



HAL
open science

Caractérisation multi-échelle du milieu karstique non saturé.

Cecile Verdet

► **To cite this version:**

Cecile Verdet. Caractérisation multi-échelle du milieu karstique non saturé.. Mécanique des matériaux [physics.class-ph]. Université de Bordeaux, 2019. Français. NNT : 2019BORD0047 . tel-02303051

HAL Id: tel-02303051

<https://theses.hal.science/tel-02303051>

Submitted on 2 Oct 2019

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.

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES PHYSIQUES DE L'INGÉNIEUR
SPÉCIALITÉ : MÉCANIQUE

Par
Cécile VERDET

Caractérisation multi-échelle du milieu karstique non saturé

Sous la direction de : Colette SIRIEIX
(Co-directeur : Yannick ANGUI)

Soutenue le 1^{er} Avril 2019

Membres du jury :

Mme PLAGNES, Valérie	Professeur, Sorbonne Université	Présidente
M. GUERIN, Roger	Professeur, Sorbonne Université	Rapporteur
M. KAUFMANN Olivier	Professeur, Université de Mons	Rapporteur
Mme SIRIEIX Colette	Professeur, Université de Bordeaux	Directrice de thèse
M. ANGUI Yannick	Chargé de recherche, CNRS	Co-directeur de thèse
M. MARACHE Antoine	Maître de conférences, Université de Bordeaux	Examineur
Mme MAURIAC Muriel	Conservatrice régionale du patrimoine et de la grotte de Lascaux, DRAC Nouvelle-Aquitaine	Invitée
M. MALAURENT Philippe	Ingénieur d'étude, Université de Bordeaux	Invité

RÉSUMÉ

Le milieu karstique se caractérise par une altération importante, responsable sur le site de Lascaux de formations de calcaires en plaquettes, de sables et d'argiles. La présence de grottes ornées dans ce milieu nécessite la caractérisation de l'environnement géologique afin de contribuer à la conservation des œuvres pariétales. Cette thèse porte sur la caractérisation du milieu karstique à plusieurs échelles. A l'échelle du massif, nous avons caractérisé l'amont hydraulique de la grotte de Lascaux par un suivi temporel par TRE (tomographie de résistivité électrique) durant plusieurs années et par modélisation géostatistique 3D à trois dates distinctes. Le couplage du suivi temporel avec le modèle 3D, complété par des mesures sur échantillons, a, en outre, permis d'identifier et de comprendre le fonctionnement saisonnier d'un drain situé dans l'épikarst et susceptible d'alimenter l'émergence à l'entrée de la grotte de Lascaux. La modélisation 3D a aussi permis d'identifier un escarpement du promontoire calcaire au nord-est de la grotte de Lascaux. A l'échelle de la paroi un dispositif original de micro-TRE a été mis en place dans une carrière souterraine, permettant une mesure à une échelle submétrique. A cette échelle, apparaît un effet d'électrode pour lequel nous avons développé une correction. Les variations saisonnières de saturation sont également mesurables à cette échelle. Par ailleurs, les mesures de TRE et les analyses pétrophysiques montrent que les feux, auxquels cette paroi a été soumise, impactent de façon irréversible les premiers centimètres de la paroi.

Mots clés : Lascaux, grotte, tomographie de résistivité électrique, suivi temporel, paroi, pétrophysique

ABSTRACT

The karst environment is typified by an important alteration, which is responsible at the Lascaux site for plate limestone and detrital sands and clayey soils. The presence of painted caves in this altered environment raises the need to characterize the karst environment in order to contribute to mural paintings conservation. The aim of this PhD thesis is to characterize the karst environment at different scales. At the field scale, we characterized the upstream of the Lascaux cave relying on a few years time-lapse monitoring by ERT (Electrical Resistivity Tomography) and by geostatistical 3D reconstructions of the resistivity values at three dates. Combining ERT time-lapse monitoring, 3D models and additional measurements on samples allowed identifying and acknowledging the functioning of a drain within the epikarst, which is most likely responsible for the emergence of water at the Lascaux cave entrance. The 3D modelling also allowed to identify a scarp of unaltered limestone, northeast of the Lascaux cave. At the wall scale, an original micro-ERT acquisition layout was fitted on the wall of an underground quarry, allowing measurements at a sub-metric scale. At such a scale, an unwanted electrode effect appeared, for which we developed a correction. We were also able to measure the saturation's seasonal variations at such a fine scale. Moreover, ERT measurements and petrophysical analysis showed that fires, that the wall was subjected to, affected irreversibly the wall's first centimeters.

Keywords: Lascaux, cave, electrical resistivity tomography, time-lapse monitoring, wall, petrophysics

INSTITUT DE MÉCANIQUE ET D'INGÉNIERIE – BORDEAUX

I2M, CNRS UMR 5295,
Bâtiment B18, Allées Geoffroy St Hilaire CS 50023, 33615 Pessac CEDEX

« Il faut vivre la thèse comme une chasse au trésor,
et non un rite masochiste d'un autre âge »

Umberto Eco

À ma grand-mère,
à mes parents et mon frère

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, un merci très sincère aux membres du jury, **Roger Guérin** et **Olivier Kaufmann**, rapporteurs et **Valérie Plagnes**, présidente, pour leur lecture attentive de ma thèse et les discussions qui en ont découlées. Si la thèse est un travail de recherche comparable à celui d'une chasse au(x) trésor(s), elle est aussi un travail d'équipe. Comme pour une chasse au trésor, chaque personne a un rôle bien particulier à jouer. Je tiens ainsi ici à remercier tous ceux qui m'ont aidée et parfois appris à creuser.

Je commence donc par ceux qui m'ont appris à chercher, sans qui rien n'aurait été possible, mes directeurs et encadrants de thèse. Et d'abord, la « boussole » : merci à **Colette Sirieix**, directrice de thèse et instigatrice de ce beau sujet, pour son écoute, sa patience, sa disponibilité et qui a toujours su me remettre sur le bon chemin. Grâce à toi, j'ai pu apprendre à définir un cap à partir d'indices et à le maintenir. Même si nos chemins se sépareront un jour, j'espère que nous serons toujours sur la même carte. Ensuite, la « loupe » : merci à **Yannick Anguy**, co-directeur de thèse, pour sa disponibilité et qui m'a montré comment gratter là où c'est tout petit, petit, petit. Grâce à toi, de nouveaux horizons s'ouvrent à moi. Moi c'est fait, à ton tour pour ton HDR ! Merci à **Antoine Marache** et **Joëlle Riss**, qui m'ont appris à utiliser les outils pour creuser ma recherche. Grâce à vous, de nombreuses perspectives s'ouvrent à moi. Un merci tout spécial à Joëlle qui a réussi l'exploit de me faire aimer les statistiques. Merci à **Cécile Gaborieau** co-encadrante de choc pour son apport sur les mesures en laboratoire et désormais devenue amie.

Je continue avec les « marins pas d'eau douce », qui aident à planter les électrodes et à faire les analyses d'échantillons : **Fabien Naessens**, **Sylvain Mateo** et **Audrey Duphil**. Fabien et Sylvain, merci pour m'avoir aidée sur le terrain, et pour tout le temps que nous y avons passé. Audrey merci pour toutes les analyses et les prises de mesures en laboratoire. Un grand merci également à **Philippe Malaurent** pour ses nombreux conseils et la transmission d'une partie de ses connaissances de la grotte de Lascaux.

Je remercie également toutes les personnes que l'on rencontre en chemin et qui nous guident vers notre trésor : **Rémi Clément**, **Vincent Delos**, **Vincent Allègre**, **Catherine Ferrier** et **Delphine Lacanette**.

Je passe ensuite aux « marins d'eau douce », ces stagiaires sans qui toutes ces mesures et avancées n'auraient pas été possibles : **Jonathan Sabidussi**, **Martin Acebo** (dédicace aux mesures à 2h du matin à Lascaux !), **Geoffroy Bonnefous**, et tant d'autres venus sur le terrain.

Je n'oublie pas les gardiens de l'île au trésor qu'est le site de Lascaux, et en premier lieu **Muriel Mauriac** pour nous avoir toujours permis d'accéder au site lorsque nous en avons besoin. Je tiens à remercier en particulier **Jean-Christophe Portais**. Merci pour ta très grande disponibilité, ton écoute et les magnifiques grottes que tu m'as fait découvrir dans le coin. J'espère que tu m'en feras découvrir encore quelques-unes... Merci également à **Sandrine Van Sollinge** et **Bruno Desplat**.

Je remercie également ceux qui cherchent leur propre trésor ou qui l'ont déjà trouvé, et dont certains sont devenus des amis : docteurs et doctorants*, Éva (voyages, voyages... !), Charlotte (on va skier ??), Fabien S. (allumeeer les feux !), Ghina (Bioulouli...), Hammid (café ?), Vincent (on va à la Parcelle ?),

* N'oubliez pas la devise Shadock : « s'il n'y a pas de solution, c'est qu'il n'y a pas de problème » - *Jacques Rouxel*

Sarah, Audrey P., Mahamadou, Yvette, Nicolas, Élodie, Yann, Ralph et Yacine. Je remercie en particulier **Shan Xu**, qui a pris le temps de me transmettre toutes ses connaissances du site de Lascaux.

Enfin, je tiens à remercier ceux qui m'ont regardée partir dans ma quête et qui m'ont toujours soutenue, mes parents et mon frère. Votre présence dans mes montagnes a toujours été mon repère. Il y a aussi les nouvelles rencontres, souterraines, les spéléos du GESA. Merci aux copains spéléo, qui ont toujours eu la bonne idée d'organiser une sortie quand j'en avais besoin : Adrien, Rémi, Marie, Erwan et Émilie (tu peux lancer ton concept de PhDeliveroo je pense).

