des glissements de terrain. Les méthodes sismiques sont sensibles aux variations de rigidité du matériau tandis que les méthodes électriques sont sensibles, notamment, aux variations hydrologiques. Le suivi temporel à l'aide de méthodes sismiques passives (vitesse des ondes de surface) a montré la capacité de la méthode à détecter des ruptures plusieurs jours avant leur occurrence sur deux sites (Mainsant et al., 2012; Fiolleau et al., 2020) et également à caractériser des variations saisonnières réversibles (Bièvre et al., 2018). Les méthodes électriques (résistivité) ont principalement été utilisées pour suivre les variations hydrologiques de la frange superficielle (quelques mètres au mieux, jusqu'à la nappe) au sein de masses instables. Toutefois, le déplacement relatif des électrodes durant des périodes longues de suivi temporel induit des variations de résistivité qui sont causées non seulement par des variations de résistance électrique mais également par des variations de facteur géométrique (Wilkinson et al., 2010). Il devient conséquemment difficile de suivre temporellement l'évolution hydrogéophysique de glissements de terrain sans recourir au monitoring géodésique des électrodes. Dans ce travail, nous avons testé le suivi temporel sismique passif (bruit de fond ambiant) et électrique (résistivité) d'un glissement-coulée (le glissement de Pont-Bourquin dans les Alpes suisses ; Fig. 1) avec des vélocimètres (1 couple de capteurs) et des électrodes (36 capteurs) situés de part et d'autre du glissement, immédiatement à l'extérieur de la zone instable. Les données ont fourni des séries temporelles qui ont ensuite été corrélées aux paramètres

environnementaux (pluie, température, etc.). L'objectif de ce travail est 1) d'évaluer la capacité d'un tel dispositif à détecter des changements au sein d'un glissement-coulée argileux et 2) de mettre en relation ces changements éventuels avec des variations environnementales.

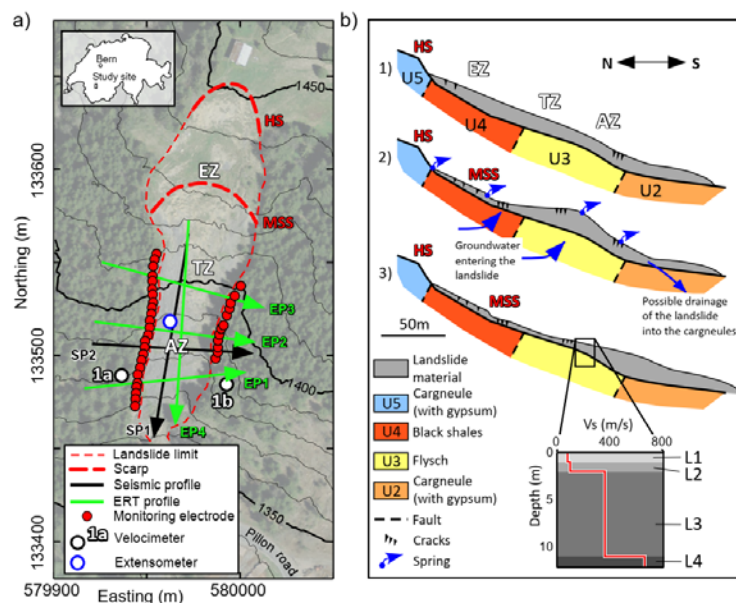


Fig. 1 – Localisation et présentation du site d'étude. a) Localisation du glissement de Pont-Bourquin et des expériences. HS : escarpement principal ; MSS : escarpement secondaire principal ; EZ : zone d'érosion ; TZ : zone de transport ; AZ : zone d'accumulation. 1a et 1b : vélocimètres. b) Modèle conceptuel d'évolution du glissement montrant 3 étapes : 1) état stable, 2) glissement de terrain dans EZ avec transport de matériaux vers AZ, 3) déclenchement d'une coulée de débris dans AZ après de fortes pluies.

MATERIEL ET METHODES

Le glissement a tout d'abord été reconnu à l'aide d'une prospection par tomographie de résistivité électrique. 4 profils 2D (EP1 à EP4 ; Fig. 1b) ont été inversés en 3D à l'aide du code BERT (Günther et al., 2006). Un couple de vélocimètres a été positionné de part et d'autre de la zone d'accumulation (Fig. 1a). Les données, enregistrées de façon continue depuis 2010, sont découpées en fichiers horaires. Ces données horaires sont ensuite inter-corrélées et une corrélation quotidienne moyenne est finalement calculée. Dans le cas du site d'étude, la bande de fréquence 8-12 Hz a été utilisée car elle est sensible aux changements qui s'opèrent en sub-surface mais également sur une bande de 2 m d'épaisseur située à la base du glissement à environ 10 m de profondeur (Mainsant et al., 2012). Les détails de la méthode appliquée au site sont fournis dans Bièvre et al. (2018).

Le suivi temporel de résistivité a été conduit au moyen de 36 électrodes (12 en rive gauche et 24 en rive droite ; Fig. 1a) entre février et novembre 2015. 235 séquences quotidiennes comprenant chacune 1654 mesures (moitié directes et moitié réciproques) en configuration dipôle-dipôle équatorial ont été enregistrées durant la période de suivi de 282 jours. Les données brutes ont été filtrées (répétabilité, réciprocité, tension minimum mesurée, etc.). Chaque séquence a ensuite été inversée en 3D en utilisant le modèle 3D comme modèle de départ. Finalement, les résistivités inversées ont été corrigées des effets de la température et séparées en deux zones en fonction de la profondeur (0-5 m et 5-11 m). Les séries temporelles géophysiques ont ensuite été corrélées aux paramètres environnementaux (température et précipitations).

RESULTATS ET DISCUSSION

L'image 3D de résistivité (Fig. 1) permet d'identifier le corps du glissement qui présente des résistivités inférieures à 100 $\Omega\cdot\text{m}$ sur une épaisseur d'environ 10 m, en accord avec les reconnaissances ponctuelles précédentes (Mainsant et al., 2012).

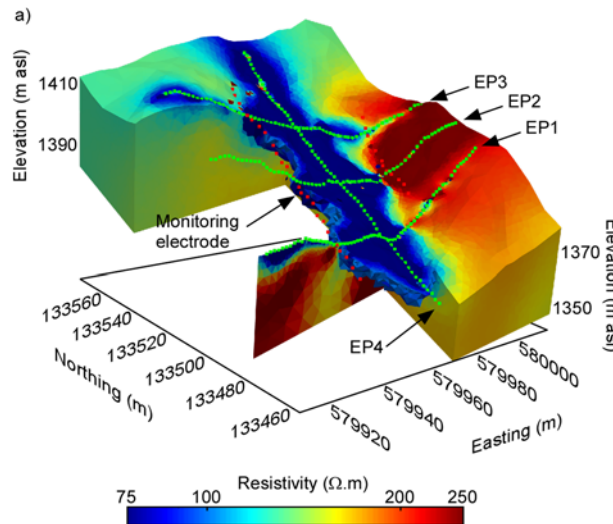


Fig. 2 – Tomographie 3D de résistivité du glissement de Pont-Bourquin sous l'escarpement secondaire (voir la localisation des profils EP1 à EP4 sur la figure 1a).

Les paramètres environnementaux mesurés durant la période d'étude sont présentés sur la figure 3a en même temps que les déplacements cumulés, qui montrent une activité relativement constante du glissement. Les séries temporelles géophysiques (Fig. 3b) présentent des allures semblables. Plus particulièrement, les deux séries temporelles de résistivité (0-5 m et 5-11 m) montrent uniquement une différence en terme de valeur absolue, ce qui suggère une faible résolution du système de suivi temporel. Différentes corrélations ont ensuite été calculées et les résultats sont présentés sur les figures 3c à 3f. À basse fréquence, les paramètres géophysiques sont corrélés positivement avec la température (Fig. 3c) et présentent un décalage de 60 à 70 jours. Dans le cas présent, et puisque les séries temporelles de résistivité ont été corrigées de la température, la corrélation illustre une variation saisonnière réversible, représentée ici par la température, des paramètres géophysiques. Pour de plus courtes périodes, les paramètres géophysiques sont corrélés négativement avec les précipitations (Fig. 3d) et indiquent une diminution de vitesse sismique et de résistivité très rapidement après des événements pluvieux et un retour à des seuils non significatifs (plus d'effet des précipitations sur les paramètres géophysiques) 2 à 3 jours après les précipitations. Cet effet à court terme suggère une grande sensibilité du système expérimental aux changements en proche surface.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Deux paramètres géophysiques (vitesse des ondes de surface et résistivité électrique) ont été suivis temporellement à l'aide de capteurs disposés immédiatement de part et d'autre d'un glissement-coulée argileux situé dans les Alpes suisses. Les résultats indiquent que, malgré un manque de sensibilité dans la zone instable en raison du dispositif de suivi sans capteur sur la zone instable, les deux méthodes sont sensibles aux variations environnementales et présentent des variations a priori réversibles. Les corrélations fournissent des informations comparables entre sismique et électrique et suggèrent que les deux paramètres physiques sont fortement affectés par les précipitations, avec un effet qui ne dure pas plus de 2 à 3 jours. Ces résultats indiquent que les couches superficielles peu/pas

saturées (premiers mètres) ont une influence majeure sur les paramètres géophysiques par rapport aux couches plus profondes, proches de la saturation et/ou saturées.

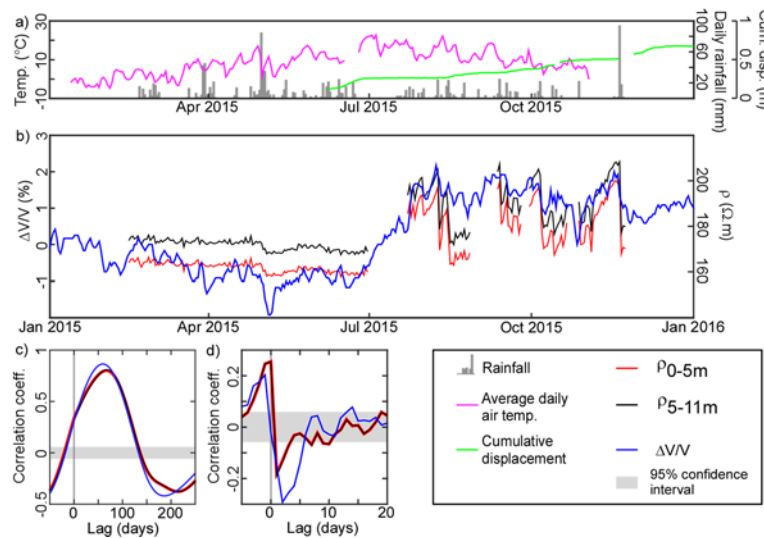


Fig. 3 – Analyse des séries temporelles de résistivité, vitesses sismiques et des précipitations. a) Température quotidienne moyenne de l'air, précipitations quotidiennes et déplacements cumulés quotidiens. b) Série temporelle de résistivité et de la vitesse sismique relative. c) Corrélogrammes de résistivité et de vitesse sismique non filtrée avec la température. d) Corrélogrammes des séries temporelles de la résistivité et de la vitesse sismique avec les précipitations filtrées par un filtre passe-haut (période correspondante de 30 jours).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIÈVRE G., FRANZ M., LAROSE E., JONGMANS D., JABOYEDOFF M., CARRIÈRE S., 2018 - Influence of environmental parameters on seismic velocity variations in a clayey mudflow (Pont-Bourquin, Switzerland). *Engineering Geology*, 245, 248-257. doi:10.1016/j.enggeo.2018.08.013

FOLLEAU S., JONGMANS D., BIÈVRE G., CHAMBON G., BAILLET L., VIAL B., 2020 - Seismic characterization of a clay-block rupture in Harmalière landslide, French Western Alps. *Geophysical Journal International*, 221, 1777-1788. doi:10.1093/gji/ggaa050

GÜNTHER, T., RÜCKER, C., SPITZER, K., 2006 - Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — II. Inversion, *Geophysical Journal International*, 166, 2, 506–517. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x

MAINSANT G., LAROSE E., BRÖNNIMANN C., JONGMANS D., MICHOU D., JABOYEDOFF M., 2012 - Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *Journal of Geophysical Research*, 117, F01030. doi:10.1029/2011JF002159

WILKINSON P.B., CHAMBERS J.E., MELDRUM P.I., GUNN D.A., OGILVY R.D., KURAS O., 2010 - Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only. *Geophysical Journal International*, 183, 543-556. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04760.x

CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN COTIER PAR APPROCHE MULTI-GEOPHYSIQUE

GRANDJEAN G.², THIRARD G.^{1,2}, THIERY Y.², MAQUAIRE O.¹, FRANÇOIS B.², LISSAK C.¹, COSTA S.¹

¹ NORMANDIE UNIV, UNICAEN, CNRS, LETG, 14000 CAEN, France

²Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 3 avenue Claude Guillemin - BP 36009 - 45060 Orléans Cedex 2, France, g.grandjean@brghm.fr

RESUME

Cette étude porte sur la compréhension du fonctionnement hydrogéologique d'un glissement de terrain complexe affectant la commune côtière de Villerville (Normandie, France). Une approche géophysique multidisciplinaire a été mise en œuvre afin de proposer un modèle conceptuel du comportement d'écoulement interne. L'utilisation de mesures de polarisation spontanée, de nouveaux levés géoélectriques comparés à d'anciennes données fournissent des informations sur la structure et la saturation du milieu en profondeur.

Mots clés : glissement de terrain, polarisation spontanée, géoélectrique, hydrogéologie

HYDROGEOLOGICAL ASSESSMENT OF A DEEP-SEATED COASTAL LANDSLIDE BY MULTI-GEOPHYSICAL APPROACH

ABSTRACT

This study focuses on understanding the hydrogeological functioning of a complex landslide affecting the coastal town of Villerville (Normandy, France). A multidisciplinary geophysical approach has been carried out in order to propose a conceptual model of the internal flow mechanisms. Using spontaneous polarization measurements, new geoelectric surveys compared to old data provide information on the structure and saturation of the medium at depth.

Key words: landslide, spontaneous polarization, geoelectrics, hydrogeology

INTRODUCTION

L'utilisation conjointe de méthodes géophysiques pour étudier les glissements de terrain s'est largement démocratisée au cours des dernières décennies (Jomard et al, 2007). En particulier la tomographie électrique (ERT) et la polarisation spontanée (SP) sont fréquemment utilisées ensemble pour délimiter des chemins d'écoulement préférentiels (Santoso et al., 2019). D'un point de vue spatial, la couverture d'un levé ERT 2D est souvent limitée à des transects - le plus souvent discontinus - mais il permet une imagerie en profondeur des structures de la zone vadose. En complément, la SP permet de caractériser la dynamique d'écoulement du glissement sur une zone continue. Cependant, ces informations doivent être considérées avec d'autres observations de natures géologiques, géotechniques, géomorphologiques afin d'améliorer la fiabilité des interprétations (Jongmans et Garambois, 2007). Notre site d'étude est localisé à Villerville, en Normandie. C'est un cas typique de glissement de terrain complexe sous contrôle hydrologique avec une sensibilité élevée due à la présence d'argiles et à son caractère côtier (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012). Si l'influence de l'hydrologie sur l'activité du glissement est avérée, son fonctionnement hydrogéologique pose encore de nombreuses questions. La présente étude vise à améliorer la compréhension des flux hydriques internes par l'exploitation conjointe de diverses données (données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques). Ainsi, à travers une approche multidisciplinaire, il est possible de proposer un nouveau modèle hydrogéologique conceptuel. Les résultats attendus sont multiples : (1) identifier les emplacements de rejet préférés de la nappe phréatique continentale, (2) comprendre les flux d'eau préférentiels dans le glissement de terrain, (3) mettre en évidence le degré d'hétérogénéité du fonctionnement hydrogéologique du site, et (4) établir un lien entre les spécificités morpho-structurelles et le comportement du glissement de terrain vis-à-vis des écoulements internes.