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	i
Abstract	i
Remerciements	v
Liste des Acronymes	xi
Liste des Figures	xiii
Liste des Tableaux	xxi
Introduction générale.....	1
PARTIE I. Objets d'étude et méthodes	3
Chapitre 1. Karst et sites karstiques étudiés.....	5
1.1. Le karst	5
1.1.1. Formation du karst	5
1.1.2. Organisation du système karstique	8
1.2. Site de Lascaux	10
1.2.1. Historique de la découverte et des problèmes de conservation	11
1.2.2. Géologie générale du site.....	14
1.2.3. Etudes récentes menées à I2M sur la conservation de la grotte de Lascaux.....	17
1.3. Site de Lugasson	23
1.3.1. Géologie générale du site.....	24
1.3.2. Description de la carrière souterraine, lieu des expériences.....	25
1.3.3. Campagnes expérimentales de reconstitution de feux dans la carrière.....	28
Chapitre 2. Mesures géophysiques appliquées au karst.....	29
2.1. Tomographie de Résistivité Electrique (TRE)	29
2.1.1. Principes généraux	29
2.1.2. Application de la TRE au karst	32
2.1.3. Correction de la température.....	33
2.2. Mesures électriques sur échantillons.....	36
2.2.1. Loi d'Archie	37
2.2.2. Dispositif expérimental	38
2.2.3. Interprétation des mesures.....	41
Chapitre 3. Caractérisation microstructurale et minéralogique de la matière calcaire	45
3.1. Analyses avec un Microscopie Electronique à Balayage (MEB) et spectrométries X.....	45
3.1.1. La MEB.....	45
3.1.2. Analyse chimique.....	47

3.2.	Mesure de la porosité	49
3.2.1.	Pycnométrie à hélium.....	49
3.2.2.	Porosimétrie mercure	50
PARTIE II.	L'eau dans le massif.....	53
Chapitre 1.	Acquisition des données et échantillonnage.....	55
1.1.	Mesures en suivi temporel 2D et en 3D	55
1.2.	Inversion des données de TRE.....	57
1.3.	Données microclimatiques	60
1.3.1.	Données hydriques.....	60
1.3.2.	Choix d'un modèle de correction de l'effet de la température	62
1.4.	Echantillonnage	65
1.5.	Rôle de la végétation autour de la grotte	67
Chapitre 2.	Étude des données du suivi temporel en 2D.....	71
2.1.	Résultats des inversions des quatre profils en suivi temporel	71
2.1.1.	Profil nord 50 (N50).....	71
2.1.2.	Profil nord 100 (N100).....	72
2.1.3.	Profil sud 50 (S50).....	74
2.1.4.	Profil sud 100 (S100).....	75
2.2.	Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA)	76
2.2.1.	Principe de l'ACP et de la CHA.....	76
2.2.2.	Traitements statistiques des valeurs de résistivité électrique des quatre profils.....	77
2.3.	Interprétation conjointe des quatre profils.....	118
2.3.1.	Synthèse des analyses des quatre profils.....	118
2.3.2.	Perspectives quant à cette partie.....	121
Chapitre 3.	Apport des analyses pétrophysiques	123
3.1.	Mesures et analyses au MEB, microanalyse X et porosimétrie mercure.....	123
3.2.	Mesures de résistivités sur échantillons	126
Chapitre 4.	Modélisation en 3D	131
4.1.	Résultats des inversions 2D.....	131
4.1.1.	Profils orientés sud-ouest/nord-est (OE)	132
4.1.2.	Profils nord-sud (NS).....	134
4.1.3.	Synthèse cartographique des mesures 2D	135
4.2.	Modélisation géostatistique 3D	136

4.2.1.	Principes généraux de la modélisation géostatistique.....	137
4.2.2.	Résultat de la modélisation de chacun des trois jeux de données	139
4.3.	Synthèse des modélisations associées aux résultats de la CHA.....	153
PARTIE III.	L'eau à la paroi	157
Chapitre 1.	Effet de la taille finie des électrodes en imagerie de résistivité électrique à petite échelle.	159
Chapitre 2.	Suivi temporel par micro-TRE à la paroi.....	175
2.1.	Données microclimatiques.....	175
2.2.	Résultats du suivi temporel par micro-TRE à la paroi	176
2.2.1.	Suivi annuel, avant et après les feux de novembre 2016.....	176
2.2.2.	Apports des analyses pétrophysiques pour la compréhension des phénomènes..	179
2.3.	Conclusions et perspectives quant à l'utilisation de la micro-TRE.....	181
Conclusion générale		183
Bibliographie.....		189
Annexes		201
Annexe 1.	Tableau récapitulatif des dates de mesures du suivi de TRE à Lascaux	202
Annexe 2.	Description des tarières relevées en juin 2016	203
2.A.	Tarières le long du profil OE2-2.....	203
2.B.	Tarières le long du profil OE2-1.....	205
2.C.	Tarières le long du profil OE2-3.....	206
Annexe 3.	Profils inversés du suivi temporel	207
3.A.	Profil N50.....	207
3.B.	Profil N100.....	213
3.C.	Profil S50.....	218
3.D.	Profil S100.....	223
Annexe 4.	Résultats de l'ACP.....	229
4.A.	Profil S100.....	229
4.B.	Profil N50.....	230
4.C.	Profil N100.....	231
Annexe 5.	Profils inversés pour la reconstruction des modèles 3D.	232
5.A.	Profils noté OE.....	232
5.B.	Profils noté NS.....	236
Annexe 6.	Cartes variographiques correspondant aux campagnes 3D.....	239
6.A.	Juin 2016.....	239

6.B. Octobre 2016.....	240
6.C. Indicatrice mars 2018.....	241
Annexe 7. Figure du modèle 3D pour les trois campagnes.....	242

LISTE DES ACRONYMES

ACP – Analyse en composantes principales

CarMoThaP – Caractérisation et modélisation des thermo-altérations et des résidus de combustion sur les parois

CHA – Classification hiérarchique ascendante

DRAC – Direction régionale des affaires culturelles

EDS – Energy Dispersive Spectrometer / spectromètre X à sélection d'énergie

EEP – Equivalent electrode point / Electrode point équivalente

ETP – Evapotranspiration potentielle

GD – Dispositif de mesure de TRE de type Gradient

GPR – Ground penetrating radar / Radar à pénétration de sol

IThEM – des Impact thermiques sur les parois à la caractérisation des feux, expérimentation et modélisation

MEB – Microscope électronique à balayage (SEM – Scanning Electron Microscopy)

m NGF – Mètre du nivellement général de la France

MNT – Modèle numérique de terrain

PD – Dispositif de mesure de TRE de type Pôle – Dipôle

RMS – Root mean square / moyenne quadratique

ST – Salle des Taureaux

TDEM – Time-Domain Electro-Magnetism / électromagnétisme en domaine temporel

TRE – Tomographie de résistivité électrique

US – Unité de surface

ZN – Zone saturée

ZNS – Zone non saturée

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Classification des aquifères karstiques d'après Atkinson (1985) selon les vecteurs d'écoulements.....	7
Figure I.2 : Karstification (A) par enlèvement total à partir de la dissolution de discontinuités ou de karsts préexistants, et (B) par fantômisiation à partir de la dissolution de discontinuités. Δh l'énergie potentielle (ici la charge hydraulique) ; H^+ l'énergie chimique (dissolution) ; et conditions initiales par fracturation, joints ou karsts préexistants. D'après Dubois et al. (2014a).....	8
Figure I.3 : Représentation conceptuelle du milieu karstique (d'après Mangin 1975).....	9
Figure I.4 : Caractéristiques hydrologiques et structurelles de l'épikarst et sa relation avec la zone de transmission. SF : écoulement dans les puits ; WF : écoulement vadose ; WS : infiltration vadose (Klimchouk, 2004).....	10
Figure I.5 : La scène du puits. (Cl. N. Aujoulat).....	11
Figure I.6: Le panneau de la licorne, en paroi gauche de la salle des Taureaux. (Cl. N. Aujoulat).....	11
Figure I.7 : Ecoulements connus dans la grotte de Lascaux (Houillon, 2016), sur un fond topographique d'Aujoulat (2004) d'après Bassier (1966).....	13
Figure I.8 : Carte géologique synthétique situant le contexte régional autour du site de Lascaux (cadre noir) (Bruxelles et Camus, 2014).....	14
Figure I.9 : Phases principales de l'évolution continentale de la surface du plateau dans lequel s'est formée la grotte de Lascaux. (Bruxelles et Camus, 2014).....	15
Figure I.10 : Carte géologique de la colline de Lascaux, d'après (Schoeller, 1965) et nouvelles annotations de Guillot et al. (1979).	16
Figure I.11 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et de la dynamique du CO ₂ autour de la grotte de Lascaux. (Lopez, 2009).....	18
Figure I.12 : Schéma géomorphologique et structural des abords de la grotte de Lascaux comme relevé par Lopez, 2009.	18
Figure I.13 : Zone d'alimentation potentielle des écoulements présents dans la grotte (Lopez, 2009).	19
Figure I.15 : Plan d'implantation des lignes de TRE du suivi temporel et des mesures destinées à la modélisation géostatistique 3D.....	20
Figure I.15 : Modèle géoélectrique interprété à partir des données de TRE du profil N100 (Xu et al., 2017).....	21
Figure I.16 : Modèle 3D des résistivités supérieures à 275 $\Omega \cdot m$. En noir, la grotte de Lascaux, et en couleur la profondeur. (Xu et al., 2016).	22
Figure I.18 : Vue du modèle géostatistique 3D avec les résistivités médianes des différentes formations identifiées et les limites des peuplements forestiers (traits noirs). Modifié d'après Xu et al. (2016)..	23
Figure I.18 : Situation géographique de la commune de Lugasson.	23

Figure I.20 : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Podensac. Le site d'étude est contenu dans le carré noir. La légende est donnée pour les formations directement présentes sur la zone d'étude.	25
Figure I.20 : Relevé lithostratigraphique de la paroi gauche dans la salle du feu et dénomination des faciès présents. Relevé C. Ferrier, E. Debard – programme LaScArBx IThEM.....	26
Figure I.22 : Topographie de la carrière expérimentale de Lugasson (C. Verdet.) (a) vue en coupe depuis l'est, (b) vue en plan, (c) vue de l'intérieur entre l'entrée et la partie plus profonde de la carrière, avec des éboulis sur le côté droit, (d) vue de l'entrée de la carrière et (e) vue d'un conduit karstique dans le couloir sans feu.	27
Figure I.22 : Exemple de thermo-altération (changement de coloration) visible sur une des coupoles du plafond de la Salle des Bauges dans la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Ferrier et al. (2014).....	28
Figure I.24 : Principes de la TRE. (a) Modèle de circuit électrique équivalent d'une mesure type de résistivité en courant continu d'un sol. Z : les résistances équivalentes des électrodes mêmes et du sol (earth) (d'après Rücker et Günther, 2011). (b) Lignes de courant et équipotentielle lors de la mesure de résistivité sur le terrain. La mesure de différence de potentiel se fait entre les électrodes P1 et P2, l'injection de courant entre C1 et C2. On voit que les lignes de courant et les équipotentielles traversent toutes les couches de sol avant d'arriver aux électrodes de mesure, d'où une mesure de résistivité apparente.	30
Figure I.25 : Investigation par TRE, exemple du dispositif dipôle-dipôle. Chaque « n » représente le niveau de pseudo – profondeur en fonction de l'espacement des électrodes. « a » correspond à la distance interélectrode. On obtient pour chaque point une résistivité apparente ρ_a , l'ensemble formant la pseudo-section.	31
Figure I.26 : Processus d'inversion.	32
Figure I.26 : Comparaison des trois modèles principaux de correction de température. Le facteur de correction est calculé ici pour une température de référence de 25°C, température de réalisation des expériences de l'US salinity laboratory Staff (1954) dans Ma et al. (2011).	36
Figure I.27 : Montage électrique permettant la mesure de résistivité sur échantillon carotté décimétrique.	39
Figure I.29 : Electrodes impolarisables Ag/AgCl.....	39
Figure I.29 : Créneaux d'injection avec les électrodes carbone et de différence de potentiel aux électrodes de mesures.	40
Figure I.31 : Créneaux des mesures d'injection avec les électrodes impolarisables et de différence de potentiel à la réception.	40
Figure I.31 : Modélisation d'un échantillon type sous COMSOL Multiphysics® pour le calcul du facteur géométrique k.	41
Figure I.32 : Norme de la densité de courant dans l'échantillon (A/m^2). L'effet de bord dû à la taille des électrodes de courant est défini par la zone en bleu foncé, dont le courant est proche de zéro. Il convient alors de placer les électrodes de potentiel entre ces deux zones, tout en étant le plus éloigné possible pour avoir un volume investigué le plus grand possible.....	42
Figure I.34 : Détermination de la résistivité d'un échantillon carotté.	43
Figure I.35 : Schémas des interactions électrons-matière. e- électron et p photon.....	46
Figure I.36: Principes de l'imagerie MEB et de la détection de rayons X par détecteurs EDS.	47
Figure I.37: Exemple de spectre EDS moyen sur un grain de calcaire ($CaCO_3$). Nous observons qu'il y a du calcium (Ca), de l'oxygène (O) et du carbone (C). L'encart présente la quantification par la méthode	

ZAF. L'analyse stœchiométrique des pourcentages atomiques confirme que l'on est essentiellement en présence de CaCO_3 .	48
Figure I.38 : Exemple de cartographie élémentaire pour trois éléments types (de gauche à droite, Ca, K et Si, raie K).	49
Figure I.39 : Schéma de principe de la méthode de la suspension pour la mesure du volume total (V_t) d'un échantillon. P_A la poussée d'Archimède, T la tension du fil, P le poids de l'échantillon.	50
Figure II.1 : Position des quatre profils de mesure de TRE pour le suivi temporel en 2D. Profils Sud 50 (S50) et Nord 50 (N50) (35.5 m) et profils Nord 100 (N100) et Sud 100 (S100) (71 m). Le fond de carte est un modèle numérique de terrain (MNT) relevé par « Get in situ », Xavier Muth en 2017.	55
Figure II.2 : Localisation des profils de TRE pour la modélisation 3D de la zone nord de la grotte de Lascaux. En orange, les profils pour les 3D de juin 2016, octobre 2016 et mars 2018 ; en vert les deux profils supplémentaires pour le 3D de mars 2018 ; en violet les lignes du suivi temporel N 100 et S 100, également utilisées pour les reconstitutions 3D. Le fond de carte est un MNT relevé par « Get in situ », Xavier Muth de 2017.	57
Figure II.3 : Comparaison des profils N100 inversés avec l'ancienne version (v.3.59.119, à gauche) et la nouvelle version (v.4.05.38, à droite). Deux dates extrêmes ont été choisies selon l'état de saturation du sol : (a) le 28/11/2013, période humide, (b) le 05/09/2013, période sèche.	59
Figure II.4 : Débit et pluie efficace calculés sur la période du suivi temporel. Les points noirs correspondent aux dates de mesures TRE. Les plages grisées correspondent à des périodes sans données.	61
Figure II.5 : Relevé hydrique de la paroi gauche de la Salle des Taureaux (SDT Gauche) au 25 août 2016 (Prélèvement DRAC, traitement des données Houillon, communication personnelle). Trois zones sont distinguées en fonction de leur humidité.	61
Figure II.6 : Variation d'humidité au niveau du joint principal, du SAS2 à la salle des taureaux (ST), paroi droite (STPD) et paroi gauche (STPG). On observe un décalage de 4 à 5 mois entre l'occurrence du débit dans le SAS1 et l'occurrence du début d'humidification des parois de la ST. Prélèvement par les agents de la DRAC et traitement par J.C. Portais (communication personnelle).	62
Figure II.7 : Evolution de la température moyenne journalière à Lascaux. Le trait noir représente la température annuelle moyenne de 12,6°C.	63
Figure II.8 : Erreur relative sur la résistivité en fonction de la température pour une température de référence de 12,6°C.	64
Figure II.9: Profils du N100 corrigés (à droite) et non corrigés (à gauche) de l'effet de la température. a. profil du 16 juillet 2013, à la température la plus élevée du cycle (20°C à 50 cm). b. Profil du 17 janvier 2017, à la température la plus basse du cycle (6°C à 50 cm).	65
Figure II.10 : CHA des résistivités (a.) non corrigées et (b.) corrigées de l'effet de la température.	65
Figure II.11 : Localisation des sondages à Lascaux. Les forages Vouvé relevés en 1966 (violet) sont replacés avec une incertitude à 5 m, ceux relevés en 1967 (vert) sont replacés avec une incertitude à 2 m. Les tarières réalisées pendant cette thèse ont été relevées avec précision au théodolite. Il s'agit des tarières et des carottages RI-x.	66
Figure II.12 : Photo de l'échantillon et de la lame mince non couverte de Sa-a.	67
Figure II.13 : Photo de l'échantillon et de la lame mince non couverte de S8-b.	67
Figure II.14 : Emprise des racines sur les profils en fonction du diamètre du tronc.	69
Figure II.15 : Flux de sève mesuré pour les chênes sur la période Avril –Novembre 2017 autour des profils de TRE. D'après les données de Domec (2017).	69

Figure II.16 : Exemples d'inversion du profil N50. À gauche, une date d'été/automne et à droite une date de l'hiver/printemps.	71
Figure II.17 : Sensibilité pour le profil N50.	72
Figure II.18 : Exemples d'inversion du profil N100. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps. Nous présentons la date du 16/10/2015 car la mesure du 05/10/2015 n'existe pas.	73
Figure II.19 : Modèle (a) et inversion dudit modèle (b) expliquant l'anomalie (cerclée en noir sur l'inversion) du profil N100.	74
Figure II.20 : Exemples d'inversion du profil S50. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps.	74
Figure II.21 : Valeur de la résistivité extraite du modèle de résistivité à 5 m de profondeur à deux dates (trait orange sur la Figure II.20).	75
Figure II.22 : Exemple d'inversion du profil S100. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps. N'ayant pas de mesure le 18/05/2016, nous présentons ici les données pour le 07/06/2016 (printemps/été).	76
Figure II.23 : Fonction de distribution des résistivités aux périodes humide (PH, en bleu, 2012 – 2014) et sèche (PS, en orange, 2014 – 2017). Profil S50. Les valeurs données sur les courbes sont en $\Omega \cdot m$. Q1 et Q3 sont les premier et troisième quartiles.	78
Figure II.24 : Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil S50. (a) Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). On trouve les dates appartenant au groupe 1, au groupe 2 et au groupe 3. La variance absorbée est précisée sur la figure. (b) plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.	79
Figure II.25 : Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la période sèche pour le profil S50. (a) Agrandissement du cercle des corrélations avec projection des variables (dates).). On trouve les dates appartenant au groupe 1, au groupe 2 et au groupe 3. La variance absorbée est précisée sur la figure. (b) plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.	79
Figure II.26 : Fonctions de distribution des résistivités du profil S50 suivant les groupes de dates (G1 en orange et G2 en bleu) et les périodes (a) période humide et (b) période sèche.	80
Figure II.27 : Evolution des médianes et moyennes au cours du temps pour le profil S50. Les périodes sèches (PS) et humides (PH) sont représentées. Les lignes représentent les médianes et moyennes globales de chacune des périodes.	81
Figure II.28: Appartenance des dates à chaque catégorie pour chaque cycle : G1 en bleu, G2 en rouge et G3 en orange.	82
Figure II.29 : Pluie efficace, débit et dates des mesures. L'appartenance aux trois groupes de dates identifiés est représentée.	83
Figure II.30 : Résultats de la CHA par individu pour les dates de la période humide pour le profil S50. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. Les lignes bleues montrent le découpage en deux ou trois classes.	84
Figure II.31 : Résultats de la CHA par individu pour les dates de la période sèche pour le profil S50. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant la coupure en sept classes. Les lignes bleues montrent le découpage en deux ou trois classes.	85

Figure II.32 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil S50, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés. (a) classes 1, 2, 3 et 4 en période humide et (b) classes 1, 2, 6 et 3 en période sèche. L'échelle verticale est différente pour la classe 4-PH (éq. 3-PS).	86
Figure II.33 : Résistivités médianes des classes profondes du profil S50, comparées au débit du SAS1. Les groupes de dates sont représentés. (a) classes 5, 6 et 7 en période humide et (b) classes 5, 4 et 7 en période sèche. L'échelle verticale de la classe 5 est différente.	89
Figure II.34 : Comparaison des médianes des résistivités des blocs communs aux classes 5 PH et PS, et des blocs communs à la classe 5-PH et à la classe 4-PS (blocs en bordure de la classe 5-PS). Le décalage entre le palier de résistivité faible et la reprise des écoulements est symbolisé par les traits verts (de quelques jours en PH à un mois en PS). Profils S50.	91
Figure II.35 : Premier décile de la classe 5 PH \cap PS et médiane de la classe 5 PH \cap PS. Les lignes noires indiquent la reprise des écoulements dans le SAS1.....	92
Figure II.36 : Représentation de la résistivité de la classe 5 du profil S50 en période sèche par intervalle de valeurs de résistivité régulier à une date du groupe 1 (gauche) et du groupe 2 (droite). Cette représentation met en évidence l'augmentation de l'altération vers le centre de la classe 5 et les blocs appartenant au premier décile proche de la surface.....	92
Figure II.37 : Synthèse des variations des résistivités au cours du temps pour le profil S50.....	93
Figure II.38 : Résistivité médiane des blocs dont la résistivité est influencée par la présence des arbres (blocs de la zone E) au cours des 19h de suivi temporel en juin 2018 et résistivité médiane global du profil comparées au flux de sève des chênes mesuré à la même période.	95
Figure II.39 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées pour le profil S50.	96
Figure II.40: Résultats de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil S100. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. L'emprise du profil S50 est indiqué en noir. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de trois groupes de blocs.	98
Figure II.41 : Résultats de la CHA pour les dates de la période sèche pour le profil S100. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. L'emprise du profil S50 est indiqué en noir. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de trois groupes de blocs.	98
Figure II.42 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil S100, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés. (a) classes 1, 2, 3 et 6 (x>60 m) en période humide et (b) classes 1, 3, 2, 4 et 5 (x>60 m) en période sèches. L'échelle verticale est différente pour les classes 6-PH (éq. 5-PS) et 3-PH (éq. 2 et 4-PS).	99
Figure II.43 : Résistivités médianes des classes profondes du profil S100, mises en relation avec le débit du SAS1. (a) classes 6, 5, 4 et 7 en période humide et (b) classes 5, 6 et 7 en période sèches.....	101
Figure II.44 : Résistivités médianes des classes profondes (prof.>7m) du profil S100, mises en relation avec le débit du SAS1. (a) classes 1, 2 et 3 en période humide et (b) classes 1, 3 et 4 en période sèches.	101
Figure II.45 : Premier décile et médiane des blocs de la classe 6-PH et 5-PS	103
Figure II.46 : Synthèse des variations de résistivité au cours du temps pour le profil S100.....	104
Figure II.47 : Coupe transversale de la salle des Taureaux (ST) au SAS1 avec la position des écoulements.	105