MATERIEL ET METHODES

Site d'étude

Le Cirque des Graves est situé dans la partie nord du Pays d'Auge (Normandie, France), le long de la côte de la Manche. C'est le plus important des quatre grands glissements de terrain affectant le littoral entre les communes de Trouville et Cricquebœuf (Fig.1). Ces glissements de terrain sont tous profonds, rotation-translationnels, et initialement déclenchés lors des dernières glaciations weichséliennes (Fressard, 2013). Ils sont également tous actifs du fait de l'action érosive de la mer, qui exerce un affaiblissement continu et ne permet pas à la pente d'atteindre un profil d'équilibre (Maquaire, 1990). Ce glissement de terrain de 47 ha (1600 m de long et 450 m de large) est adjacent au plateau du Pays d'Auge et entouré de deux cours d'eau non permanents à ses limites sud-ouest et nord-est. Son anthropisation est récente puisqu'elle date de la fin du XIX^e siècle (Lissak, 2012).

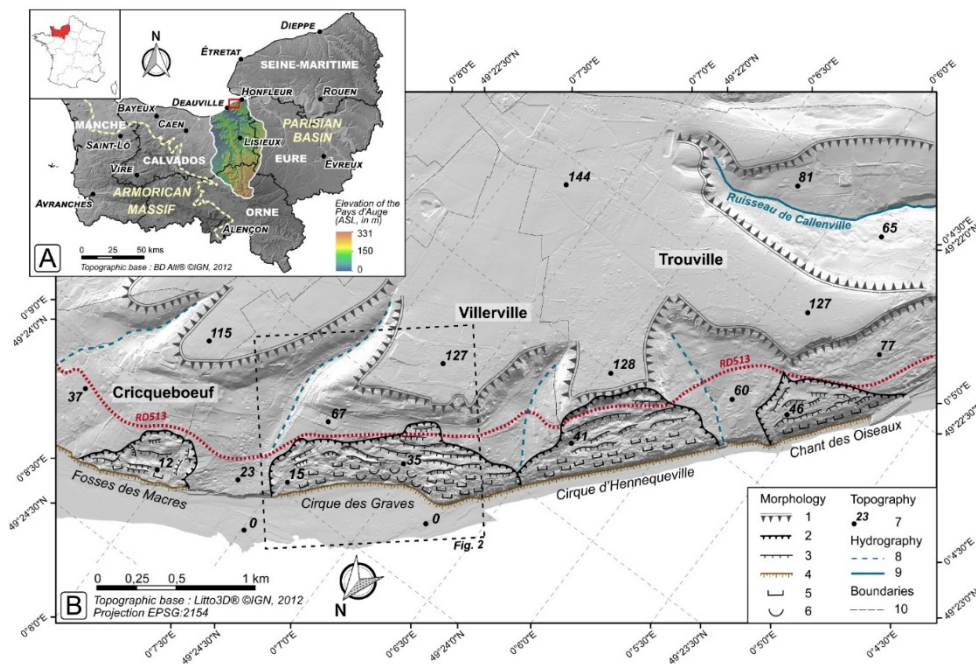


Fig. 1 – Localisation du domaine d'étude en Normandie; B: Esquisse morphologique des quatre grands coteaux côtiers du Pays d'Auge, entre Deauville et Honfleur. 1. Frontière du plateau d'Auge; 2. Escarpement principal des glissements de terrain; 3. Scarp secondaire; 4. Escarpement

basal; 5. Morphologie cahoteuse; 6. Morphologie des lobes de solifluction; 7. Hauteur du spot (en mètres); 8. Débit fluvial temporaire; 9. Débit fluvial permanent; 10. Limite de la municipalité.

Mesures SP

Une cartographie SP a été réalisée en avril 2018. Les mesures ont été effectuées en utilisant un multimètre à haute impédance Fluke175 et deux électrodes céramiques WM "Wolf LTD" impolarisables. Un total de 1 171 points de mesure a été réalisé avec une configuration de base fixe (une électrode de référence et une électrode mobile). L'espacement théorique du levé était de 10 m entre chaque point sur les profils amont / aval et de 25 m entre deux profils parallèles successifs. Afin d'éviter les dérives dues à une distance excessive entre les électrodes, l'emplacement de la station de base a été déplacé tous les 125 m. Les différences entre chaque station de base ont été mesurées et corrigées. Les mesures ont été interpolées par krigeage, le modèle régional a été filtré pour éliminer l'effet topographique et rendre les anomalies locales plus apparentes (Goto et al., 2012).

Mesures ERT

La campagne ERT menée en 2008/2009 (Lissak et al., 2014) a été utilisée pour comparer les valeurs de résistivité avec les informations hydrocinétiques issues de la SP. Les roches du Pays d'Auge sont généralement peu résistantes. La craie est supérieure à 60 Ω .m, tandis que les argiles, les sables et les matériaux retravaillés sont plutôt en dessous de 30 Ω .m. Cette légère distinction permet de discrétiser les lithofaciés rencontrés. Lissak et al. (2014) ont remarqué une augmentation de résistivité est-ouest

expliquée par la litho-stratigraphie. Cette observation est comparée aux valeurs et types d'écoulements souterrains mis en évidence par la surveillance SP.

RESULTATS

La carte SP interpolée montre aussi un gradient croissant d'ouest en est (Fig.2). La plage de valeurs est assez limitée (-14,1 à +32,6 mV). Des valeurs élevées sont observées dans le parc des Graves (+3 à +32 mV) et correspondent aux zones de sources et aux étangs. Dans la section centrale, le gradient augmente également d'amont en aval, avec des valeurs négatives marquées le long de la RD513 (-5 à -14 mV) et des anomalies positives (+12 à +15 mV) au contact des coulées argilo-marneuses en bas de la pente. La zone amont de la RD513 (au centre du glissement de terrain) correspond aux anomalies négatives les plus fortes, à proximité de l'escarpement principal.

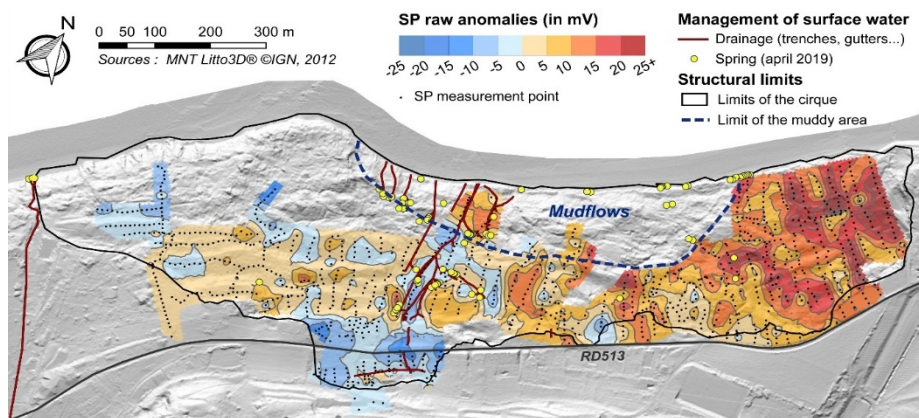


Fig. 2 - Carte interpolée du potentiel propre sur le Cirque des Graves et localisation des principaux drains dans la partie médiane du glissement de terrain

Sur le profil ERT ouest (Fig.2 ; A), le gradient SP diminue aux ruptures de pente. La rupture amont montre une diminution d'environ 20 mV et l'anomalie atteint -18,5 mV en aval. La zone aplatie au milieu du profil présente également des anomalies négatives légèrement moins prononcées (-8 à -10 mV). A l'inverse, une anomalie positive située en haut du profil atteint presque +12 mV dans une zone humide. Les résistivités les plus élevées près de la surface du sol (50 à 500 Ω .m) sont corrélées à une couche de craie assez épaisse, de l'ordre de la dizaine de mètres. Le contact avec les marnes, limite inférieure des formations aquifères, est identifié à environ 15 m de profondeur dans le forage SC3 et coïncide avec des résistivités inférieures à 30 Ω .m. Sur le profil est (Fig. 2 ; B), de faibles anomalies négatives (jusqu'à -4,7 mV) sont observées en amont du profil, dans une zone située sous l'escarpement principal. Les anomalies deviennent alors positives pour atteindre +10,6 mV, dans le dernier tiers de la pente. Lithologiquement, cette zone est caractérisée par le fendage de panneaux de craie altérés (forages SD4 et SD5), d'épaisseur de 2 à 5 m. Ces fragments de panneaux sont entrecoupés de formations hétérométriques de talus argilo-limoneux (forages E et C1). L'ERT indique également des couches assez conductrices (<20 Ω .m) proches de la surface du sol.

CONCLUSIONS

Notre étude a permis d'améliorer la compréhension des flux hydriques internes par l'exploitation conjointe de diverses données (données géophysiques, géotechniques et géomorphologiques). Nous avons montré que la pente est divisée en trois compartiments, avec une division est-ouest. La partie Est (parc) est caractérisée par une matrice hétérogène avec des panneaux de craie altérés et fracturés favorisant le mélange des deux nappes phréatiques de craie et de sable. Ces observations sont vérifiées par (1) les diagraphies de forage, (2) une faible conductivité électrique de la matrice vers la surface proche, (3) le faible nombre de résurgences malgré une nappe phréatique élevée, (4) une conductivité de l'eau homogène de l'amont vers l'aval, et (5) les anomalies SP assez positives malgré quelques petites zones d'infiltration identifiées après la suppression de l'effet topographique régional.

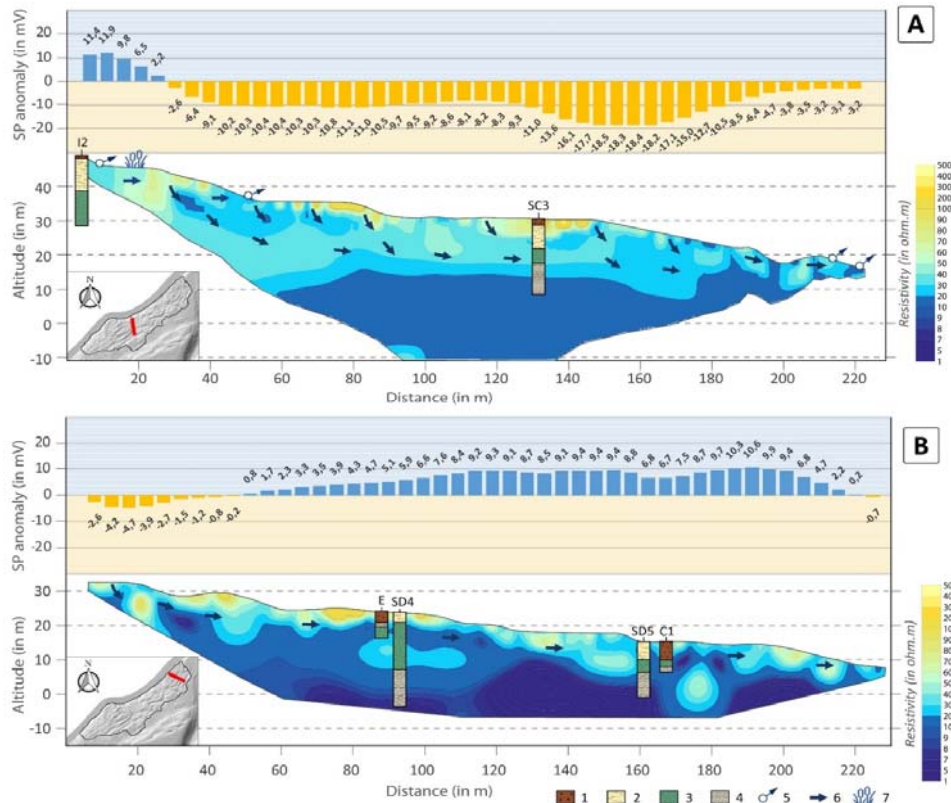


Fig.3 - Corrélation entre les données filtrées SP (2018) et les profils ERT (2007/2008) dans (A) la partie centre-ouest du Cirque et (B) la partie est du Cirque (parc). (1) Formation de pente hétérogène, (2) Craie +/- altérée, (3) Sable glauconitique, (4) Argile et marne, (5) Source, (6) Sens d'écoulement, (7) Eau stagnante.

Remerciements

Cette recherche a été soutenue par le projet ANR «RICOCHET: Évaluation multi-risques sur le territoire côtier dans un contexte de changement global (2017-2021)» (ANR-16-CE03-0008), financé par l'Agence nationale de la recherche (ANR).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- FRESSARD, M., 2013.** Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France) Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation. PhD. Univ. de Caen, 337p.
- GOTO, T., KONDO, K., ITO, R., ESAKI, K., OUCHI, Y., ABE, Y., TSUJIMURA, M., 2012.** Implications of Self-Potential Distribution for Groundwater Flow System in a Nonvolcanic Mountain Slope. International Journal of Geophysics 2012, 1–10.
- JOMARD, H., LEBOURG, T., BINET, S., TRIC, E., HERNANDEZ, M., 2007.** Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. Terra Nova 19, 48–57.
- JONGMANS, D., GARAMBOIS, S., 2007.** Geophysical investigation of landslides : a review. Bulletin de la Société Géologique de France 178, 101–112.
- LISSAK, C., 2012.** Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque. Thèse de géographie. Université de Caen, 317p.
- LISSAK, C., MAQUAIRE, O., MALET, J.-P., BITRI, A., SAMYN, K., GRANDJEAN, G., BOURDEAU, C., REIFFSTECK, P., DAVIDSON, R., 2014.** Airborne and ground-based data sources for characterizing the morpho-structure of a coastal landslide. Geomorphology 217, 140–151.
- MAQUAIRE, O., 1990.** Les mouvements de terrain de la côte du Calvados. Ed. BRGM, 431p.
- SANTOSO, B., HASANAH, M.U., SETIANTO, 2019.** Landslide investigation using self-potential method and electrical resistivity tomography (Pasanggrahan, Indonesia). IOP Conf. Ser.: Earth Env. Sci. 311, 012068.

PROJET OHMPI : UN RESISTIVIMETRE OPEN SOURCE A COUT MODERE POUR LES APPLICATIONS DEDIEES A L'ECHELLE DU LABORATOIRE

FARGIER Yannick¹, DUBOIS Vivien², GUYARD Hélène³, FORQUET Nicolas², GANCE Julien⁴, CLEMENT rémi²

¹ Université Gustave Eiffel, Lyon, France, yannick.fargier@univ-eiffel.fr

² INRAE – Lyon Grenoble, France, remi.clement@inrae.fr

³ IGE, Grenoble, France

⁴ IRIS Instruments, Orléans, France

RESUME

Cet article présente le développement d'un résistivimètre robuste, flexible, open-source et à cout modéré. Dans sa version actuelle, le matériel est dédié à la réalisation de campagnes de tomographie de résistivité électrique nécessitant une faible puissance et donc une faible profondeur d'investigation. Nous présentons la carte mesure à 4 points et le multiplexeur permettant d'automatiser la mesure sur 32 électrodes (pour moins de 500\$). Les résultats obtenus sur circuits électroniques équivalents et sur un cas d'étude réel à faible profondeur d'investigation montrent la stabilité et qualité du matériel.

Mots clés : Résistivimètre, méthode à 4-points, cout modéré, open source, application dédiée

OHMPI: AN OPEN SOURCE RESISTIVITY METER FOR DEDICATED APPLICATIONS AT THE SMALL AND LABORATORY SCALE

ABSTRACT

The article presents the developments of a low-cost and open hardware resistivity-meter providing the scientific community with a robust and flexible tool for small experiments. The present version is a basic resistivity-meter with the current injection and measurement functions associated to a multiplexer that allows to perform automatic measurements with up to 32 electrodes (for less than 500\$). Measurements obtained on equivalent circuits and small field experiments show the stability of the OhmPi measurements correlated with a commercial reference instrument.

Key words: Resistivity meter, 4-terminal method, dedicated application, low cost, open source

INTRODUCTION

Un effort de recherche important des dernières décennies a mené au développement de résistivimètres multi-électrodes, multicanaux, précis, robustes et polyvalents. Ces travaux ont participé à l'émergence de la technique de tomographie de résistivité électrique et permis des avancées majeures dans de nombreux domaines tel que les géosciences ou l'environnement (Clément *et al.*, 2009) ou le génie civil (Badr *et al.*, 2019). La principale limitation de ce matériel ne tient pas dans sa qualité ou sa robustesse sur le terrain. Elle concerne le coût du matériel et sa faible adaptabilité pour des problématiques scientifiques précises (Florsch and Muhlach, 2018).

Pour ces raisons la méthode est sous-exploitée pour des applications humanitaires, dans les pays en voie de développement et pour des applications à but non lucratif (archéologie, environnement). Dans le domaine de l'environnement, du génie civil ou des géosciences, le monitoring géophysique est devenu une clé pour évaluer les systèmes et les phénomènes naturels. Pour ces problématiques, l'immobilisation d'un ou plusieurs résistivimètres n'est pas toujours possible techniquement et financièrement. Enfin, de nombreuses applications nécessitent aujourd'hui de pouvoir asservir la mesure par des informations externes et donc optimiser la mesure dans le cadre d'une politique « big

data ». Le projet Ohmpi vise à proposer un résistivimètre open source hardware et software à la communauté et au monde académique.

L'objectif de ce travail est de présenter OhmPi, un résistivimètre open source basé sur une carte de type Raspberry Pi pour des applications dédiées. Dans un premier temps nous présenterons rapidement le matériel nécessaire à la mesure en 4-points multiplexée. Dans un second temps nous présenterons les résultats obtenus sur des données en laboratoire et sur le terrain, comparés pour ces derniers à un résistivimètre référence.

MATERIEL ET METHODES

La figure 1 synthétise le principe de fonctionnement de OhmPi. Il est important de noter que le matériel présenté ici est la version 1.02 dérivé et amélioré de l'article de Clément et al. (2020) dont l'ensemble des détails se trouvent sur la plateforme de partage (<https://reversaal.gitlab.irstea.page/OhmPi>). Sur cette page la liste complète des références des composants utilisés ainsi que de nombreux conseils de montage sont proposés. La figure 1 indique en rouge les améliorations apportées sur les versions plus récentes du matériel (à partir de la version 1.5 en cours de validation). OhmPi est composé deux grands sous-ensembles. Le 1er (en bleu à gauche sur la figure) correspond à la mesure en 4 points. Elle se compose d'une mono-carte programmable (ici un micro-ordinateur Raspberry Pi 3b). Cette carte permet de piloter un convertisseur analogique numérique (ADC) digitalisant l'information de potentiel mesurée (pour le courant (A) ou la différence de potentiel mesurée (V)). Ce potentiel est lié à un courant injecté via une source de puissance (noté « POWER ») pilotée également par le Raspberry Pi. La 2nde partie du matériel concerne le multiplexage permettant de permuter les électrodes de potentiel ou de courant parmi les électrodes disponibles et ainsi réaliser une tomographie. La figure 1- à droite présente une possibilité de montage de OhmPi v1.5 (64 électrodes) au sein d'un boîtier d'acquisition facile (boîtier courant et peu cher).

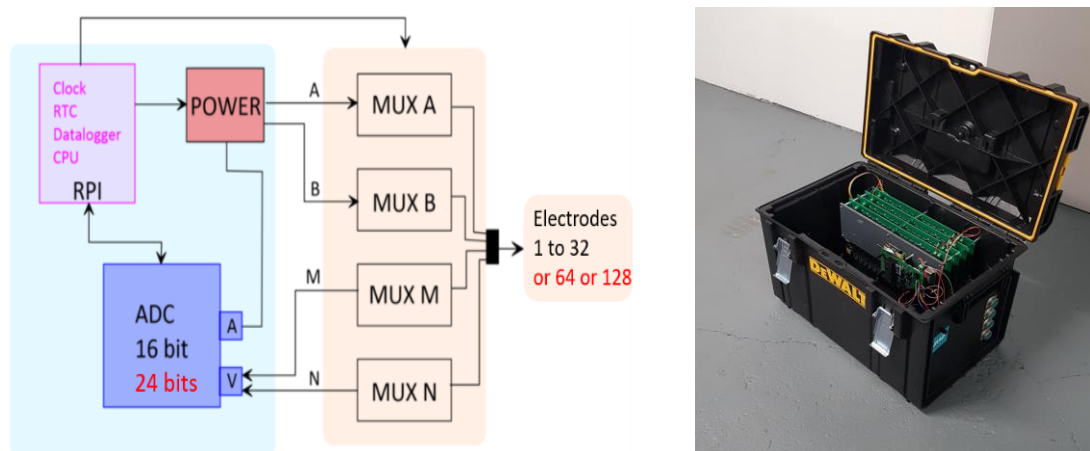


Fig. 1 – à gauche Schéma de principe de OhmPi. En noir V1.1. En rouge depuis V1.5. Modifié d'après Clément et al. (2020) – à droite Photo du montage d'OhmPi 1.5 avec un montage à bas cout.

RESULTATS ET DISCUSSION

De nombreux essais sont réalisés en laboratoire et sur le terrain afin de qualifier le matériel. Dans un premier temps des essais sur montage électronique équivalent sont présentés. Dans un second temps des essais sur un cas d'étude réel sont présentés.

Essais en laboratoire sur montage électronique équivalent

En premier lieu, des essais en laboratoire sont réalisés sur des montages électroniques équivalents représentés par la figure 3.a. Ce modèle électronique est ainsi partiellement représentatif d'une mesure dite à 4-points réalisée sur le terrain. La partie multiplexage n'est donc pas utilisée. La

résistance R_2 simule la résistance théorique des câbles, des composants électroniques internes à OhmPi, les résistances de prise et la résistance du matériau entre A et M ou entre B et N. La résistance R_1 simule la résistance du « terrain » entre les électrodes de potentiel M et N. La figure 3.b présente les résultats de mesure obtenus avec OhmPi avec le schéma précédent en faisant varier les résistances R_1 et R_2 (1% de tolérance). Pour ces tests, R_2 varie de 47 à 5600 Ohm et R_1 varie de 0.22 Ohm à 2000 Ohm. La figure 3.b présente les résultats de cette étude paramétrique. Chaque cellule de cette matrice résultat représente un couple R_1 et R_2 . A noter que chaque mesure est répétée 8 fois pour évaluer une erreur de répétabilité de la mesure (Clément *et al.*, 2020). Les résultats de la figure 3.b montrent la grande qualité des mesures avec une résistance de transfert mesurée ($R_t = DV/I$) égale à la résistance R_1 quel que soit R_2 étudié. Une étude plus poussée sur l'origine des erreurs de mesure est ensuite présentée dans Clément *et al.* (2020). Un résultat de cette étude est porté figure 3.c. avec le calcul de la variation relative ($R_t \text{ error} (\%)$) entre R_t mesuré et R_t « réel » (R_1). Ce résultat montre que la plus grande erreur est enregistrée lorsque la résistance R_2 est élevée et la résistance R_1 faible, ce qui est tout à fait conforme à nos attentes. Il peut être noté que les amplitudes des erreurs relevées sont faibles ($<0.1\%$ en moyenne) et même inférieures à la tolérance des résistances utilisées (1%).

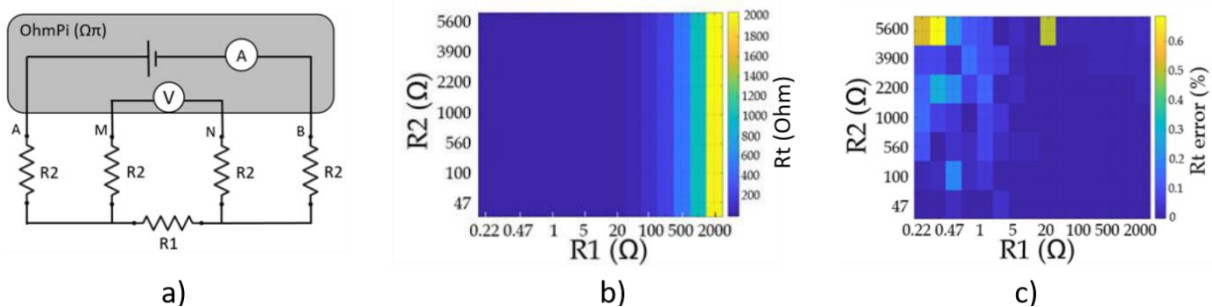


Fig. 3 –Essais en laboratoire. a) schéma du montage électronique équivalent. b) résultats de mesure de résistance de transfert. c) Erreur relative sur la résistance de transfert mesurée.

Essais sur terrain

Deux campagnes de mesure réalisées sur un même site à quelques heures d'espacement sont comparées. Ces deux campagnes utilisent le même dispositif de terrain composé de 16 électrodes espacées de 25 cm. La première campagne est réalisée avec OhmPi tandis que la seconde emploie un résistivimètre commercial pris comme référence. Un même protocole d'acquisition composé de mesures Wenner-Schlumberger et Dipole-Dipole (182 quadripoles) répété quatre fois est réalisé sur les deux appareils. Une résistance de prise entre 0.9 et 2.7 kOhm est observée sur site. Les jeux de données obtenus avec les deux appareils présentent une très bonne corrélation ($R^2=0.9996$). Ces jeux de données sont inversés avec le logiciel Res2dinv dont les résultats sont présentés figure 4. La figure 4.a présente la coupe de résistivité obtenue avec OhmPi et la figure 4.b la coupe de résistivité obtenue avec le résistivimètre de référence. La très forte corrélation des résultats de tomographie nous permet de conclure quant à la bonne qualité des mesures réalisées par OhmPi.

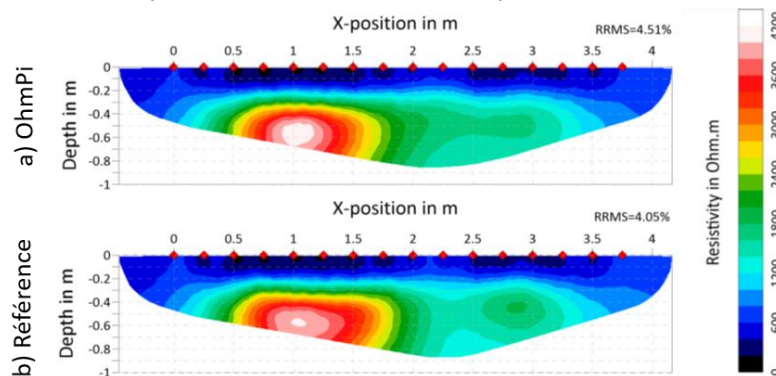


Fig. 4 –Résultats d'inversion Res2Dinv à partir des jeux de données mesurés a) par OhmPi et b) par le résistivimètre référence. D'après Clément *et al.* (2020)

LE FUTUR D'OHMPI

De nombreux développements attendent Ohmpi dans un avenir proche. Dans un premier temps une V1.5 sera proposée beaucoup plus compacte et plus facile à assembler que la série 1.0X. L'ergonomie sera donc revue dans un objectif « plug and play » même si le résistivimètre conservera des caractéristiques de mesure similaires aux versions 1.0X. Elle présentera aussi l'avantage de disposer d'un multiplexeur 32, 64 ou 128 électrodes (à assembler soi-même). Progressivement la version 1.5 sera complétée par la version 2 courant 2021. Cette version intégrera une carte de mesure avec un ADC 24bit, des composants spécifiques impliquant une mesure plus fine du courant et un convertisseur permettant d'injecter jusqu'à 50V à 2A. En parallèle au développement du hardware, nous travaillons (i) à la réalisation d'une interface graphique (ii) au développement et l'intégration d'un outils d'inversion sur la Raspberry Pi (iii) à l'écriture du code pour la mesure de PS et de PP (iv) à la télétransmission de l'information et à l'asservissement de l'acquisition par un ou plusieurs capteurs externes.

CONCLUSIONS

Nous présentons OhmPi, un résistivimètre robuste, flexible, open-source et à cout modéré. Le faible prix de ce matériel permet sa multiplication ou son immobilisation pour des applications de monitoring long. L'objectif du développement est également de tendre vers des résistivimètres à application dédiée ; c'est-à-dire optimisés et dédiés au suivi d'une problématique précise (ex : suivi infiltrations dans des colonnes, capteurs de résistivité...). OhmPi est un travail collaboratif est participatif. L'objectif, au travers de cette publication, est de pouvoir diffuser le matériel dans un objectif d'utilisation et d'évolution constante. Nous lançons ainsi un appel à la communauté scientifique souhaitant participer à son développement ou souhaitant plus simplement l'utiliser pour des applications variées (laboratoire, archéologie...).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BADR J., FARGIER Y., PALMA-LOPES S., DEBY F., BALAYSSAC J.-P., DELEPINE-LESOILLE S., COTTINEAU L.-M., G. VILLAIN G., 2020 – Design and validation of a multi-electrode embedded sensor to monitor resistivity profiles over depth in concrete. *Construction and Building Material*, 223, 310–321.

CLEMENT R., DESCLOITRES M., GUNTHER T., RIBOLZI O., LEGCHENKO A., 2009 – Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation, *Comptes Rendus Geosci.* 341, 886–898.

CLEMENT R., FARGIER Y., DUBOIS V., GANCE J., GROS E., FORQUET N., 2020 – OhmPi: an open source data logger for dedicated applications of electrical resistivity imaging at the small and laboratory scale. *HardwareX*, 8, e00122.

FLORSCH N., MUHLACH F., 2018 – Géophysique appliquée pour tous – Volume 1, Méthodes électriques. *ISTE Editions*, 196 pages.

EXISTE-T-IL DES NON-LINEARITES EN POLARISATION PROVOQUEE (PP) ?