Figure II.48 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées du profil S100.	106
Figure II.49 : Résultat de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil N50 (à gauche) et N100 (à droite). (a) répartition des blocs tenant compte de leurs classes. Les flèches vertes représentent des arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de deux groupes de blocs. ...	108
Figure II.50 : Résultat de la CHA pour les dates de la période sèche pour les profil N50 (à gauche) et N100 (à droite). (a) répartition des blocs tenant compte de leurs classes. Les flèches vertes représentent des arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de deux groupes de blocs. ...	108
Figure II.51 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil N50, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés. (a) classes 1, 2, 3 et 4 en période humide et (b) classes 1, 5, 2 et 3 en période sèche.	109
Figure II.52 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil N100, comparées à la pluie efficace. (a) classes 1, 2, 3 et 5 en période humide et (b) classes 1, 2, 3 et 5 en période sèche.	110
Figure II.53 : Résistivités médianes des classes profondes du profil N50, comparées au débit du SAS1. (a) classes 5, 6 et 7 en période humide et (b) classes 4, 7 et 6 en période sèche.	112
Figure II.54 : Résistivités médianes des classes profondes du profil N100, comparées au débit du SAS1. (a) classes 4, 6, et 7 en période humide et (b) classes 4, 6 et 7 en période sèche.	112
Figure II.55 : Résistivités médianes des classes profondes (prof. > 8 m) du profil N100, comparées au débit du SAS1. (a) classes 2 et 3 en période humide et (b) classes 2 et 3 en période sèche.	113
Figure II.56 : Evolution du premier décile de la classe 7-PH et 6-PS au cours des six ans de mesures, vis-à-vis du débit.	114
Figure II.57 : Synthèse des variations de résistivité au cours du temps pour les profil N50 (trace en blanc) et N100.	116
Figure II.58 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées sur les profils N50 (trace en blanc) et N100. (ST : salle des Taureaux)	117
Figure II.59 : Schéma conceptuel de l'alimentation de l'émergence épikarstique en différentes périodes du cycle hydrogéologique. D'après Lopez (2009).	118
Figure II.60 : Repositionnement des profils en 3D par rapport à une coupe transversale de la salle des Taureaux (ST) au SAS1 avec la position des écoulements dans la grottes.	119
Figure II.61 : Schéma conceptuel modifié d'après Lopez (2009), avec les notation de Klimchouk (2004). Les différentes zones déterminées par l'étude des quatre profils de TRE au cours des six années de suivi y sont replacées.	120
Figure II.62 : Comparaison des médianes de résistivités des zones D des profils sud 50 et nord 50.	120
Figure II.63 : Mosaïques d'images électroniques d'un échantillon de calcaire (a) superficiel Sa-a et (b) en profondeur S8-b. La flèche bleue illustre la présence de ciments de calcite secondaire précipitant à partir de l'eau douce (pluies) percolante.	124
Figure II.64 : Analyse par porosimétrie au mercure d'un échantillon de calcaire superficiel et d'un échantillon de calcaire plus profond.	124
Figure II.65 : Analyses au microscope électronique à balayage effectué sur les échantillons Sa-a et S8-b. (a et b) agrandissement des rectangles blancs de la Figure II.63. (c et d) cartographies minérales par spectrométrie à sélection d'énergie.	125
Figure II.66 : Loi d'Archie modifiée ajustée sur les données pour (a) l'échantillon de surface (S8a-prime) et (b) les échantillons de profondeur (S8b et RI4-echbas).	127

Figure II.67 : Courbe estimée à partir de la loi d'Archie pour les résistivités des calcaires de profondeur. Les lignes jaunes et rouges présentent l'intervalle de variation des résistivités et de leurs degrés de saturation associés (classe S100-3-PH (éq. 4-PS, Figure II.44).	128
Figure II.68 : Localisation des profils utilisés pour le 3D (Rappel de la Figure II.2). Les flèches noires représentent la limite entre calcaire et formations détritiques.	132
Figure II.69 : Profil OE2-2. Mesures de (a) juin 2016, (b) octobre 2016 et (c) mars 2018. Les anomalies observées sont numérotées et discutées dans le corps du texte. N.B. : l'échelle de résistivité est différente de celle du chapitre précédant, cette dernière étant peu adaptée aux résistivités du 3D.	133
Figure II.70 : Profil NS2-1. Mesures de (a) juin 2016, (b) octobre 2016 et (c) mars 2018. Les anomalies observées sont numérotées et discutées dans le corps du texte.	135
Figure II.71 : Profils pour la reconstitution en 3D avec report des anomalies détectées sur les profils inversés. La profondeur du toit des anomalies est reportée à côté de chaque anomalie. La limite entre les calcaires et les formations détritiques ainsi que les limites des anomalies sont extrapolées à partir de ces observations.	136
Figure II.72 : Exemple d'un variogramme stationnaire (Chiles et Delfiner, 1999)	137
Figure II.73 : Paramètres spatiaux pour le calcul du variogramme expérimental dans la direction D_1 , exemple en 2D : (a) tolérance angulaire et tolérance sur la distance h (50% du pas). (b) tolérance angulaire jusqu'à ce qu'une largeur de cône soit atteinte. (c) couples de points utilisés pour le calcul. (Adapté de l'aide d'Isatis, Geovariances, 2018).	138
Figure II.74 : Boîtes à moustaches des paramètres statistiques pour chacune des trois campagnes de mesure. De bas en haut : valeur minimale, valeur du centile 0,01, premier quartile, médiane, troisième quartile, valeur du centile 0,99 et maximum.	140
Figure II.75 : Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne de mars 2018 et variogrammes associés. (a) carte dans le plan horizontal de vecteurs directeurs U, V . Les directions principales N220 et N130 sont mises en évidence. (b) et (c) cartes dans les plans verticaux de vecteurs directeurs V, W et U, W . (d) Variogrammes associés aux deux directions mises en évidence dans le plan horizontal.	142
Figure II.76 : Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne de mars 2018 réalisées sur la zone calcaire. (a) dans le plan vertical U, W et (b) dans le plan horizontal U, V . (c) variogrammes associés aux directions N130 et N220.	143
Figure II.77 Variogrammes expérimentaux directionnels calculés à partir du logarithme base 10 des résistivités et modèles théoriques associés pour chacune des trois campagnes de mesures.	144
Figure II.78 : Modèles 3D issus de l'interpolation par krigeage ordinaire. En haut, en vue de dessus et en bas en vue orientée depuis le sud avec coupe verticale selon AB. La grotte de Lascaux est représentée en violet. (a et d) modèle obtenu en juin 2016, (b et e) octobre 2016 et (c et f) mars 2018. Les limites entre les différentes formations géologiques sont représentées. Les formations détritiques sont ici indiquées par « form. détritiques » et « détritiques ». Cette figure est présente en pleine page en Annexe 7.	146
Figure II.79 : Histogramme des fréquences relatives des résistivités calculées sur l'ensemble du modèle de mars 2018. Pour plus de lisibilité, nous coupons la représentation à 550 $\Omega \cdot m$. Nous mettons deux seuils en évidence : à 70 $\Omega \cdot m$ et à 250 $\Omega \cdot m$	147
Figure II.80 : (a) Mise en évidence de la forme du toit du calcaire sain. Les pinacles et l'escarpement du calcaire sont visibles au nord-est du site. (b) Pinacles et escarpement du calcaire mis au jour lors de l'excavation du site du Regourdou.	149

Figure II.81 : Mise en évidence de la zone de faible résistivité dans les calcaires superficiels avec leur lien avec les formations détritiques à l'est. La zone est assimilée à une zone d'écoulement préférentiel de type drain. Cette zone recoupe la zone D identifiée par la CHA (Figure II.60). (a et b) octobre 2016 et (c et d) mars 2018 ; (a et c) seuil à 70 $\Omega\cdot m$ et (b et d) seuil à 60 $\Omega\cdot m$	150
Figure II.82 : Variogramme expérimental et modèle de variogramme associé pour la variable d'indicatrice ($Z_c = 1,77$, indicatrice de $\log_{10}(\rho)$). Le variogramme est représenté sur trois graphiques représentant les trois directions (a) direction N140, (b) direction N230 et (c) direction verticale. ...	152
Figure II.83 : Pseudo-probabilité que la résistivité soit inférieure à 60 $\Omega\cdot m$ obtenus par krigeage d'indicatrice. Vue en plan à une altitude de (a) 185,5 mNGF et (b) 184 mNGF. Campagne de mars 2018.	153
Figure II.84 : Géométrie du drain utilisée pour le calcul de son volume. (a) en octobre 2016, volume estimé à 11 m ³ (b) en mars 2018, volume estimé à 880 m ³	154
Figure III.1 : Schéma de positionnement des thermocouples et du profil au feu de micro-TRE. Toutes les longueurs sont données en centimètres. P1, P2 et P3 représentent les trois hauteurs auxquels sont placés les thermocouples.	175
Figure III.2 : Images de TRE des profils (a) au feu et (b) de référence du 14 mars 2017. Le découpage des trois zones qui nous intéressent ici est présenté. Zone 1 entre 0 et 3 cm, zone 2 entre 4 et 15 cm et zone 3 entre 15 et 20 cm. Les profils, verticaux sur la paroi, sont présentés à l'horizontale.....	176
Figure III.3 : Résistivités médianes pour les trois zones identifiées dans Verdet et al. (2018), pour les parois soumises et non soumises aux feux. Périodes de juillet 2016 à juillet 2017.	177
Figure III.4 : Distribution du volume poreux en fonction du rayon d'accès des pores pour deux échantillons prélevés proches du foyer, avant les feux de mai 2016 et après les feux de novembre 2016.	180
Figure III.5 : Images au MEB d'un même échantillon prélevé après les feux présentant des figures (a) de dissolution et (b) de recristallisation sur hyphes.	181

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II.1 : Médianes, moyennes et extrema des valeurs de résistivité pour les dates des groupes 1 et 2 des périodes humide et sèche. Profil S50.	80
Tableau II.2 : Médianes des résistivités pour les périodes humide (PH) et sèche (PS) aux dates du groupe 1 (G1), du groupe 2 (G2) et du groupe 3 (G3) comme définis Figure II.28. Profil S50.	84
Tableau II.3 : Amplitude des médianes des classes superficielles pour les périodes sèche et humide du profil S50. La valeur minimale est toujours atteinte lors d'une date G1 et la valeur maximale lors d'une date G2. Les classes équivalentes d'une période à l'autre sont mises en regard l'une de l'autre.....	87
Tableau II.4 : Synthèse des données concernant le voisinage choisi pour les trois campagnes et résultats de la validation croisée utilisant ces voisinages.	145
Tableau II.5 : Résistivité médiane pour les quatre formations géologiques identifiées sur les modèles de résistivité 3D en juin 2016, octobre 2016 et mars 2018.	147
Tableau III.1 : Mesures de porosité au mercure sur des échantillons prélevés sur des carottes situées côte à côte, proche du profil de mesure de micro-TRE.....	178

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le milieu karstique, et tout particulièrement sa partie superficielle non saturée, se caractérise par une forte hétérogénéité due à l'altération par fracturation et par dissolution/précipitation des calcaires constitutifs. La présence de grottes ornées dans ce milieu nécessite la caractérisation de leur environnement afin de protéger ces grottes et contribuer à la conservation des œuvres pariétales. Dans cette thèse, nous nous proposons de caractériser le milieu karstique, de l'échelle du massif à l'échelle microscopique. Pour ce faire, deux sites ont été choisis, tous deux liés à des problématiques concernant les grottes ornées : le site de la grotte de Lascaux et la carrière souterraine expérimentale (en lien avec la grotte Chauvet-Pont d'Arc).