FLORSCH N.¹, BEN SLIMANE H.², MANAI Y.², CAMERLYNCK C.³,

¹ UMMISCO - IRD, Bondy, France, nicolas.florsch@sorbonne-universite.fr

² Etudiante en physique L3, Sorbonne Université

³ METIS - SU, Paris, France, christian.camerlynck@sorbonne-universite.fr

RESUME

Avec la plupart des appareillages disponibles sur le marché, seule la contribution linéaire de la Polarisation Provoquée (PP) est mise en évidence. En effet, les analyseurs de PP spectrale les plus pointus procèdent par détection synchrone numérique : ils ne prennent en compte, lors de la mesure du potentiel, que la fréquence qui a été produite. Autrement dit, s'il existe des non-linéarités dans la réponse PP, elles ne peuvent pas être « vues ». Dans le présent travail, on procède à l'injection d'un signal harmonique pur dans différents échantillons comportant une réponse notable en PP. Si il existe des non-linéarités du milieu, le signal résultant mesuré par des électrodes impolarisables doit montrer des harmoniques d'ordres supérieurs que l'on peut mettre en évidence par transformée de Fourier pour peu que l'on enregistre le signal temporel à cet effet. Or, qu'il s'agisse d'échantillons de sable contenant de la pyrite, de la galène ou même du fer partiellement oxydé, aucune non linéarité significative n'a pu être observée. Cela ne milite pas en faveur des modèles qui évoquent des processus redox à la surface des grains lors des processus PP, processus qui du fait de seuils faradiques, devraient conduire à des non-linéarités observables. La polarisation provoquée est très linéaire.

Mots clés : polarisation provoquée spectrale, non-linéarités, particules métalliques.

DO NON-LINEARITIES EXIST IN INDUCED POLARIZATION (IP)?

ABSTRACT

Since most of the available IP devices only analyse the linear response of rocks, like in synchronous detection, they are not capable of detecting eventual non-linearities. Hence, if any non-linearity occurs, it cannot be seen. However, by recording the full-wave signal and by using Fourier spectral analysis, it is possible to detect upper-harmonics that will reveal the existence of a non-linearity. We proceeded in such experiments by using sand containing pyrite, galena and partially oxidized iron, but were unable to reveal any non-linear response. This questions the models in which redox phenomena are supposed to exist at the surface of the metallic particles.

Key words: induced polarization, non-linearities, metallic particles

INTRODUCTION

La polarisation provoquée vit une révolution. Historiquement dévolue à la détection des sulfures disséminés (voir par exemple Pelton, 1978), elle se décline aujourd'hui dans des nombreux défis environnementaux. Elle porte des espoirs pour la détermination de la perméabilité, pour caractériser la présence d'argile, ou, avec des succès maintenant avérés, pour l'imagerie géophysique des pollutions enfouies.

Les développements instrumentaux récents sont pour quelque chose dans le renouveau de la méthode. L'utilisation de signaux harmoniques, avec un balayage en fréquence, permet de couvrir une large gamme spectrale de 10^{-3} Hz à 10^4 Hz (pour fixer les idées). La précision et surtout la sensibilité sont tellement augmentées que des signaux très ténus (avec notamment des phases moindres que le milliradian) peuvent être mesurés avec précision, ce qui a ouvert de nouvelles portes en pétrographie de laboratoire comme sur le terrain.

Or, tous ces travaux, en particulier dans le domaine spectral, examinent la réponse de l'échantillon ou du terrain dans un cadre strictement linéaire : on injecte une sinusoïde pure (un courant) et on observe, on mesure, le signal résultant à exactement la même fréquence et ce en ajustant – justement avec une sinusoïde pure- l'amplitude de la sinusoïde, qui en résulte.

Ce procédé est totalement aveugle à d'éventuelles non-linéarités dans la réponse.

RECHERCHE DE NON-LINEARITES

Une théorie générale de « fonction de transfert non-linéaire » est à disposition depuis les travaux de Volterra, puis de Wiener qui les a améliorés (Schetzen, 1980). Compte tenu de l'importance du sujet, la bibliographie sur les systèmes non-linéaires est abondante, et la place manque ici pour référencer nombre de travaux remarquables.

En Polarisation Provoquée Spectrale (PPS), dans la très grande majorité des cas, la fonction de transfert « terrain » n'est pas recherchée en excitant le système avec des fonctions quelconques, mais uniquement avec des sinusoïdes pures (des signaux harmoniques purs). Le formalisme général de Volterra, qui se formule avec une convolution multi-non-linéaire comme suit :

$$y(t) = h_0 + \int h_1(\tau_1)x(t-\tau_1)d\tau_1 + \int \int h_2(\tau_1, \tau_2)x(t-\tau_1)x(t-\tau_2)d\tau_1d\tau_2 + \iiint \text{etc.} \quad , \quad (\text{Eq1})$$

n'est pas requis. En effet, dans son équivalent spectral, il analyse l'interaction de toutes les fréquences présentes dans le signal avec... toutes les fréquences présentes dans le signal (ceci si on se restreint à l'ordre 2, sinon cette interaction doit être étudiée à la puissance N pour le degré N). Or, en PPS, il n'y a qu'une seule fréquence en jeu, et donc on ne doit étudier que l'interaction de l'onde avec elle-même.

Pour un système non linéaire invariant par translation (dont les propriétés ne changent pas avec le temps), il faut et il suffit d'analyser l'énergie aux fréquences multiples de la fréquence injectée (y compris la fréquence nulle). En effet, le passage d'une harmonique pure dans un tel système non-linéaire produit une fonction périodique de même période que le fondamental. Le résultat est donc totalement décrit par une série de Fourier !

Les électroniciens connaissent bien ce type d'analyse qu'ils qualifient d'analyse du « taux de distorsion harmonique » (Taylor 1983).

Très souvent, pour peu que les non-linéarités soient petites, seules les premières harmoniques sont générés, et notamment les ordres 0 (composante continue), 2 et 3 (fréquences double et triple).

La technique consiste alors à injecter (à partir d'une tension appliquée sur deux électrodes AB) une onde pure (dont on contrôle la pureté par Transformée de Fourier (TF)) dans un échantillon, puis à observer, toujours à l'aide de la TF, la présence ou non de fréquences multiples dans le signal mesuré (sur deux électrodes impolarisables MN).

UNE INSTRUMENTATION AD-HOC

Pour la génération de l'harmonique pure, nous avons utilisé un générateur numérique de signal de laboratoire (FeelTech FY6600), qui a donné toute satisfaction en produisant un signal particulièrement pur (vérifié après TF d'une acquisition sur un pont de résistances) au 50 Hz près, qui toujours parasite les mesures en labo non blindé.

Pour l'acquisition, nous avons opté pour une carte son externe avec port USB, de type UR22C, qui convertit parfaitement à 44,1 kHz de fréquence d'acquisition en 32 bit. Le signal est acquis via Audacity, puis porté pour être traité avec Matlab (fonction « periodogram »).

La fréquence d'injection est un compromis : trop haute, on s'expose à des couplages EM mais également à ne plus avoir de phénomènes PP notable (nos tailles de grain conduisent à un pic théorique de fréquence PPS de quelques Hz). Trop basse, on réduirait le nombre de cycles mesurés sur une période raisonnable (1 minute). Nous avons retenu une fréquence de 13 Hz, non pour porter chance, mais pour éviter que ses premières harmoniques soient proches de 50 Hz. On observera donc particulièrement le spectre aux fréquences de 26 et 39 Hz.

ECHANTILLON et PORTE-ECHANTILLON

Le porte échantillon comporte 2 X 3 compartiments de 280 X 50 X 30 mm³, remplis de sables saturés en eau de robinet et mélangés avec 40 à 200 (selon la densité) grammes de matériaux polarisables : pyrite, chalcoppyrite, galène, et fer, tout en poudre sub-millimétrique, deux cellules étant réservées l'une à l'eau pure et l'autre au sable saturé pur, pour comparaison. Le fer consiste en limaille que nous avons aussi laissé s'oxyder notablement (donc : une expérience sur fer non oxydé et une sur fer « rouillé »).

Les électrodes d'injection sont constituées soit de petites plaques de cuivres placées aux extrémités des longs parallélépipèdes, soit d'électrodes impolarisables, comme les électrodes de mesure. Les électrodes impolarisables de diamètre 5 mm, sont de type Cu/CuSO₄, avec des bougies poreuses.

La figure 1 montre une photo vue de haut pendant un cycle de mesure avec des électrodes impolarisables maintenues par une mousse.

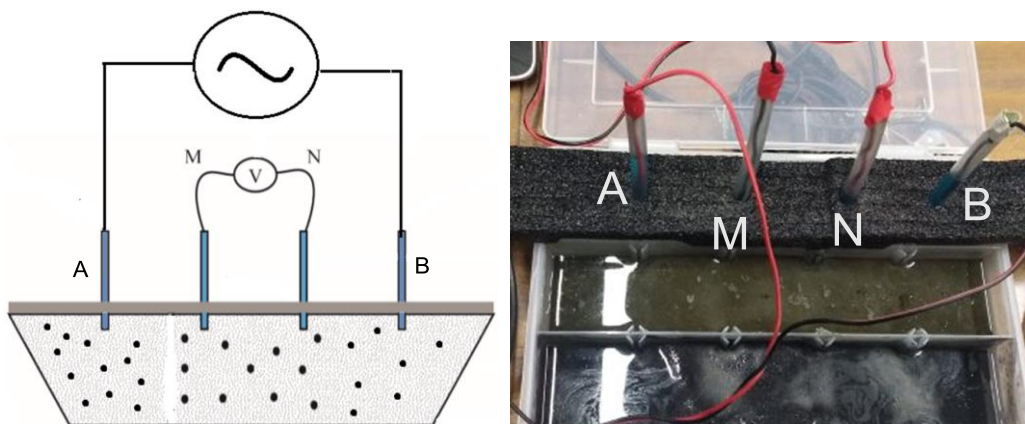


Figure 1: mesures avec 4 électrodes impolarisables.

RESULTATS ET DISCUSSION

Les premières mesures, effectuées avec des électrodes d'injection en cuivre et un branchement direct du générateur sur ces électrodes, laisse à penser à des non-linéarités significatives, comme illustré sur le spectre de la Figure 2 :

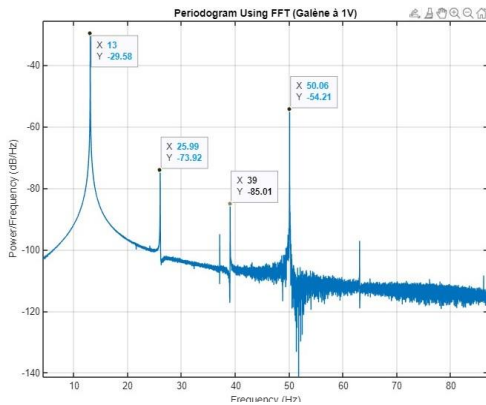


Figure 2: les premiers spectres montrent des non linéarités avec des pics à 26 et 39 Hz. Le grand pic est associé au parasite à 50 Hz.

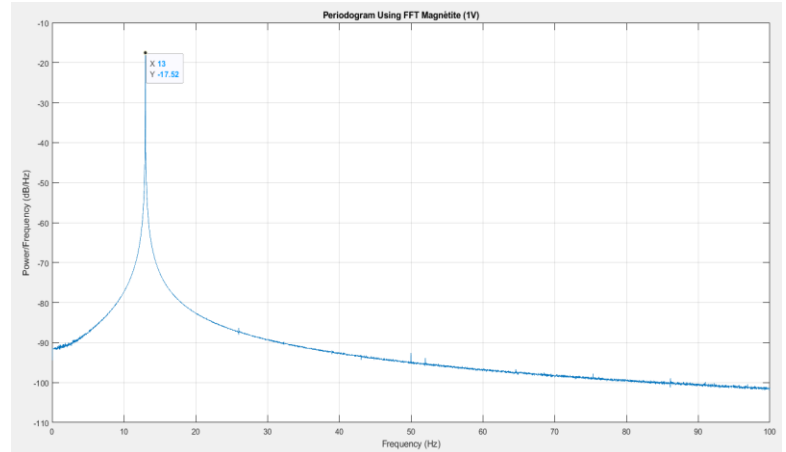


Figure 3: en utilisant un convertisseur tension-courant qui garantit l'harmonicité du courant plutôt que de la tension, le signal mesuré ne montre pas de non-linéarité notable.

Or, on a observé que l'amplitude de ces pics d'une part ne dépend pas du matériau, d'autre part qu'elle est réduite lors de l'utilisation d'électrodes impolarisables en émission. On a dès lors considéré que ces non-linéarités ont pour cause, en fait, les seuils faradiques aux électrodes d'injection elles-mêmes : le courant *n'est pas* proprement proportionnel à la tension du générateur.

Nous avons eu l'idée alors d'introduire un *convertisseur tension* → *courant* dans la boucle d'émission, qui nous garantisse la pureté non pas de la tension appliquée, mais du courant injecté.

La Figure 3 montre alors qu'il n'y a aucune non-linéarité mesurable à l'échelle de la mesure (au moins 70 dB (on est au dix-millionième).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Certains modèles prédisent des phénomènes redox à la surface des grains (comme le modèle de Wong , 1979). On s'attend à ce que cela implique des comportements non-linéaires de la réponse en polarisation. Nos expériences ne montrent aucune telle non-linéarité, et excluent également d'autres causes possibles de non-linéarité. Comme pour toute réfutation, ce sera jusqu'à preuve du contraire.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- SCHETZEN, M., 1980. The Volterra and Wiener theories of nonlinear systems. John Wiley & Sons.
- TAYLOR, N.K., 1983. A Survey of Audio Distortion Measurement Techniques. ITCA Technical Development Laboratory, Report No. 129/83.
- WONG, J., 1979. An Electrochemical Model of the Induced polarization Phenomenon in Disseminated Sulfide Ores. Geophysics 44, No. 7, 1245–65. doi:10.1190/1.1441005.

DEVELOPPEMENTS THEORIQUES ET EXPERIMENTAUX AFIN D'AMELIORER LA CARACTERISATION MAGNETIQUE D'ANCIENS SITES DE COMBATS

LE MAIRE P.¹, MUNSCHY M.², FIXARI E.³, NUNS S.³

¹ BRGM-French Geological Survey, Orléans, France, p.lemaire@brgm.fr

² Institut Terre et Environnement de Strasbourg, Université de Strasbourg/EOST/ENGEEES, CNRS UMR 7063, 5 rue Descartes, Strasbourg F-67084, France

³ Cardem, 7 rue de l'uranium, F-67802, Bischheim, France

RESUME

La pertinence de la méthode magnétique n'est plus à démontrer lors de la recherche d'objets métalliques enfouis, tels que les restes d'anciens combats. Cependant, il existe encore des axes d'améliorations dans sa mise en œuvre sur le terrain et également dans l'interprétation des données. Nous présentons, d'une part, un système d'acquisition multi-capteurs magnétiques sur drone et d'autre part des résultats sur les limites possibles dans l'utilisation du signal analytique.

Mots clés : magnétisme, drone, signal analytique, profondeur

THEORETICAL AND EXPERIMENTAL DEVELOPMENTS IN MAGNETISM METHOD TO IMPROVE THE CHARACTERIZATION OF HISTORICAL BATTLEFIELD SITES.

ABSTRACT

The relevance of the magnetic method is no longer to be demonstrated when looking for buried metallic objects, such as the remains of ancient combat. Indeed, this method makes it possible to image the contrasts of magnetization deriving from buried trenches, constructions, ammunition envelopes, fragments. However, there are still possible improvements in the magnetic method implementation both in the field and for interpretation. A new multi-sensor acquisition system installed aboard a drone is described and some results using the analytical signal are shown.

Key words: magnetism, UAV, Analytic signal, depth estimation

INTRODUCTION

Dans le cadre de travaux de BTP, la découverte de munitions non explosées, de fondations, de vestiges archéologiques, de réseaux, peut entraîner des risques pour les personnes et/ou des surcoûts financiers. L'utilisation de diagnostics géophysiques en amont permet une meilleure gestion des risques, des coûts et du temps pour les donneurs d'ordre. Cette étude se focalise sur la mise en œuvre de la méthode magnétique pour la caractérisation d'un ancien site de combat. En effet, cette méthode permet d'imager les contrastes d'aimantation du sous-sol comme par exemples des tranchées, des constructions, les enveloppes de munitions, les éclats, ... Dans cette étude, l'objectif est de caractériser les premiers mètres sous la surface. Ainsi, la pratique courante est de réaliser des mesures au sol (opérateur, quad), afin d'avoir une distance inférieure à 1 m entre sol et les capteurs qui peuvent être absolus, relatifs ou de type gradiomètres.

Cependant, la campagne d'acquisition n'est pas toujours simple, voire impossible : champs en culture, obstacles de type haies ou étendues d'eau. Ainsi, Cardem et l'IPGS ont travaillé sur une solution d'acquisition magnétique en drone à quatre capteurs, afin de pallier ces difficultés et présentent de premiers résultats obtenus pour un terrain, dont l'étude historique indique des vestiges possibles de la guerre de 1870 et de la première guerre mondiale.

MATERIELS

Dans le cas d'un chantier réalisé à Favreuil (Pas-de-Calais), les capteurs magnétiques utilisés sont des capteurs fluxgate trois composantes (Bartington MAG03). Pour les acquisitions au sol, le système est placé sur un support de type sac-à-dos. Huit capteurs sont fixés à un intervalle de 50 cm dans une perche à l'avant du sac (Fig 1). Pour l'acquisition en drone, quatre capteurs sont installés avec un espacement de 50 cm à l'avant d'un drone M210 RTK de marque DJI (Fig 1). Lors des deux campagnes d'acquisition les mesures ont été acquises à une cadence de 25 Hz.

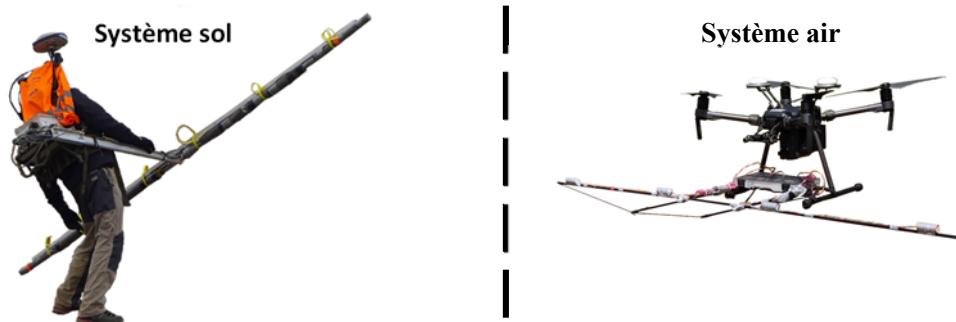


Figure 1: Systèmes de mesure et support pour l'acquisition au sol et en drone.

On a réalisé la correction des erreurs des magnétomètres qui sont relatifs et la compensation de l'effet magnétique (induit et rémanent) (Le Maire et al., 2020; Munschy et al., 2007; Olsen et al., 2003).

METHODE

Sur la base des mesures obtenues est réalisée l'interprétation, c'est-à-dire que pour chaque variation de l'intensité observée (anomalie), on va chercher à définir précisément la localisation dans le sous-sol de la source du contraste d'aimantation, ainsi que sa géométrie et sa nature (induit/rémanent). Il est possible d'utiliser des transformées mathématiques permettant d'aider à la caractérisation des anomalies. Une des transformées adaptée pour des interprétations en dépollution pyrotechnique est le signal analytique. En effet, les anomalies magnétiques asymétriques vont, par le signal analytique, se transformer sous la forme d'un signal maximum à l'aplomb des sources et ainsi aider à la localisation en (x,y). De plus, l'expression mathématique du signal analytique pour une sphère simple, par conséquent, il est aisé d'estimer les paramètres tels que la profondeur et le moment magnétique (Munschy et al., 2007; Nodot, 2014).

$$S_{a_{vec}}(x, y, z) = 3 \frac{\mu_0 V_s}{4 \pi r^4} \sqrt{5 \left(\frac{\vec{J} \cdot \vec{r}}{r} \right)^4 - 2 \left(\frac{\vec{J} \cdot \vec{r}}{r} \right)^2 + 1}, \quad (1)$$

avec \vec{J} le vecteur aimantation, \vec{r} le vecteur distance et V_s le volume de la sphère.

Cependant, Salem et al. (2002)a montré qu'il existait une dépendance du signal analytique vectoriel 3D aux directions de l'aimantation et du champ magnétique régional, qui est à l'origine d'un décalage sur le positionnement dans le plan (x,y) jusqu'à 30% de la profondeur (Fig. 2). Ce résultat est lié au fait que la généralisation du concept de signal analytique dans l'espace à trois dimensions est mauvaise. En effet, le signal analytique est une fonction complexe définie pour un espace à deux dimensions (Nabighian, 1972). Il existe deux définitions pour le signal analytique, scalaire (Mohan and Anand Babu, 1995) et vectoriel (Roest et al., 1992), mais aucune des deux ne localise correctement la source lorsque son aimantation est rémanente. Par le biais d'utilisation de cas synthétiques nous avons quantifié l'erreur sur la localisation latérale d'une source ponctuelle (Fig 2). De plus, il a été également estimé l'erreur sur l'estimation de la profondeur dans le cas où l'hypothèse d'une source ponctuelle n'est pas vérifiée.

Cas synthétique

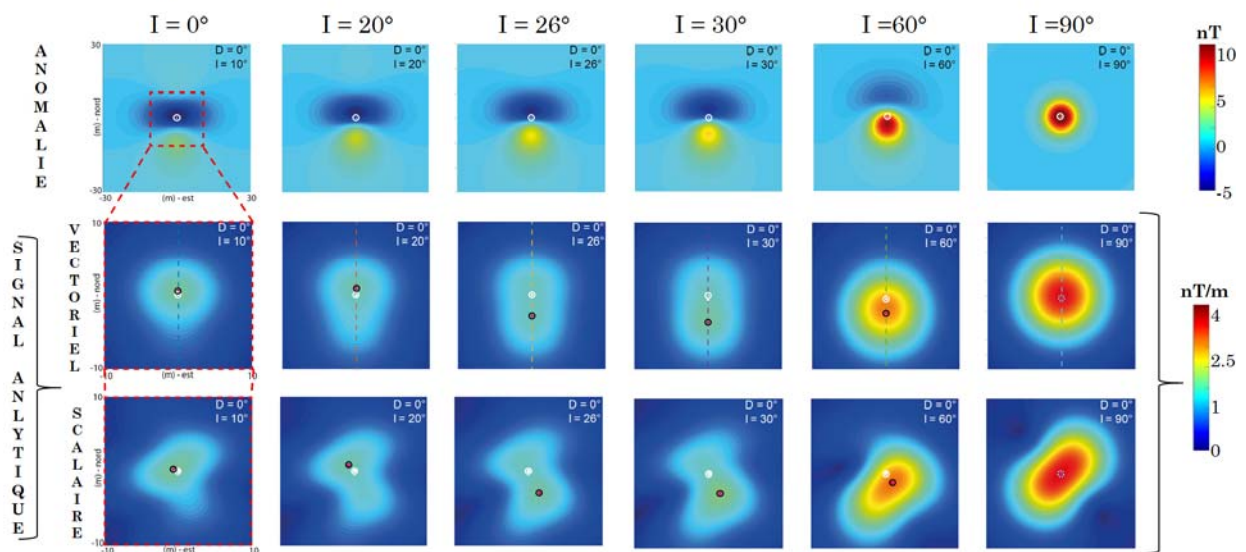


Figure 2: Six cartes de l'intensité de l'anomalie magnétique pour une sphère à 10 m de profondeur, pour une aimantation induit avec une déclinaison de 0° et une inclinaison de 10, 20, 26, 30, 60 et 90° (première ligne). Six cartes de signal analytique vectoriel (seconde ligne). Six cartes de signal analytique scalaire (ligne inférieure). La localisation horizontale du centre de la sphère est illustrée par le disque blanc, et les extrema par les disques magenta.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

La figure 3 présente les cartes de l'intensité de l'anomalie magnétique sur le même site en utilisant le système sol (à gauche) et le système drone (à droite) ainsi que les cartes du signal analytique. On constate que les cartes sont très comparables pour les anomalies magnétiques dipolaires de fortes amplitudes.

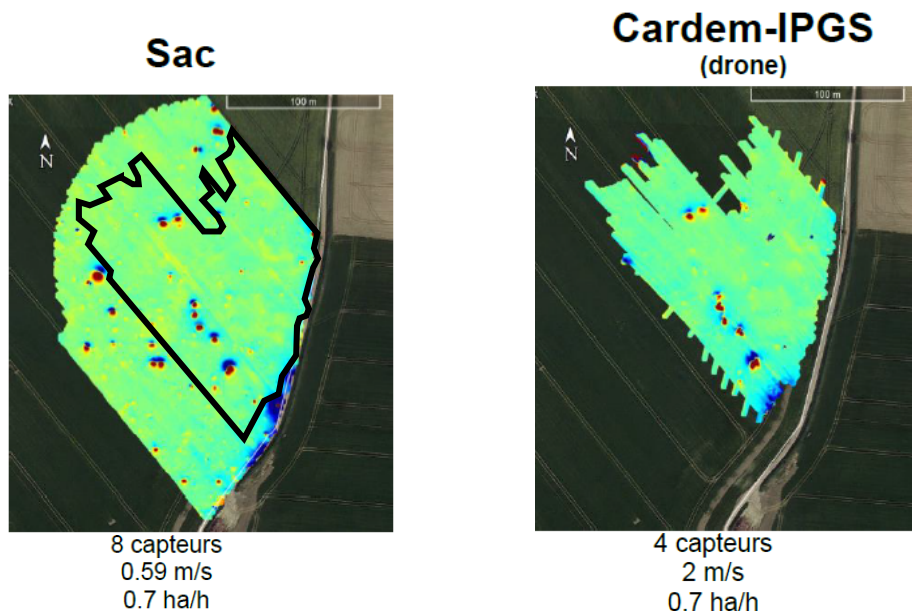


Figure 3: Cartes de l'intensité de l'anomalie magnétique seuillée de -40 à 40 nT, pour le sac-à-dos (à gauche) et pour le drone (à droite).

Cependant, on constate qu'un nombre moins important d'anomalies est visible sur les cartes obtenues en drone. Cela est dû au fait que lors des mesures en drone, le champ était en culture avec des plantations d'environ 80 cm de hauteur : la hauteur des capteurs au-dessus du sol est de l'ordre de 1.5 m, alors que pour la cartographie en sac à dos, la ligne de capteurs est environ 0.8 m au-dessus du sol.

La production de données, c'est-à-dire le nombre d'hectares couverts à l'heure, est à peu près la même pour les deux systèmes de mesure (0,7 ha/h). La productivité des mesures en drone pourrait être nettement améliorée en utilisant un logiciel de navigation drapant plus performant.

CONCLUSIONS

Un système d'acquisition magnétique à quatre capteurs sur drone a été conçu. Une compensation scalaire a permis de supprimer l'effet magnétique du porteur et les données obtenues sont cohérentes à la cartographie magnétique réalisée par une personne au sol. Cependant, la distance plus importante entre les capteurs et la surface du sol ne permet pas d'imager les anomalies de petite longueur d'onde et de faible intensité visibles sur l'acquisition au sol.

Par l'utilisation de cas synthétiques, nous avons mis en évidence que les deux définitions du signal analytique se valent. Une étude plus poussée de la définition vectorielle pour une sphère a démontré qu'il n'y a pas un unique minimum, mais au moins 4 (voir 5 par l'expression mathématique).

Il a aussi été observé une surestimation de la profondeur lorsque la géométrie d'une sphère n'est pas respectée. Par exemple, pour une source dont la largeur est égale à la distance entre le capteur et sa localisation, on constate une surestimation de la profondeur de 57%.

Ainsi nous proposons deux pistes d'amélioration pour l'utilisation de la méthode magnétique dans le domaine de la dépollution pyrotechnique. Cependant, il est toujours impossible de définir si une anomalie géophysique est liée ou non à une ancienne munition.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Le Maire, P., Bertrand, L., Munsch, M., Diraison, M., Géraud, Y., 2020. Aerial magnetic mapping with an unmanned aerial vehicle and a fluxgate magnetometer: a new method for rapid mapping and upscaling from the field to regional scale. *Geophys. Prospect.* 68, 2307–2319. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12991>
- Mohan, N.L., Anand Babu, L., 1995. An analysis of 3D analytic signal. *Geophysics* 60, 531–536.
- Munsch, M., Boulanger, D., Ulrich, P., Bouiflane, M., 2007. Magnetic mapping for the detection and characterization of UXO: Use of multi-sensor fluxgate 3-axis magnetometers and methods of interpretation. *J. Appl. Geophys.* 61, 168–183. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2006.06.004>
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>
- Nodot, E., 2014. Détection et caractérisation d'objets anthropiques par méthodes géophysiques et en particulier par méthode magnétique. Strasbourg.
- Olsen, N., Tøffner-Clausen, L., Sabaka, T.J., Brauer, P., Merayo, J.M., Jørgensen, J.L., Léger, J.M., Nielsen, O.V., Primdahl, F., Risbo, T., 2003. Calibration of the Ørsted vector magnetometer. *Earth Planets Space* 55, 11–18.
- Ripka, P., 2003. Advances in fluxgate sensors. *Sens. Actuators Phys.* 106, 8–14. [https://doi.org/10.1016/S0924-4247\(03\)00094-3](https://doi.org/10.1016/S0924-4247(03)00094-3)
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>
- Salem, A., Ravat, D., Gamey, T.J., Ushijima, K., 2002. Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations. *J. Appl. Geophys.* 49, 231–244.

ENTRE CANAUX, JARDINS ET MONUMENTS : SIGNATURE MAGNETIQUE DES STRUCTURES URBAINES DE LARSA, CAPITALE MESOPOTAMIENNE (IRAQ, 6^E – 1^{ER} MILLENAIRE AV. J-C)

DARRAS Lionel¹, VALLET Régis²

¹ CNRS, UMR 5133 Archéorient, Lyon, France, lionel.darras@mom.fr

² CNRS, UMR 7041 ArScAn, Nanterre, France, rv.archeo@gmail.com

RESUME

La caractérisation des structures urbaines d'une ancienne mégapole comme Larsa en Irak, capitale mésopotamienne occupée du 6^e au 1^{er} millénaire avant J-C, nécessite la confrontation de plusieurs sources complémentaires : la photo aérienne pour les structures visibles en surface, la prospection et la fouille archéologiques, ainsi que la prospection géophysique. Cette dernière, réalisée à des endroits stratégiques, a permis de renouveler la compréhension de l'organisation de cette grande cité entre canaux, jardins et édifices monumentaux.

Mots clés : géophysique, mégapole, canaux, jardins, architecture, urbanisme

TITRE EN ANGLAIS :

BETWEEN CANALS, GARDENS AND BUILDINGS: MAGNETIC SIGNATURE OF URBAN STRUCTURES OF LARSA, MESOPOTAMIAN CAPITAL (IRAQ, 6TH - 1ST MILLENNIUM BC)

ABSTRACT

The characterization of the urban structures of a former megalopolis like Larsa in Iraq, Mesopotamian capital occupied from the 6th to the 1st millennium BC, requires the confrontation of several complementary sources: aerial photos for the structures visible on the surface, archaeological surveying and excavations, geophysical prospecting. The latter, carried out at strategic locations, allowed us to renew the understanding of the organization of this megalopolis between canals, gardens and buildings.