Le karst de la colline de Lascaux se caractérise notamment par des calcaires en plaquettes dans la partie superficielle de la colline, et par plusieurs figures karstiques telles que des escarpements, des pinacles et d'autres cavités, visibles, par exemple au niveau du Regourdou et de l'abri sous roche de la Balutie. La grotte de Lascaux est célèbre pour ses nombreuses peintures rupestres et est classée au patrimoine mondial de l'humanité à l'UNESCO. Elle est également connue pour les problèmes de conservation de ses œuvres pariétales en raison des conséquences d'une fréquentation touristique trop importante par le passé. Depuis, d'autres problèmes de conservation sont advenus en lien direct ou indirect avec les mouvements d'eau dans le massif environnant, nécessitant une meilleure connaissance de cet environnement. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons à ces mouvements d'eau dans le massif.

La problématique posée par la grotte Chauvet-Pont d'Arc n'est pas directement celle de la conservation, mais est d'ordre plutôt archéologique. La découverte récente de traces de feux contemporaines à la fréquentation aurignacienne de la grotte il y a environ 35 000 ans cal. BP pose la question de leur finalité. Pour répondre à cette question, des expériences de feux en conditions contrôlées ont été menées en 2016 en domaine confiné dans la carrière souterraine expérimentale et instrumentée de Lugasson, en Gironde. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons à l'impact de ces feux sur les mouvements d'eau à la paroi.

Ainsi, cette thèse s'attachera à répondre aux deux questions :

- Comment caractériser les mouvements d'eau et l'environnement géologique à l'échelle du massif karstique ?
- Comment caractériser les mouvements d'eau à la paroi d'une cavité souterraine en milieu karstique ?

Afin de répondre à ces questions, nous structurons cette thèse en trois parties. La première partie présente les deux sites étudiés ainsi que les méthodes utilisées pour répondre à notre problématique. Puisque les sites étudiés sont des sites protégés, nous avons choisi une méthode géophysique non intrusive en particulier, la tomographie de résistivité électrique (TRE). Nous couplerons ces mesures à des analyses pétrophysiques sur échantillons.

La seconde partie porte sur la caractérisation des mouvements d'eau à l'échelle du massif. Le site de cette étude est l'environnement de la grotte de Lascaux. Cette caractérisation se fera par l'utilisation de deux méthodes : un suivi temporel d'une durée de six années sur la base de quatre profils de TRE en deux dimensions, et une reconstitution de modèles en trois dimensions de l'amont hydraulique de la grotte. Le but principal est ici de comprendre par où passe l'eau dans le massif pour atteindre l'émergence située dans l'entrée de la grotte.

La troisième et dernière partie portera sur la caractérisation des mouvements d'eau à la paroi. Le site d'étude est une carrière souterraine dont les parois ont été soumises à des feux intenses en conditions contrôlées. Pour cette caractérisation, nous montrons comment mettre en œuvre un profil de micro-TRE, à une échelle submétrique et à une résolution centimétrique. A l'aide de ce dispositif, un suivi temporel de neuf mois est étudié. Le but principal est, ici, de mettre en place une méthode peu invasive permettant un suivi des mouvements d'eau à la paroi, liés, ou non, aux feux.

PARTIE I. OBJETS D'ÉTUDE ET MÉTHODES

Cette partie présente le contexte de la thèse, ses objets d'étude et les différentes méthodes utilisées. Le Chapitre 1 est consacré au karst et aux deux sites étudiés : la grotte de Lascaux et la carrière souterraine de Lugasson. Le Chapitre 2 est consacré aux méthodes de mesures géophysiques (résistivité électrique) effectuées sur les deux massifs : tomographie de résistivité électrique (TRE) et mesure de résistivité sur échantillons. Enfin, le Chapitre 3 est dédié aux méthodes de caractérisation physique et chimique utilisée : pycnométrie à hélium, porosimétrie au mercure, microscopie électronique à balayage, spectrométrie X par sonde électronique et spectroscopie Raman.

Chapitre 1. Karst et sites karstiques étudiés

L'origine du mot karst vient d'une région dont les massifs présentent des formes d'altérations particulières : la région de Kras (« Karst » en allemand) s'étendant du nord-est de l'Italie (Frioul-Vénétie Julienne) à la Slovénie. Cette région présente des formes en lapiaz, dolines, poljés et autres grottes dont Postojna (Slovénie) est la plus connue (Bignot, 1972). Nous présentons dans ce chapitre la vision moderne du karst (§1.1), puis nous nous intéressons au karst de la colline de Lascaux (§1.2), autour de la grotte du même nom (Dordogne), et nous terminons par l'environnement de la carrière de Lugasson (Gironde) (§1.3).

1.1. Le karst

La définition du karst varie selon les disciplines et l'apport de connaissances des théories nouvelles. Nous adoptons la définition provenant de la vision fonctionnelle du karst développée par Mangin (1975) et modifiée par Bakalowicz (1999) : « le karst est un paysage [issu] de la dissolution [par l'eau] des roches carbonatées (calcaires et dolomies) constituant le sous-sol des régions concernées. L'eau de pluie [...] acquiert l'acidité nécessaire à la mise en solution de la roche en se chargeant de gaz carbonique (CO₂) produit dans les sols [...]. Le paysage de surface, constitué en général de dépressions fermées, est associé à un paysage souterrain, dont [font partie] les grottes et les gouffres. » Ce processus de dissolution est appelé karstification.

En France, le karst représente 35% des terrains totaux (Mangin, 1975). Parmi ceux-ci, le massif pyrénéen de la Pierre Saint-Martin dont la salle de la Verna (255 m de long, 245 m de large, 194 m de haut) est un exemple frappant de la taille que peuvent prendre les grottes (ARSIP, 1985). Citons aussi l'exemple du massif Alpin du Criou, dont le gouffre Mirola est l'un des plus profonds au monde avec -1733 m pour 13 km de développement (Drouin, 2006). Dans un contexte tectonique de plus faible importance, citons les karsts girondins de l'Entre-deux mers dont le réseau le plus important est celui du Grand-Antoine (plus de 8 km de développement) (Salomon, 1990) et le karst du Périgord dont fait partie la grotte de Lascaux.

1.1.1. Formation du karst

La karstification est un phénomène de dissolution de roches carbonatées par l'eau s'infiltrant dans le sol et se chargeant en CO₂. L'équation chimique synthétisant les équilibres calcocarboniques de cette dissolution est (Équation I.1) :



où Me²⁺ représente le cation associé au carbonate, le plus souvent Ca²⁺ et/ou Mg²⁺. Pour les cas qui nous intéressent, ce cation divalent sera le calcium. Le CO₂ est sous sa forme aqueuse (aq).

Pour que l'eau puisse mener son action de dissolution, le massif doit avoir une certaine perméabilité. La perméabilité² dépend de la porosité connectée. La porosité est classée en trois catégories dans les systèmes karstiques (Ford et Williams, 2007; Halihan *et al.*, 1999; Király, 1975; Peyraube, 2011; Vacher et Mylroie, 2002; Worthington, 1999) :

- Porosité primaire. Il s'agit de la porosité de plus petite taille, à l'échelle du pore. Cette porosité, dite porosité de matrice, est intrinsèque au matériau et dépend de la formation du calcaire.

² La perméabilité est utilisée ici pour parler du coefficient de perméabilité (ou conductivité hydraulique).

Dans un calcaire, cette porosité peut varier de moins d'un pourcent à plusieurs dizaines de pourcents (Ford et Williams, 2007; Király, 1975; Vincent et Mathon, 1999). La perméabilité due à cette porosité est en général assez faible, entre 10^{-10} et 10^{-14} m.s⁻¹ (Halihan *et al.*, 1999). Lorsque les écoulements sont lents, cette porosité jouera le rôle de zone de stockage d'eau (Worthington, 1999). Cette porosité peut être mesurée en laboratoire sur des échantillons décimétriques. La microfissuration de la roche intervient également à cette échelle et contribue à augmenter la perméabilité de la matrice (Király, 1975).

- Porosité secondaire. Cette porosité inclut les fractures et les fissures issues de l'histoire mécanique (géologique) du massif. Le comportement fragile des roches carbonatées implique une tendance à la fracturation et la fissuration sous l'action de contraintes mécaniques générées par les mouvements tectoniques. En plus des fissures et des fractures, les joints de strates contribuent à cette porosité secondaire lorsqu'ils sont ouverts par action mécanique, constituant alors une discontinuité géologique permettant le passage privilégié d'eau. Du point de vue de la perméabilité, c'est dans ces discontinuités (fractures, fissures, diaclases, joints et autres ouvertures) que l'eau circulera préférentiellement, avec des perméabilités mesurées en forage allant de 10^{-5} à 10^{-10} m.s⁻¹ (Ford et Williams, 2007; Király, 1975). Du fait de l'écoulement d'eau dans cette porosité et de l'action de dissolution de cette eau, ces discontinuités vont s'élargir pour former la porosité tertiaire.
- Porosité tertiaire. Il s'agit de conduits produits par la dissolution du calcaire avec ou sans transport de matière. C'est par ces derniers que la majeure partie des écoulements a généralement lieu (Ford et Williams, 2007; Worthington, 1999), avec une perméabilité très variable. Király (1975) rapporte que des mesures de perméabilité (pompage) à l'échelle du massif ont montré que la perméabilité pouvait être comprise entre 10^{-1} et 10^{-3} m.s⁻¹. Par des mesures aux exutoires (sources, résurgences, émergences), ils ont montré que les débits peuvent atteindre plusieurs dizaines de m³.s⁻¹ (débit moyen de 20 m³.s⁻¹ pour la Fontaine de Vaucluse et 3.10^{-3} m³.s⁻¹ pour la source de la Loue).