Key words: geophysics, megalopolis, canals, gardens, architecture, town planning

INTRODUCTION

La Mésopotamie a été un grand foyer de civilisation. Dès le début du 4^e millénaire av. J.-C. l'Iraq du sud se couvre de villes dont certaines atteignent plusieurs centaines d'hectares de superficie. Larsa est l'une d'entre elles, capitale du pays avant sa prise par Hammourabi de Babylone en 1763 av. J.-C. Pour obtenir des résultats significatifs sur un site de cette ampleur (200 ha), tous les outils disponibles sont mobilisés conjointement : couverture aérienne par drone et satellite, prospection archéologique, architecturale, topographique et micro-topographique, fouilles. Au sein de cette palette d'outils, la géophysique occupe une place privilégiée pour obtenir rapidement une image étendue de ce qui est dissimulé sous la surface

MATERIEL ET METHODES

Une prospection archéologique pédestre du site a été entamée au printemps 2019. Son implantation a été réalisée par zones de 50m par 50m avec pour limites des positions UTM rondes. C'est cette même grille d'implantation qui a été utilisée pour la géophysique. Elle permet de recaler de manière optimale les zones prospectées lors des différentes campagnes et de confronter les résultats des différentes méthodes de prospection, dans un SIG unifié.

La prospection géophysique a été réalisée en utilisant la méthode magnétique avec un gradiomètre à vapeur de césium G858 (Geometrics Inc) tous les 10 cm le long de profils espacés d'1 m, puis interpolées à 0,50 m pour la réalisation de la carte magnétique finale.

OBJECTIFS ET RESULTATS

L'objectif à long terme du programme géophysique est de contribuer à l'établissement du plan de la ville afin d'en comprendre la structure, l'urbanisme, et d'orienter les autres travaux.

Les opérations de 2019 avaient deux objectifs : établir la carte magnétique d'un vaste secteur au nord-ouest de l'E-Babbar, le temple du Dieu-Soleil Shamash, divinité tutélaire de la ville, avant les fouilles, et obtenir des informations sur le tracé de possibles canaux traversant le site.

Le quartier au nord-ouest de l'E-Babbar

Au nord-ouest de l'E-Babbar, tell de 27m de haut trônant au centre du site, les repérages des années 80 avaient permis de détecter plusieurs ensembles architecturaux. Ceux-ci n'étaient connus que très partiellement par quelques murs visibles en surface (B48-49) et par un petit tell (B50). La carte magnétique du quartier (Fig. 1) a révélé l'ampleur de ces constructions.

Avant même les fouilles, la carte magnétique a permis de distinguer certaines cours et pièces du monumental temple paléo-babylonien en B50 (6600 m²) et de révéler l'intégralité ou presque du plan d'une grande résidence somptueuse hellénistique (650 m²) en B48. Entre ces constructions importantes, la prospection géophysique a révélé un parcellaire que ses caractéristiques invitent à interpréter comme un secteur de cultures et jardins irrigués.

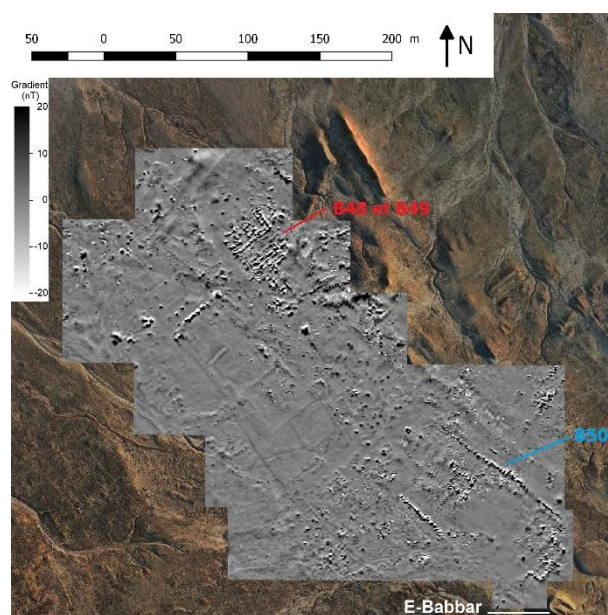


Fig. 1 – Carte magnétique (-20/+20nT) du quartier des bâtiments des secteurs B48, B49 et B50, au nord-ouest de l'E-Babbar.

Les canaux urbains

Une question importante de l'archéologie du Proche-Orient est celle de l'eau. Les prospections régionales ont confirmé l'existence de grands canaux sillonnant le pays mais dans les villes, aucun canal urbain n'a jamais été fouillé. A Larsa, la question se pose depuis la découverte au début des années 80, de photos aériennes montrant une grande trainée blanchâtre, large de 20m, coupant le site du nord jusqu'en son centre. La prospection géophysique, réalisée à des endroits stratégiques tout au long du tracé de la structure, a confirmé qu'il s'agit d'un grand canal urbain (Fig. 2a, Canal 1). Au nord, la carte géophysique a montré que ce « Grand Canal » était directement relié à un autre canal (Fig. 2b, Canal 2), encerclant la ville à l'intérieur de ses remparts. Ce canal périphérique se jette à l'ouest dans

un bassin délimité au nord et à l'est par des digues en brique crue. Il se poursuit à l'est le long du quart nord-est de la ville, voire au-delà. Au sud de la ville, la prospection magnétique a précisé le tracé d'un troisième canal urbain (Fig. 2a, Canal 3), ainsi que la fonctionnalité de certains espaces.

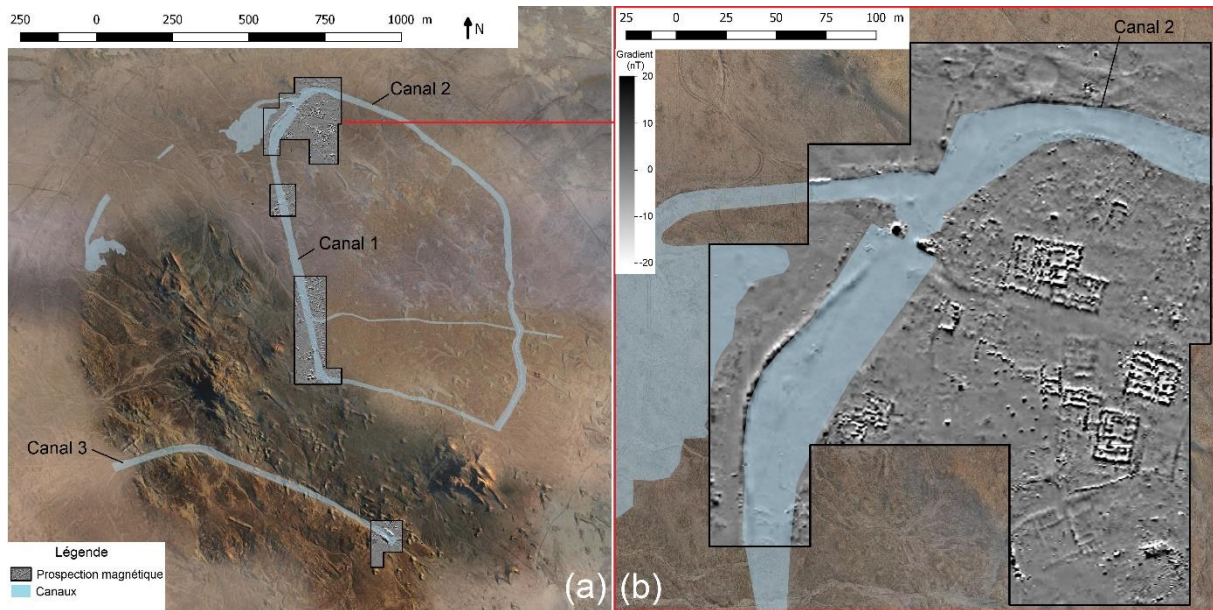


Fig. 2 – Zones de prospection magnétique (-20/+20nT) sur le tracé des canaux.

L'enveloppe urbaine et les remparts

Larsa était entourée de remparts qui constituaient l'enveloppe physique de la cité. Les données textuelles les mentionnent à de nombreuses reprises ainsi que leur destruction en 1728 av. J-C à la suite d'une rébellion contre Babylone. Les traces des enceintes sont extrêmement ténues sur le site, sauf la porte « Parrot » à l'est reconstruite en briques cuites. Les données permettent de proposer une restitution préliminaire du tracé de l'enceinte (Fig. 3a). Au sud, la section de l'enceinte traversée par le canal sud est visible sur la carte géophysique (Fig. 3b). A l'ouest, une autre section de l'enceinte a été découverte par la prospection géophysique.

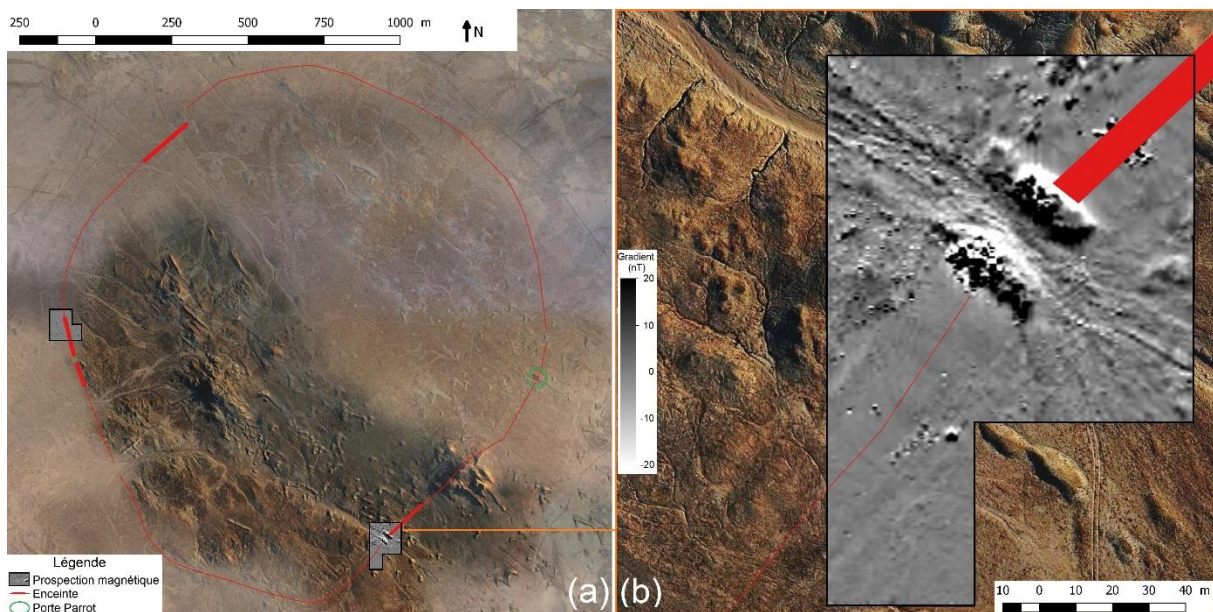


Fig. 3 – Zones de prospection magnétique (-20/+20nT) sur l'enceinte du 2^e millénaire et son tracé probable.

BILAN

Les données géophysiques apportent de nombreuses informations qui, combinées aux autres sources, renouvellent en profondeur la compréhension du site et le plan de la ville (Fig. 4).

Grâce à la géophysique, les grandes lignes du réseau hydraulique qui alimentaient la ville sont désormais connues. La géophysique a également permis d'ajouter de nombreuses rues et bâtiments au plan de la ville.

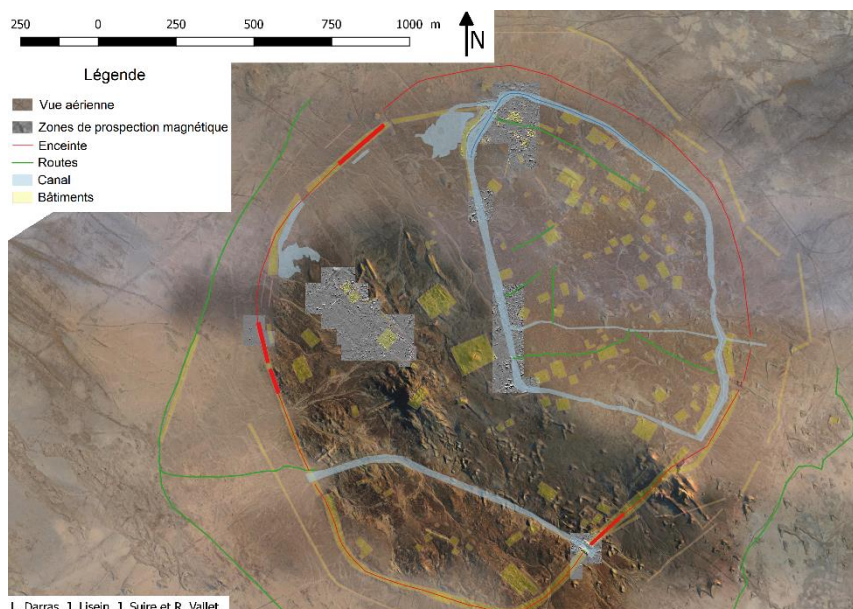


Fig. 4 – Carte synthétique des principales structures urbaines de Larsa révélées par les prospections magnétiques de 2019.

PERSPECTIVES

Les résultats évoqués ici ne constituent que l'amorce d'un nouveau programme de terrain, prévu sur le long terme. Seuls 18 ha sur 200 ha ont été prospectés et l'essentiel du réseau de canaux reste à découvrir, ainsi que ses connections au réseau régional.

En 2021, le programme sur les canaux sera poursuivi, en particulier au nord-ouest du site, mais une attention particulière sera consacrée aux remparts de la ville, aux secteurs de la porte nord-ouest et de la porte Parrot en particulier, dont il faut établir l'articulation avec les autres éléments du plan.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

VAN ESS M. et FASSBINDER J.W.E. 2019 – 'Uruk-Warka, Archaeological Research 2016-2018 Preliminary Report, Sumer LXV, 47-85.

HUOT J.-L. et SUIRE J. 2019 – « Le mystère des remparts de Larsa », Chambon G., Guichard M., Langlois A.-I. (eds) *De l'argile au numérique, Mélanges assyriologiques en l'honneur de Dominique Charpin*, PIPOAC 3, Peeters, 455-468.

VALLET R. et al. sous presse – "Preliminary Report on the XIVth and XVth Campaigns at Larsa", *Sumer LXVI* (2020).

EVALUATION DE LA METHODE EM MULTI-FREQUENTIEL FAIBLE ECARTEMENT EN DOMAINE MARIN PEU PROFOND – APPLICATION A L'ARCHEOLOGIE

SIMON F.X^{1,2}, PAPADOPOULOS N.³, GUILLEMOTEAU J.⁴, OIKONOMOU D.³, SIMIRDANIS K.³

¹ Inrap, Paris, France, francois-xavier.simon@inrap.fr

² Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249, UBFC-CNRS, Besançon, France

³ Laboratoire GeoSat ReSeArch, IMS FORTH, Rethymnon, Grèce

⁴ Institut de Géosciences, Université de Potsdam, Allemagne

RESUME

En domaine terrestre, le pouvoir de résolution verticale des appareils électromagnétique multi-fréquentiels de faible écartement (<2 m) est souvent limité par le contexte de faible nombre d'induction. En domaine marin, la forte conductivité de l'eau permettrait en théorie une meilleure différenciation verticale dans la gamme de fréquences utilisée ($10^2 - 10^5$ Hz). Une série de modélisations 1D et 3D ont motivé la réalisation de mesures sur le site archéologique d'Elounda. Les premiers résultats montrent une grande similitude entre les données ERT 3D et EM.

Mots clés : marin faible profondeur, EM multi-fréquentielle, modélisation, archéologie

ASSESSMENT OF A MULTI-FREQUENCY LOOP LOOP ELECTROMAGNETIC SYSTEM FOR SHALLOW OFF-SHORE MEASUREMENT – ARCHAEOLOGICAL APPLICATION

ABSTRACT

In the land survey area, multi-frequency induction electromagnetic (EMI) loop-loop devices with small spacing (< 2m) often show low induction numbers responses for the quasi-full range of the used frequency ($10^2 - 10^5$ Hz). On the other hand, in the marine domain, the high conductivity of salt water would theoretically allow different depths of investigation. Motivated by the results of several 1D and 3D simulations, we collected a multi-frequency EMI data set on the archaeological site of Elounda. The first results show a great similarity between previous ERT 3D and EM measurements.

Key words: shallow offshore, multi-frequency EM, simulation, archaeology

INTRODUCTION

Les appareils d'induction électromagnétiques (EMI) à source harmonique multi-fréquentielle de type Slingram, à faibles écartements de bobines, étaient destinés initialement à la réalisation de cartographies multi-profondeurs de la conductivité électrique. Ce type de sondage EMI multi-fréquences « vertical » implique que les fréquences utilisées font significativement varier la profondeur d'investigation, ce qui, pour le cas des systèmes Slingram à petit écartement, nécessite des mesures à grand nombres d'induction. Dans la gamme de fréquences utilisée par ces systèmes ($10^2 - 10^5$ Hz), cette condition est très rarement rencontrée dans le domaine terrestre où les valeurs de conductivités de la très proche surface sont très souvent inférieures à 0.5 S/m (ex., argiles). Pour ce type d'environnement, la profondeur d'investigation de l'appareil est alors essentiellement déterminée par l'écartement et la géométrie des bobines plutôt que par la fréquence de l'émetteur. L'inversion de données multi-fréquentielles collectées en domaine terrestre et non salé s'avèrent donc particulièrement peu contrainte car les différents canaux-fréquences ont une sensibilité verticale quasiment identique. Fort de cette contrainte, ces appareils se sont néanmoins avérés plus intéressants pour des approches multi-paramètres où dans certains contextes, la permittivité diélectrique et la viscosité magnétique peuvent être approchée (Simon et al., 2015 ; Simon et al., 2019). Dans le domaine marin, il en est tout autrement. La forte conductivité du milieu étudié permet de s'extirper du domaine à faible nombre d'induction. Dans ce cadre-là, nous supposons notamment que la couche d'eau salé

amplifie la dépendance fréquentielle des sensibilités verticales, rendant ainsi l'information d'un sondage « multi-fréquence » exploitable pour la caractérisation du milieu sous-jacent. Afin de déterminer la faisabilité d'une telle approche dans le cadre d'une prospection archéologique, nous avons réalisé une étude en deux temps. Nous avons d'abord réalisé des simulations 1D et 3D sur la base d'un modèle réaliste proche des caractéristiques du site test. Nous avons ensuite réalisé un test sur un secteur cartographié à la fois avec la méthode électromagnétique, la méthode électrique (3D ERT) et pour lequel la bathymétrie a été déterminée avec précision.



Fig. 1 –Acquisition des données EM multi-fréquentielle sur le site d'Elounda (Grèce)

MATERIEL ET METHODES

Le choix des appareils EMI multi-fréquentiels disponibles sur le marché s'avère assez restreint. Deux appareils sont actuellement disponibles, l'EMP400 de GSSI et le GEM2 de Geophex. Le premier n'étant plus distribué, notre choix s'est porté sur le GEM2. Celui-ci fournit des mesures sur une gamme de fréquences comprise entre 300 Hz et 90 kHz. Il est possible avec le GEM2 de faire des mesures sur 5 fréquences différentes. Il présente également une assez bonne stabilité mécanique. La présence d'une 'bucking coil' situé à 1.21 m de distance de l'émettrice permet également de réguler la dérive instrumentale. Comme tous les appareils multi-fréquentiels de faibles écartements, il présente le désavantage d'être assez mal calibré en absolu. Dans le domaine marin, la forte intensité du signal mesuré lié à la forte conductivité de l'eau de mer devrait permettre d'éviter ce problème. L'écartement entre la bobine d'émission et de réception est de 1.61 m ce qui permet d'obtenir une résolution latérale satisfaisante et en rapport avec la dimension métrique des structures cartographiées. Le GEM2 est un appareil relativement léger et assez facilement maniable. Nous l'avons disposé sur une plateforme flottante constituée de bouées (Fig. 1). Il peut être directement connecté à un système GNSS si la qualité du positionnement de ce dernier est suffisante. L'acquisition a été effectuée dans un contexte météorologique favorable, afin de ne pas subir d'effets de tangage et de roulis qui auraient pu affecter considérablement la qualité du signal (c'est-à-dire le non-respect de la géométrie - Horizontal CoPlanar choisie).

L'ensemble de ces paramètres instrumentaux ont été pris en compte pour modéliser la réponse de l'appareil en 1D et en 3D. La solution 1D est basé sur la méthode des intégrales et nous a permis de visualiser l'effet des différentes fréquences et de la tranche d'eau de mer. La modélisation 3D a été réalisée avec le code développé par A. Tabbagh au laboratoire Métis (alias Sisyphé), et qui repose sur la méthode des moments (Tabbagh, 1985). Ce code a été adapté pour le GEM2 par A. Tabbagh lors d'une précédente étude (Simon et al., 2015) afin de tenir compte dans la modélisation de l'effet de la 'bucking coil'.

Les premières observations montrent qu'au-dessus d'une tranche d'eau salée, l'utilisation de différentes fréquences permet bien d'étudier la variabilité de la conductivité du sol à des profondeurs variables. La dynamique du signal mesuré est relativement forte pour des tranches d'eau faible mais

lorsque celle-ci devient plus importante, cette dynamique s'atténue très fortement. Pour un appareil situé à 2 m au-dessus du fond de l'eau, le signal devient relativement faible. L'effet de la fréquence varie également en fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau. Les sensibilités aux couches profondes et aux couches superficielles en fonction des fréquences de mesures utilisées sont donc étroitement liées à l'épaisseur de la tranche d'eau de mer. Il est donc primordial de connaître avec exactitude l'épaisseur de cette tranche d'eau pour cartographier les variations de conductivités dans le sol, d'où l'importance d'obtenir en complément des mesures EM une bathymétrie relativement fine.

Les résultats des modélisations 3D montrent également que la sensibilité aux variations de conductivités est différente sur le signal en phase et sur le signal en quadrature, mais que la différence observée est largement dépendante de la fréquence utilisée. En accord avec notre hypothèse de départ sur la dynamique du nombre d'induction, les plus basses fréquences (5 kHz) montrent des sensibilités relativement proches alors qu'aux plus hautes fréquences, la différence s'accroît (90 kHz). Nous présenterons au cours de la communication les résultats de ces modélisations 3D.

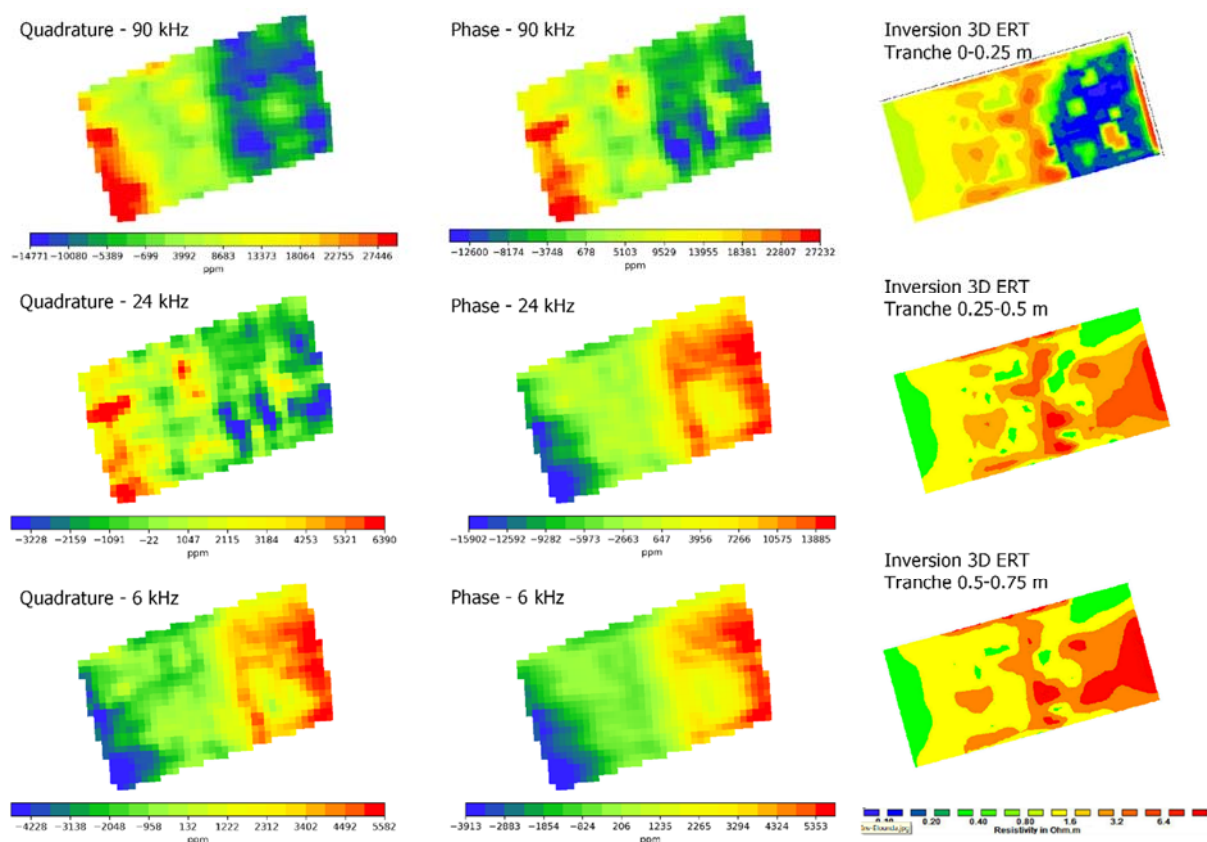


Fig. 2 – Cartographie électromagnétique en phase et en quadrature pour 90 kHz, 24 kHz, et 6 kHz – Résultats de l'inversion 3D électrique (Simirdanis et al., 2016)

RESULTATS EXPERIMENTAUX

Un premier test a été réalisé en août 2020 sur le site archéologique d'Elounda en Grèce. Celui-ci a été choisi car il avait déjà fait l'objet d'une prospection électrique 3D ainsi que d'un relevé bathymétrique précis. La tranche d'eau moyenne sur ce site est de 0.3 m. L'appareil électromagnétique a été positionné sur une plateforme flottante à 0.3 m au-dessus du niveau de l'eau en mode HCP, et connecté à une antenne GPS (Fig. 1). Les résultats observés (Fig. 2) montrent des variations

significatives en phase et quadrature avec même des valeurs négatives, ce qui indique un domaine à haut nombre d'induction. Les cartes de réponse EMI montrent des distributions latérales en cohérence avec les résultats de l'inversion électrique 3D. Les mesures effectuées aux différentes fréquences permettent de dresser des cartes présentant des distributions de la conductivité électrique différentes sur les différentes fréquences. Ces cartes montrent également des distributions latérales dissimilaires suggérant une variation de la profondeur d'investigation. Il faut néanmoins rester vigilant quant aux couplages non-linéaires (spécifique à chaque fréquence) avec l'épaisseur de la couche d'eau salées. Il est néanmoins intéressant de les mettre en regard des résultats de l'inversion électrique 3D (Fig. 2).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les résultats expérimentaux confirment l'intérêt de la méthode électromagnétique en milieu marin peu profond. Dans ce contexte, un système EMI Slingram multi-fréquence de faible écartement permet une investigation multi-profondeur. Contrairement au milieu terrestre où le sondage « vertical » multi-fréquence est fortement limité par la profondeur d'investigation quasi-identique des différents canaux, la très forte conductivité du milieu marin permet une meilleure résolution verticale de la méthode. La suite de ce travail portera sur l'inversion 1D de données multi-fréquentielles à plus long terme l'inversion 3D. Cette dernière approche nécessitera également un protocole d'acquisition plus robuste que celui utilisé lors de cette première expérimentation avec un échantillonnage spatial permettant de contraindre la forme des anomalies 3D, c'est-à-dire limitant l'aliasing latéral presque systématiquement avéré lorsque la stratégie d'acquisition est pensée pour une interprétation 1D (par exemple la trop grande distance entre les profils).

Si elle s'avère capable de détecter une distribution hétérogène de conductivité en milieu marin, la méthode EMI permettrait donc une acquisition beaucoup moins contraignante à mettre en œuvre que la méthode électrique. Sans inversion, elle est cependant moins résolue que l'inversion 3D ERT. L'inversion des données EMI est donc indispensable si l'on souhaite obtenir des résultats se rapprochant de ceux obtenues en routine avec la méthode électrique.

Remerciements

Le projet "Cretan cultural landscapes over the time: highlighting the marine and mountainous environment of Mirabello" -DIATOPO fait partie de l'axe prioritaire "Strengthening the competitiveness, innovation and entrepreneurship of Crete" de l'OP. "Crete" 2014-2020 co-financé par le fond européen de développement régional.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

SIMIRDANIS K., PAPADOPOULOS N., CANTORO G., 2016 - Shallow Off-Shore archaeological Prospection with 3-D Electrical Resistivity Tomography: The case of Olous (Modern Elounda), Greece. *Remote Sensing*, 8, 897

SIMON F.X., SARRIS A., THIESSON J., TABBAGH A., 2015 - Mapping of quadrature magnetic susceptibility/magnetic viscosity of soils by using multi-frequency EMI, *Journal of Applied Geophysics*, 120, 36-47

SIMON F.-X., TABBAGH A., SARRIS A., DONATI J., 2019 - Permittivity mapping in the VLF-VF range using a multi-frequency EMI device: first tests in archaeological prospection, *Near Surface Geophysics*, 17, 1, 27-41

TABBAGH A., 1985 - The response of a three-dimensional magnetic and conductive body in shallow depth prospecting. *Geophysical Journal International*, 81(1), 215-230

ÉTUDE EN LABORATOIRE DES PROPRIÉTÉS ÉLECTRIQUES DE CALCAIRES LUTÉTIENS DANS LA GAMME 100 HZ – 10 MHZ EFFETS D'UNE CHAUFFE

SOUFFACHÉ B.¹, TABBAGH A.²

¹ Sorbonne Université, UMR METIS, Paris, France, blaise.souffache@upmc.fr

² Sorbonne Université, UMR METIS, Paris, France alain.tabbagh@upmc.fr

RESUMÉ

Les calcaires lutétiens sont les plus utilisés aux époques médiévale et moderne dans les monuments de la région parisienne. Non destructrices, Les mesures de leurs propriétés électriques sont les plus pertinentes in situ comme en laboratoire. La partie réelle de la permittivité effective montre une faible dépendance avec teneur en eau. La variation en fréquence montre de fortes décroissances et l'existence d'une relaxation que l'on interprète comme résultant de la présence de plaquettes d'argiles. Après une chauffe à 300°C puis à 600°C ces caractéristiques ne sont que peu modifiées.