La contribution de chaque porosité à l'écoulement des fluides peut être synthétisée telle que présentée sur la Figure I.1 (Atkinson, 1985; Fournillon, 2012). Ainsi, on attribue généralement à la matrice calcaire le rôle de zone de stockage (dans certaines conditions, elle peut toutefois contribuer à l'écoulement diffus), à la fissuration le rôle de vecteur d'écoulement et de stockage, et aux conduits le rôle d'écoulement et, dans une moindre mesure, de stockage.

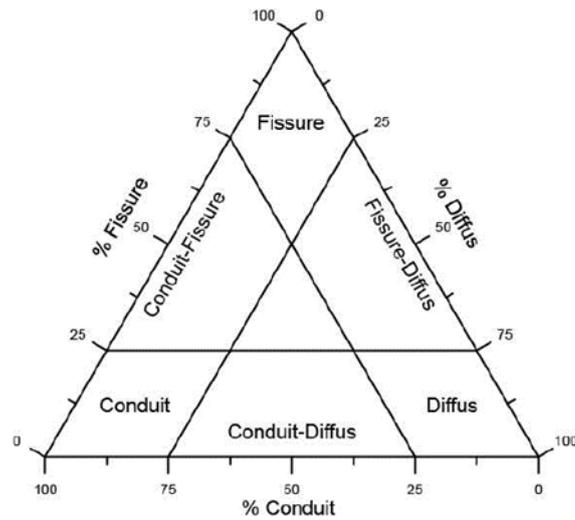


Figure 1.1 : Classification des aquifères karstiques d'après Atkinson (1985) selon les vecteurs d'écoulements.

Pour ce qui est des processus de karstification, Quinif *et al.* (2014) proposent une vision thermodynamique statuant que sont nécessaires : (1) une énergie chimique (dissolution des carbonates) dont le produit est une altérite résiduelle (minéraux insolubles) ; (2) une énergie potentielle (gradient hydraulique, mise en circulation de l'eau) ; et (3) l'énergie mécanique qui a fracturé la roche et/ou ouvert des joints. Ceci conduit à deux types de karstifications :

- si l'énergie potentielle (Δh) est suffisante pour transporter le produit d'altération, alors on parle de karstification par enlèvement total (Figure 1.2.A).
- si l'énergie potentielle est insuffisante, alors le produit d'altération reste en place et l'on parle de karstification par fantômisation. Dans un deuxième temps, et par un changement des conditions d'énergie potentielle, il peut y avoir vidange des conduits (Figure 1.2.B) (Dubois *et al.*, 2014a; Kaufmann et Deceuster, 2014; Quinif *et al.*, 2014).

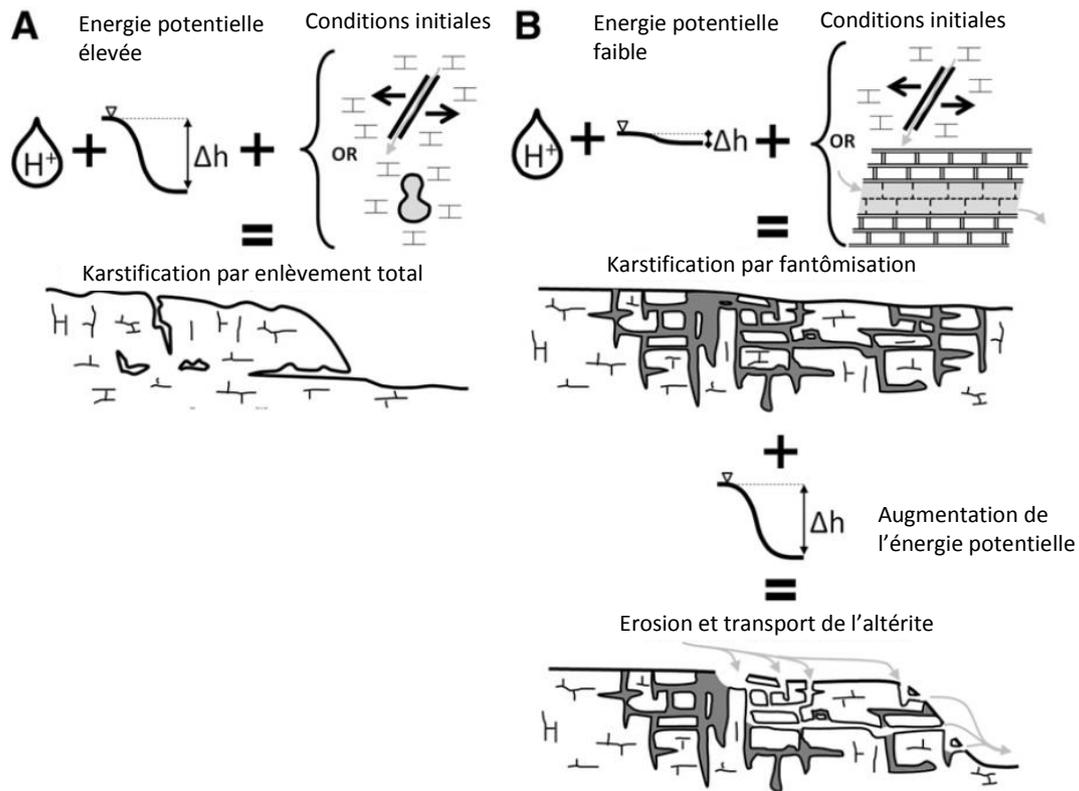


Figure 1.2 : Karstification (A) par enlèvement total à partir de la dissolution de discontinuités ou de karsts préexistants, et (B) par fantômisiation à partir de la dissolution de discontinuités. Δh l'énergie potentielle (ici la charge hydraulique) ; H^+ l'énergie chimique (dissolution) ; et conditions initiales par fracturation, joints ou karsts préexistants. D'après Dubois et al. (2014a).

1.1.2. Organisation du système karstique

Le système karstique se compose de deux zones principales (Figure 1.3) :

- La zone non saturée (ZNS) ou zone vadose : cette zone se situe immédiatement sous la surface du sol. C'est dans cette zone que s'effectue le transfert de l'eau de la surface vers la profondeur.
- La zone saturée (ZS), zone noyée ou encore zone phréatique (Rabier et al., 2008) : c'est dans cette zone qu'ont lieu les transferts jusqu'à l'exutoire.

La ZNS est ensuite subdivisée en trois zones que sont le sol, l'épikarst et la zone de transmission.

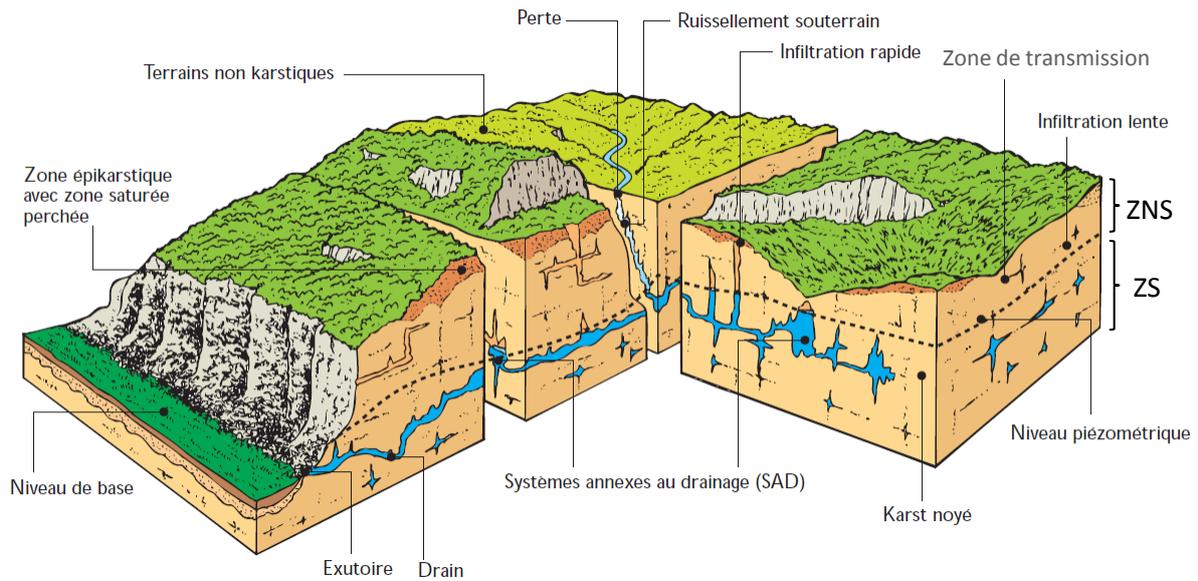


Figure 1.3 : Représentation conceptuelle du milieu karstique (d'après Mangin, 1975).

1.1.2.1 Le sol (pédologie)

Le sol, s'il est présent au-dessus de l'aquifère karstique, aura pour fonction la production du CO_2 par respiration racinaire et activité bactérienne. Ce CO_2 donne à l'eau son caractère acide et son potentiel de dissolution du calcaire. D'autre part, le sol est le milieu par lequel s'infiltré l'eau. Il existe deux modes d'infiltrations principaux (Bakalowicz, 1999) : (1) l'impluvium est entièrement constitué de terrains karstifiables (système unaire) ou (2) l'impluvium est pour partie constitué de terrains karstifiables et pour partie de terrains non karstifiables. L'eau s'infiltré au niveau d'une zone de perte, au contact des deux terrains (système binaire).

1.1.2.2 L'épikarst

L'épikarst et le sol sont parfois intriqués, le sol « remplissant » les vides laissés par la karstification. Il va avoir le double rôle de zone « tampon » et de réservoir pour la zone située en dessous (zone de transmission) (Klimchouk, 2004; Watlet *et al.*, 2018; Williams, 2008). La zone de contact de l'épikarst avec la zone de transmission n'est en effet pas régulière et présente un contraste de perméabilité, créant à l'interface une zone de stockage compartimentée (Figure 1.4).

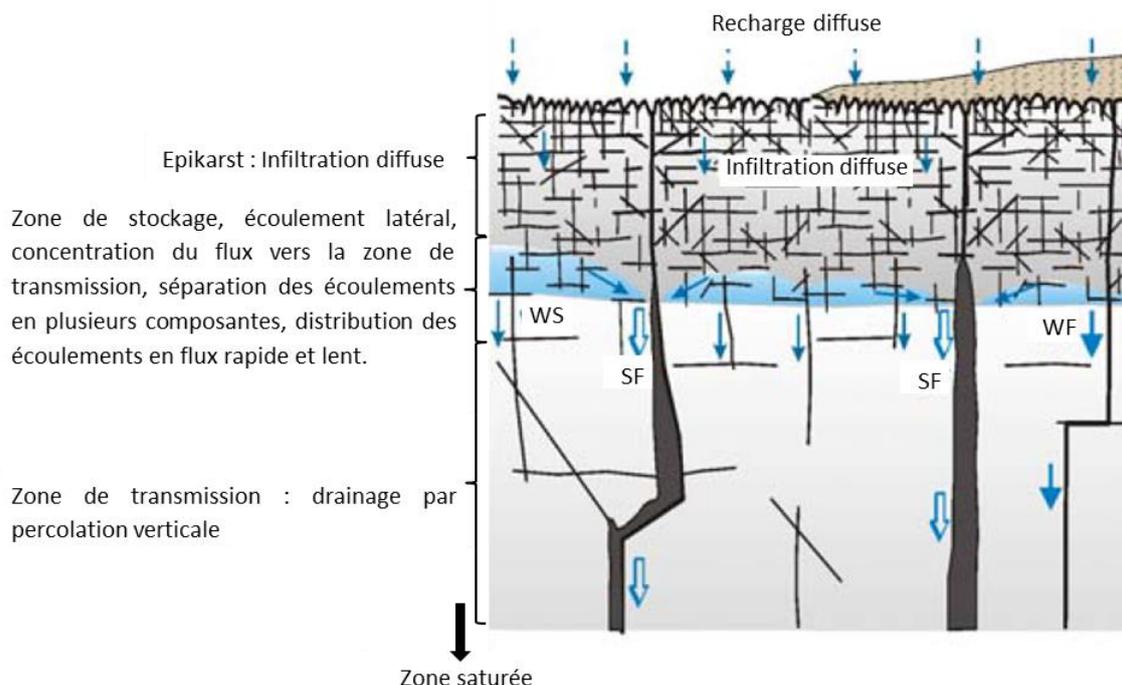


Figure 1.4 : Caractéristiques hydrologiques et structurales de l'épikarst et sa relation avec la zone de transmission. SF : écoulement dans les puits ; WF : écoulement vadose ; WS : infiltration vadose (Klimchouk, 2004).

L'origine de l'épikarst s'explique par la combinaison de plusieurs phénomènes. Etant la première zone immédiatement sous le sol, elle est le siège d'une plus forte dissolution (écoulement diphasique et proximité de la source de CO₂). De plus, lors de la disparition des couches géologiques supérieures, elle est soumise à un effet de décompression superficielle (décharge lithostatique), entraînant une fissuration s'ajoutant à la fracturation naturelle. Enfin, elle est directement soumise à l'altération climatique dans les zones de karst mis à nu (Emblanch, 1997; Klimchouk, 2004).

1.1.2.3 La zone de transmission

Enfin, la dernière zone avant la ZS est la zone de transmission. Cette zone peut avoir une épaisseur variable, atteignant parfois une très grande profondeur. Les écoulements peuvent y être rapides ou retardés (Bakalowicz, 2005), pouvant jouer un rôle prépondérant dans la dynamique et le soutien à l'étiage de certains karsts (Bakalowicz, 1995).

Dans la suite de nos travaux, nous nous intéressons à l'ensemble de la zone vadose, faisant office à la fois de zone de stockage de forme irrégulière (contact épikarst-transmission) et de zone d'écoulement diphasique (eau-air). Deux domaines karstiques en particulier ont été étudiés à plusieurs échelles : le karst du Périgord entourant la grotte de Lascaux (Montignac, Dordogne) et le karst de l'Entre-Deux-Mers (Lugasson, Gironde).

1.2. Site de Lascaux

Le premier site d'étude se situe sur la commune de Montignac, en Dordogne. Il s'agit d'une partie du karst périgourdin dont la plus célèbre cavité est la grotte de Lascaux. Nous aborderons dans un premier temps l'histoire de la grotte et ses problèmes de conservation. Dans un deuxième temps, la géologie générale du site sera décrite. Nous terminerons par un point sur les travaux effectués à Lascaux depuis 2009.

1.2.1. Historique de la découverte et des problèmes de conservation

1.2.1.1 Découverte

Le 12 septembre 1940, J. Marsal, G. Agniel, S. Coëncas et M. Ravidat découvrent un trou étroit mis à jour par la chute d'un pin dont les racines ont soulevé une partie de la terre de couverture. En entrant dans la grotte et après pas mal d'efforts, ils débouchent dans ce qui sera par la suite nommé la salle des Taureaux, dont les parois sont recouvertes de peintures d'animaux (taureaux, licorne, chevaux...). Dans les jours qui suivent leur découverte, M. Thaon et H. Breuil se rendent sur place et identifient les peintures comme authentiques (Breuil, 1941). Cette découverte entraînera, la même année, le classement de la grotte au titre de monument historique. En 1979, elle est classée au patrimoine mondial de l'humanité à l'UNESCO (UNESCO, 1979). La grotte présente un bestiaire important, comprenant près de 2000 figures répertoriées dont les représentations principales sont les chevaux, les aurochs, les cerfs, les bouquetins et une figure anthropomorphe d'un homme à tête d'oiseau (Figure I.5). Citons encore le célèbre panneau dit de la licorne (Figure I.6).

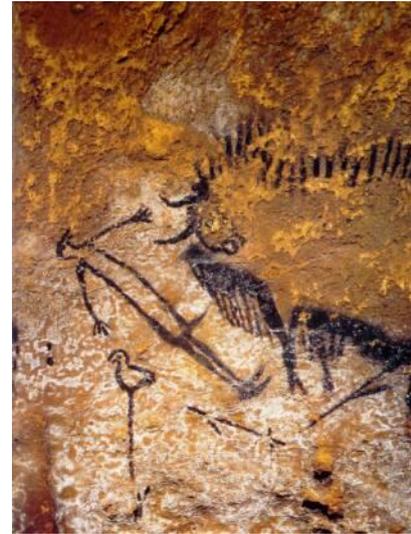


Figure I.5 : La scène du puits. (Cl. N. Aujoulat).



Figure I.6: Le panneau de la licorne, en paroi gauche de la salle des Taureaux. (Cl. N. Aujoulat).

Ces peintures font encore débat quant à leur période de création (Delluc et Delluc, 2012), comme cela a été synthétisé par Xu *et al.* (2015) :

- les premières analyses stylistiques de Breuil et Windels (1952) et Peyrony (1949) datent les peintures du Périgordien (-32 000 à -20 000 BP) ;
- d'autres analyses stylistiques par Leroi-Gourhan et Evin (1979) datent les peintures du Solutréen (22 000 à 17 000 BP) ;
- l'étude du mobilier par Leroi-Gourhan et Allain (1979) donne une datation au Magdalénien II ;
- les premières analyses de charbons de bois prélevés dans le Passage et le Puits. Leroi-Gourhan et Evin (1979) donnent des datations à - 16 000 ± 500 BP et - 17 190 ± 140 BP respectivement, confirmant le début du Magdalénien ;
- des analyses plus récentes sur des fragments de bois de rennes (Aujoulat *et al.*, 1998) donnent une datation plus ancienne à - 18 600 ± 190 BP, à la charnière entre le Solutréen et le Magdalénien.

1.2.1.2 De la découverte à nos jours : mise en place d'une conservation

La synthèse des problèmes de conservation de la grotte depuis son ouverture au public proposée ci-dessous est tirée des travaux de Houillon (2016).

Dès 1948, des aménagements ont été effectués pour permettre l'accès à un nombre croissant de visiteurs. Un escalier est construit au niveau du cône d'éboulis, passage de la découverte (Figure I.7). Un porche d'entrée doté d'une porte monumentale en bronze est mis en place pour isoler la grotte de l'air extérieur. Un mur maçonné est érigé à l'entrée de la salle des taureaux. Les premiers problèmes de conservation apparaissent en 1955 sous la forme de coulures colorées : la condensation à la paroi est favorisée par l'augmentation de la température liée au nombre de visiteurs, entraînant une mobilisation des pigments dans la salle des taureaux. Un système de recyclage de l'air (filtration des poussières et refroidissement de l'air) est mis en place dans la zone d'entrée. Ce dispositif a impliqué une réduction du volume de l'éboulis qui contribuait à isoler la grotte de l'air extérieur, d'où une augmentation des variations saisonnières de température dans la grotte. Un contrôle plus strict sur le nombre de visites journalières est alors mis en place. Ce contrôle ne sera pas respecté puisque 100 000 personnes ont eu accès à la grotte en 1960. Ces débordements ont entraîné la première crise biologique de la grotte avec une apparition d'algues vertes, appelée « la maladie verte ». Les premiers traitements sont mis en œuvre par le Ministère des Affaires Culturelles qui décrète la fermeture de la grotte aux visiteurs à compter de 1963 et créa la première commission scientifique essentiellement composée de biologistes.



Figure 1.7 : Écoulements connus dans la grotte de Lascaux (Houillon, 2016), sur un fond topographique d'Aujoulat (2004) d'après Bassier (1966).

Malgré la fermeture de la grotte, un nouveau problème apparaît : la « maladie blanche ». Elle se manifeste par des précipitations de calcite sous forme de voiles, d'aiguilles, de cristaux polymorphes et des dégradations par corrosion de la calcite, support des peintures. La commission scientifique et technique de Lascaux décide alors d'associer aux biologistes plusieurs disciplines : chimie, physique et géologie. Il en résulte une nouvelle approche de la conservation basée sur la compréhension des phénomènes intra et extra cavitaires et de leurs impacts aux parois. Il est ainsi préconisé de revenir à une température et une hygrométrie stables dans la grotte. Une machinerie de conditionnement et d'extraction d'air est mise en place pour maîtriser l'hygrométrie des parois et abaisser le taux de CO_2 , allant contre les recommandations de H. Schoeller (1965) qui préconisaient l'une ou l'autre solution (pas les deux en même temps). Les paramètres microclimatiques tels que la température, l'humidité et le taux de CO_2 sont suivis à divers endroits dans la grotte à partir de cette date. La machinerie sera modernisée par deux fois, en 1989 puis en 2000. En 2001, une seconde crise biologique apparaît : des moisissures blanches se développent dans la Salle des Taureaux à partir des banquettes et jusqu'à la voûte. Un traitement à base de biocide et d'épandage de chaux vive sur les sols est mis en œuvre sous le contrôle du Laboratoire de Recherche des Monuments Historiques (LRMH). Le ministère de la Culture instaure en 2002 un conseil scientifique international qui orientera les futurs travaux de recherche et de conservation.

Le conseil scientifique est renouvelé en 2010 et présidé par Yves Coppens. Il a pour mission de proposer des programmes de recherche pour l'amélioration de la compréhension du site. Enfin, depuis 2018 J.-J. Delanoy préside le conseil scientifique et de suivi de la grotte de Lascaux. C'est dans ce cadre que le laboratoire I2M intervient, avec notamment plusieurs travaux : Lopez (2009), Minvielle (2015), Xu (2015) et Houillon (2016) sur lesquels nous revenons dans la section 1.2.3.