Mots clés : calcaires lutétiens, permittivité effective, teneur en eau, pierres chauffées

LABORATORY STUDY OF THE ELECTRICAL PROPERTIES OF LUTETIAN LIMESTONES IN THE [100 HZ- 10 MHZ], FREQUENCY RANGE, EFFECT OF AN HEATING

ABSTRACT

The use of Lutetian limestones is dominant in both medieval and modern periods. Non-invasive electrical properties are simply and quickly achieved. In parallel with in situ measurements a laboratory study allows improving their role. In the considered range, the real part of the complex effective permittivity exhibits a limited dependence on the water content when it overpasses 2%. One also observes a relaxation. We propose to interpret this phenomenon as resulting from the presence of clay platelets. After heating up to 300°C and 600°C these characteristics does not significantly change.

Key words: lutetian limestones, effective permittivity, water content, heating of stones

INTRODUCTION

Bien que d'une qualité un peu inférieure aux pierres de taille de Bourgogne, surtout à cause de l'hétérogénéité du gisement, les calcaires lutétiens du Bassin de Paris ont été largement utilisés comme matériaux de construction depuis l'Antiquité, les considérations d'approvisionnement et de transport ayant prévalu sur la recherche de la qualité optimale.

Dans une perspective d'étude et de préservation des monuments, il est important de s'intéresser aux altérations des matériaux en place dans les élévations. Les restaurateurs et les archéologues du bâti ont à prendre en compte leur état présent tout en travaillant à identifier les choix faits par les bâtisseurs anciens (Souffaché et al., 2016). Parmi les propriétés physiques qui peuvent être utilisées pour caractériser une évolution des pierres *in situ* dans les édifices et leur état actuel, la permittivité diélectrique effective complexe dans le domaine des basses fréquences est rapide à mesurer et reflète la structure interne du matériau. Sa partie réelle montre la présence de différents phénomènes de polarisation et la partie imaginaire la présence d'une conduction et les retards à l'acquisition des polarisations. Ces calcaires sont principalement constitués de calcite, accompagnée de deux composants mineurs: le sable et l'argile. Du fait de sa grande surface spécifique, ce second

composant mineur joue un rôle majeur dans la réponse à l'application d'un champ électrique sur la double couche ionique.

Parallèlement au travail sur les monuments, une étude en laboratoire sur échantillons collectés dans différentes carrières du Bassin de Paris a été et continue d'être conduite avec un examen du rôle de la teneur en eau dans une gamme de fréquences étendue (100 Hz – 10 MHz). Dans le cadre de cette étude, et en préparation d'investigations sur les pierres de la cathédrale Notre Dame de Paris, des montées en température ont été menées.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les mesures *in situ* sur les monuments sont effectuées grâce à un dispositif portatif et autonome comprenant trois condensateurs ouverts : un pour l'injection d'un courant à 31 kHz et/ou 15 kHz et deux pour la mesure des tensions résultantes de façon à disposer de deux profondeurs d'investigation différentes

Les mesures en laboratoire mettent en œuvre une cellule capacitive dans laquelle un bloc calcaire de volume $16 \times 16 \times 1,9 \text{ cm}^3$ est placé entre deux plaques métalliques et soumis à un champ électrique de fréquence variant entre 100 Hz et 10 MHz. Le champ appliqué ainsi que la réponse recueillie sont gérés par un multimètre vectoriel PSM 1735 (Phase Sensitive Meter, NumetricQ Ltd).

Les échantillons sont d'abord saturés par immersion dans une eau de conductivité $\sigma_w = 0.05 \text{ S/m}$. Leur porosité, de type ouvert, varie de 6 à 40% et conduit à une absorption d'eau de 20 à 180 g pour le volume évoqué. Les mesures de permittivité sont faites durant la dessiccation spontanée en atmosphère ambiante selon des séquences de perte de poids de 5 g environ, mais les dernières valeurs sont obtenues par séchage à l'étuve à 50°C durant 24 heures. Les chauffes à 300°C et 600°C sont réalisées dans un four et les mesures sont effectuées après retour à la température ambiante.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les matériaux étudiés en laboratoire proviennent des mêmes bancs que ceux identifiés sur les monuments mais nous ne présentons dans ce résumé que les résultats obtenus sur un échantillon extrait de la carrière de Saint Maximin (Oise). Au-delà de 2% (une valeur inférieure est très peu vraisemblable *in situ*), les résultats observés montrent une très faible dépendance de la partie réelle de la permittivité avec la teneur en eau pour 10 et 100 kHz (cf. Fig. 1), valeurs encadrant la gamme de fréquence utilisée dans les mesures *in situ*.

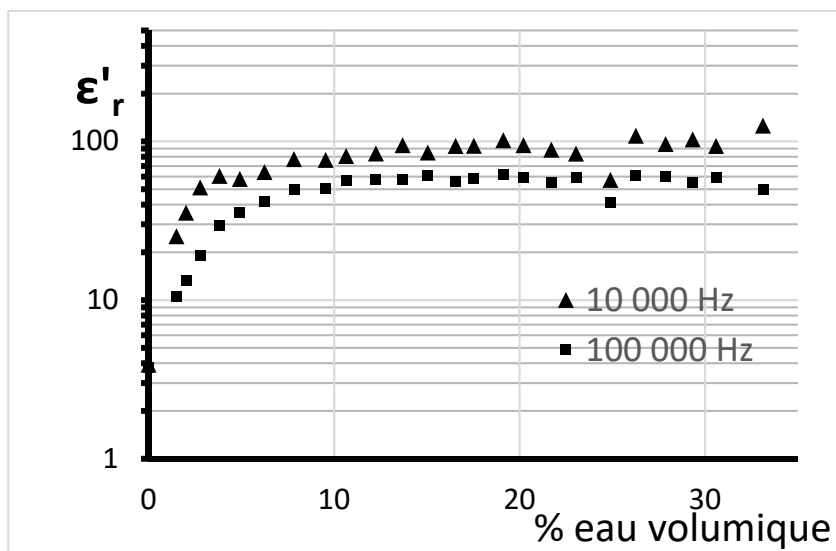


Fig. 1 – Echantillon de Saint Maximin à température ambiante : partie réelle de la permittivité effective en fonction de la teneur en eau volumique

La variation en fréquence s'accorde quant à elle avec un modèle prenant en compte une forte décroissance de la partie réelle, la conductivité (qui correspond à une décroissance en proportion de la fréquence pour la partie imaginaire), la permittivité et les pertes diélectriques à haute fréquence ainsi qu'un phénomène de relaxation. L'expression complète est la suivante,

$$\varepsilon(\omega) = \varepsilon_j \left(\frac{\omega}{\omega_j} \right)^n - i \frac{\sigma}{\omega \varepsilon_0} + \frac{\Delta\varepsilon}{1+(i\omega\tau)^c} + \varepsilon'_{HF}(\omega) - i\varepsilon''_{HF}(\omega) \quad (1).$$

Dans cette expression, le premier terme décrit la décroissance de Jonscher où ε_j est la permittivité effective à la fréquence de départ (ω_j correspondant à 100 Hz) et n l'exposant (négatif). Le second exprime la contribution de la conductivité σ à la partie imaginaire de $\varepsilon(\omega)$. Le troisième correspond à une relaxation décrite par l'expression empirique de Cole-Cole dans laquelle interviennent le saut de permittivité $\Delta\varepsilon$, la constante de temps τ et un exposant c qui caractérise la distribution des temps de relaxation autour de τ . Le quatrième et le cinquième correspondent aux parties réelle et imaginaire à haute fréquence ε'_{HF} et ε''_{HF} . La Figure 2 illustre les variations en fréquence obtenues pour différentes teneurs en eau.

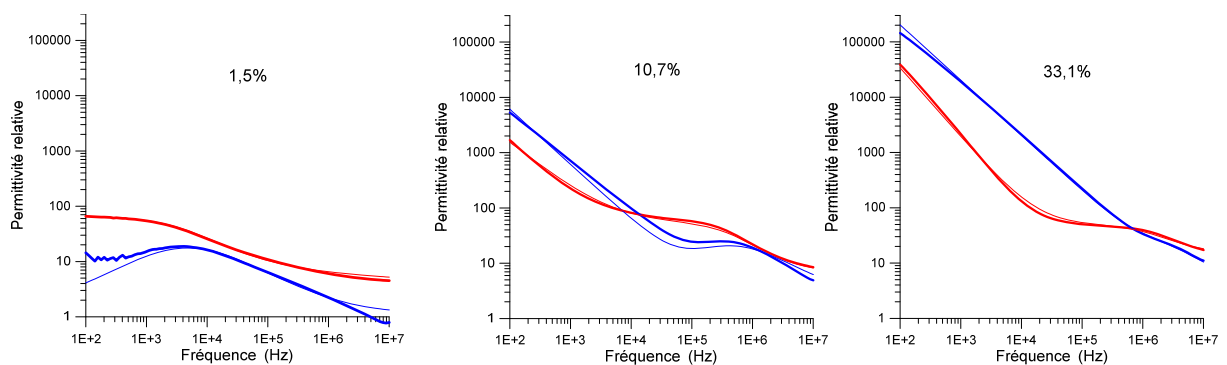


Fig. 2 – Echantillon de Saint Maximin à température ambiante : permittivité relative effective en fonction de la fréquence pour trois teneurs en eau volumiques (en rouge les parties réelles, en bleu les parties imaginaires, en trait gras les mesures, en traits fins les résultats de la modélisation).

Pour cet échantillon poreux (porosité ouverte de 0,331) on observe une très forte augmentation des amplitudes avec la teneur en eau. Comme le montre les paramètres affichés sur le tableau 1, cette augmentation porte sur les deux premiers termes de la modélisation. Elle réduit la constante de temps de relaxation alors que son amplitude n'est que peu modifiée. Il faut souligner aussi que si les valeurs de la permittivité relative réelle haute fréquence sont en bon accord avec la loi de Topp (Topp et al., 1980). La stabilité observée sur la figure 1 s'explique elle par les effets contradictoires de n et de ε_j .

%eau	n	ε_j	σ ($\mu\text{S/m}$)	ε'_{HF}	ε''_{HF}	$\Delta\varepsilon$	c	τ (μs)
0.015	-0.14	11	0	2.9	1.1	54	0.70	33.0
0.107	-0.87	1500	34.0	6.4	2.2	48	0.79	0.32
0.331	-1.25	34000	1130.	14.5	2.0	35	0.80	0.10

Tab. 1 – Echantillon de Saint Maximin à température ambiante : valeurs des paramètres du modèle pour les trois teneurs en eau de la figure 2

Lorsque l'échantillon est porté à 300°C puis à 600°C on n'observe pas de modifications importantes (la porosité passe à 0,388) de son comportement avec la teneur en eau comme avec la fréquence (cf Fig. 3 et Fig. 4) par rapport aux résultats obtenus à température ambiante et il n'y a pas à ces températures apparition de chaux. Cependant comme le montre le tableau 2 les différents paramètres obtenus par la modélisation sont néanmoins modifiés (les teneurs en eau sont proches

mais ne pouvaient pas être identiques) et il en résulte (cf Fig. 3) une augmentation observable de la partie réelle de la permittivité à 10 et 100 kHz

%eau	n	ϵ_J	σ ($\mu\text{S/m}$)	ϵ'_{HF}	ϵ''_{HF}	$\Delta\epsilon$	c	τ (μs)
0.0113	-0.16	54	0.41	2.9	1.9	39	0.94	23,5
0.103	-0.91	3800	91,0	9,0	4,15	44	0.91	0.91
0.330	-0,97	14000	320	17,5	6,5	40,5	0.90	0.033

Tab. 2 – Echantillon de Saint Maximin après une chauffe à 600°C : valeurs des paramètres du modèle pour les trois teneurs en eau de la figure 4

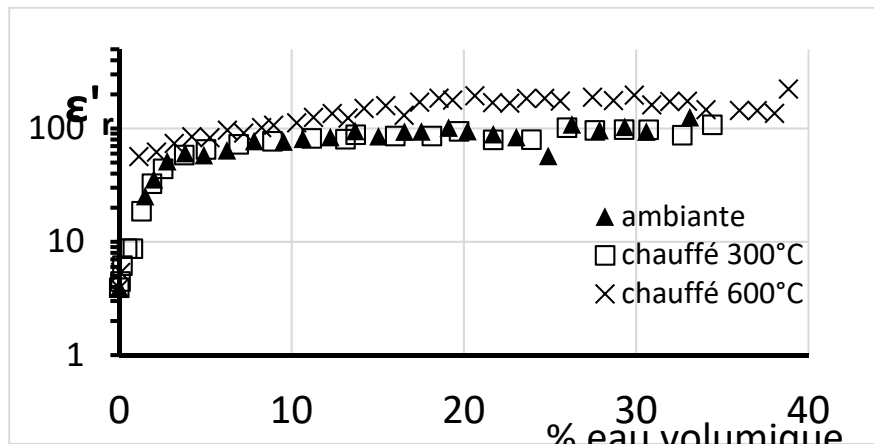


Fig. 3 – Echantillon de Saint Maximin effet d'une chauffe, partie réelle de la permittivité effective en fonction de la teneur en eau volumique à la fréquence de 10kHz

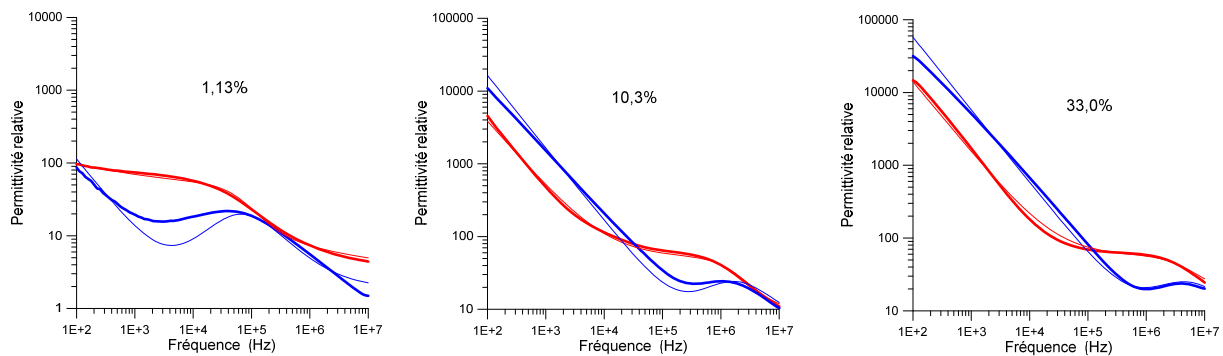


Fig. 4 – Echantillon de Saint Maximin après une chauffe à 600°C : permittivité relative effective en fonction de la fréquence pour trois teneurs en eau volumiques (en rouge les parties réelles, en bleu les parties imaginaires, en trait gras les mesures, en traits fins les résultats de la modélisation)

CONCLUSION

Les caractéristiques générales des propriétés électriques ne sont que peu modifiées par une chauffe limitée à 600°C. Une modification des propriétés mécaniques est alors peu probable.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

SOUFFACHE B., KESSOURI P., BLANC P., THIESSON J., TABBAGH A., 2016 - First investigations of in situ electrical properties of limestone blocks of ancient monuments. *Archaeometry*, 58-5,705-721.

TOPP G.C., DAVIS J.L., ANNAN A.P., 1980 - Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, 574-582.