1.2.2. Géologie générale du site

La grotte de Lascaux se développe dans le karst Périgourdin, au nord du plateau du Quercy. Cette zone se situe au contact entre le bassin Aquitain, au sud-ouest, et le Massif Central, au nord-est. Il s'agit d'une série de formations du Crétacé supérieur sous recouvrement détritique (Figure I.8). Cette région est traversée par la Vézère, dont le lit laisse apparaître de nombreuses grottes dont plusieurs témoignent d'une occupation préhistorique.

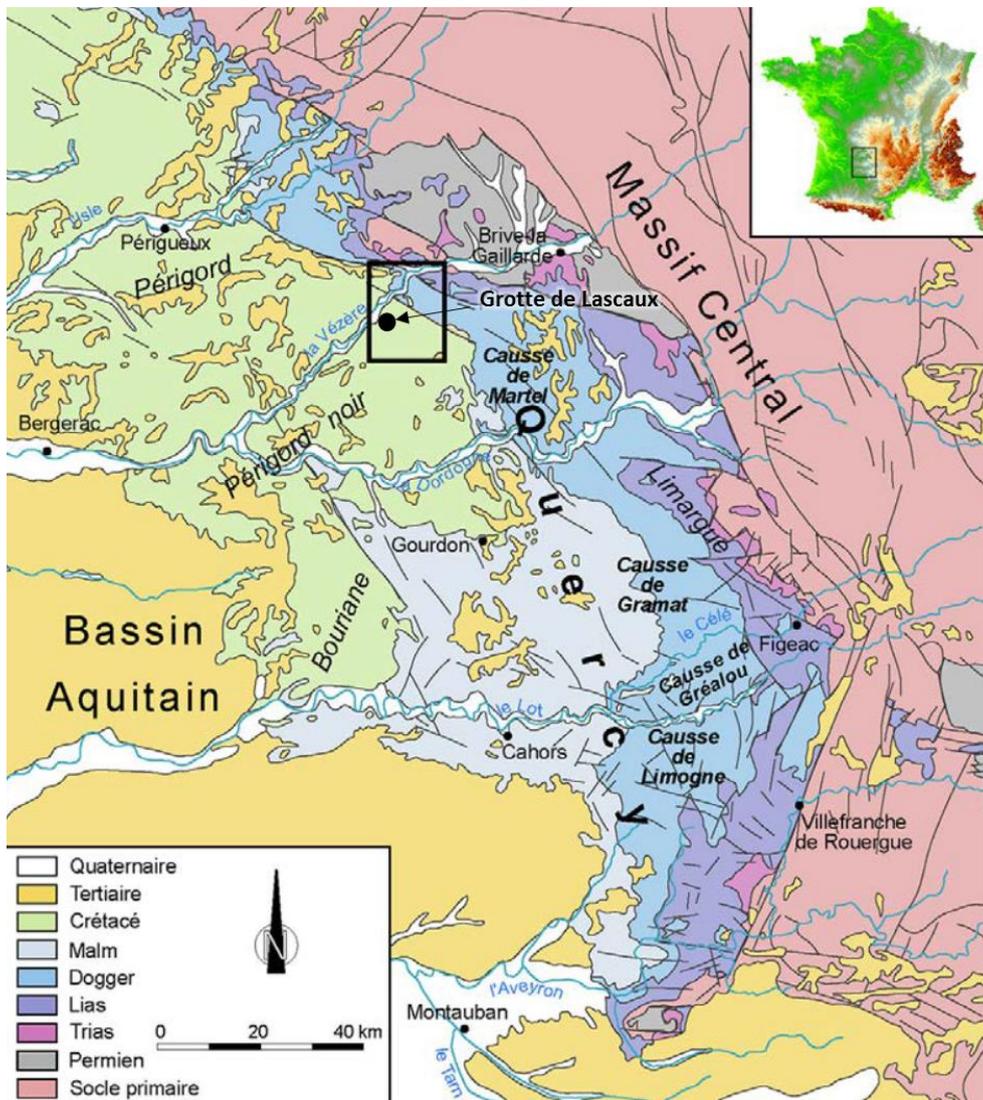


Figure I.8 : Carte géologique synthétique situant le contexte régional autour du site de Lascaux (cadre noir) (Bruxelles et Camus, 2014)

Le plateau karstique s'est développé dans les calcaires du Turonien, du Coniacien inférieur, moyen et supérieur et du Santonien inférieur à la faveur du retrait de la mer au Crétacé (Figure I.9.A). Cette phase d'altération continentale s'est poursuivie jusqu'à l'Éocène (Figure I.9.B), avec des calcaires

profondément altérés. D'après Bruxelles et Camus (2014), cette phase se serait traduite par une décarbonatation, laissant un résidu insoluble du calcaire (argile et silex), formant une couverture meuble. On rappelle que la décarbonatation correspond à la dissolution des carbonates des substrats calcaires par les eaux de pluie chargées en gaz carbonique (Équation I.2). Au contact résidus/calcaire, la décarbonatation s'est poursuivie par un phénomène de cryptokarstification³. Sur le plateau même de Lascaux, cette couverture d'altérite est associée à de la karstification par fantômisation des calcaires du Crétacé. Elle est par ailleurs caractérisée par la présence de silicates : andalousite, staurotide, tourmaline et zircon (Guillot *et al.*, 1979). Au tertiaire (Figure I.9.C), un dépôt fluviatile s'est formé en partie sommitale de la colline, notamment entre la grotte et le site du Regourdou. Ces dépôts sont caractérisés par des lits d'argiles micacées gris bleu, de sables, de graviers et de galets et proviendraient du socle cristallin du Massif Central (présence notamment de disthène). Enfin, à partir du tertiaire, le réseau hydrographique se développe (Figure I.9.D), déposant des alluvions sablo-graveleuses par-dessus les argiles à silex.

Pendant les phases tertiaires, la cryptokarstification s'est poursuivie, avec formation de fantôme de roche dans les calcaires du Crétacé. Avec le décapage des matériaux de surface, les zones karstifiées se retrouvent à découvert, permettant des circulations d'eau suffisamment importantes pour l'évacuation du fantôme et l'ouverture des conduits lorsqu'il y a eu fantômisation.

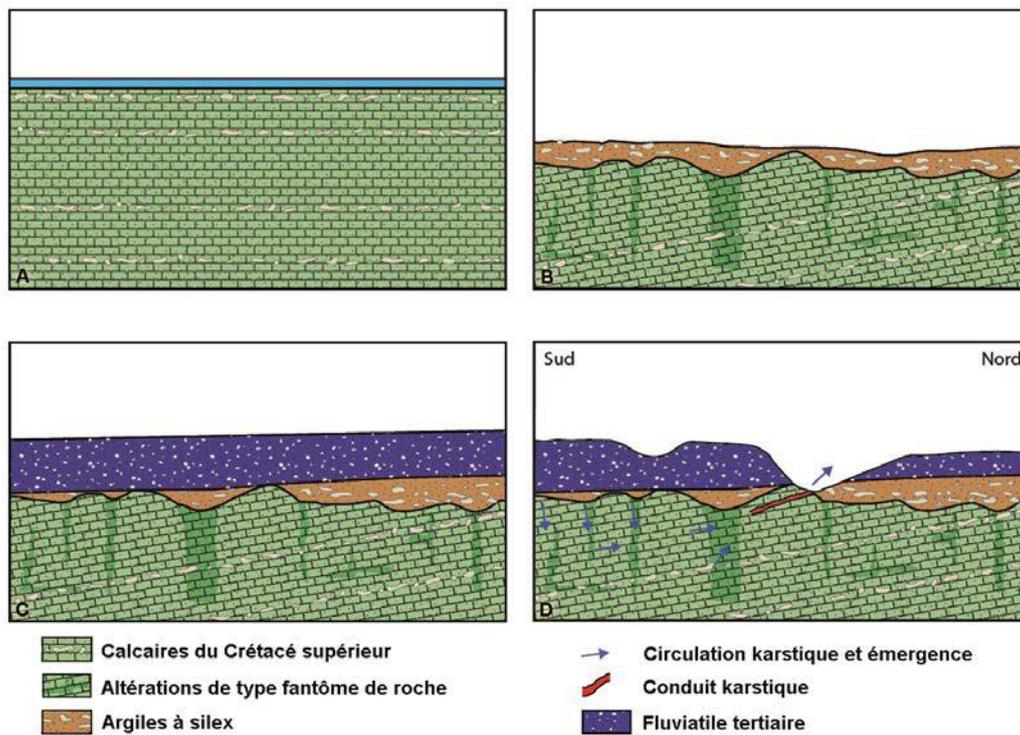


Figure I.9 : Phases principales de l'évolution continentale de la surface du plateau dans lequel s'est formée la grotte de Lascaux. (Bruxelles et Camus, 2014)

De manière plus locale, l'environnement géologique immédiat de la grotte de Lascaux est constitué de calcaires du Crétacé comme présenté sur la carte en Figure I.10 (Schoeller, 1965 ; Lopez, 2009).

³ Karstification sous couverture

Les altitudes données dans la description géologique ci-dessous sont relatives à une coupe au niveau de la salle des Taureaux (Figure I.7) :

- De la surface à 190 m NGF⁴ : formation de comblement sablo-argileux (SP) incluse dans le Santonien inférieur (C5a⁵). Les formations sablo-argileuses sont attribuées soit à des produits d'altération (Bruxelles et Camus, 2014), soit à un remplissage karstique (Lopez, 2009). Le Santonien (C5a) est un calcaire gréseux roux, arénacé, en petits bancs et à stratification oblique dont la base est constituée d'une quinzaine de mètres de calcaire crayeux blanc en plaquettes. Ces matériaux du Santonien sont plutôt présents au nord du site d'étude, formant le plateau du Regourdou, et non pas directement au-dessus de la grotte.
- Entre 190 m NGF et 175 m NGF : Coniacien supérieur (C4b) constitué de calcaire dur bioclastique jaune à rosâtre, organisé en grandes dalles. C'est à la base de cette formation que la grotte se développe.
- Entre 175 m NGF et 110 m NGF : formations du Coniacien moyen (C4b) avec des calcaires bioclastiques massifs jaunâtres à son sommet (entre 4 et 7 m d'épaisseur) suivi de calcaires microcristallins bioclastiques jaunes à rosâtres à sa base.
- En dessous de 110 m NGF et sur une dizaine de mètres : calcaires du Coniacien inférieur (C4a), calcaires marneux gris-jaune avec à la base des calcaires marneux gris-bleu à glauconie.
- A la base du Coniacien, on trouve une surface durcie et rubéfiée marquant la limite avec le Turonien (Bruxelles et Camus, 2014).

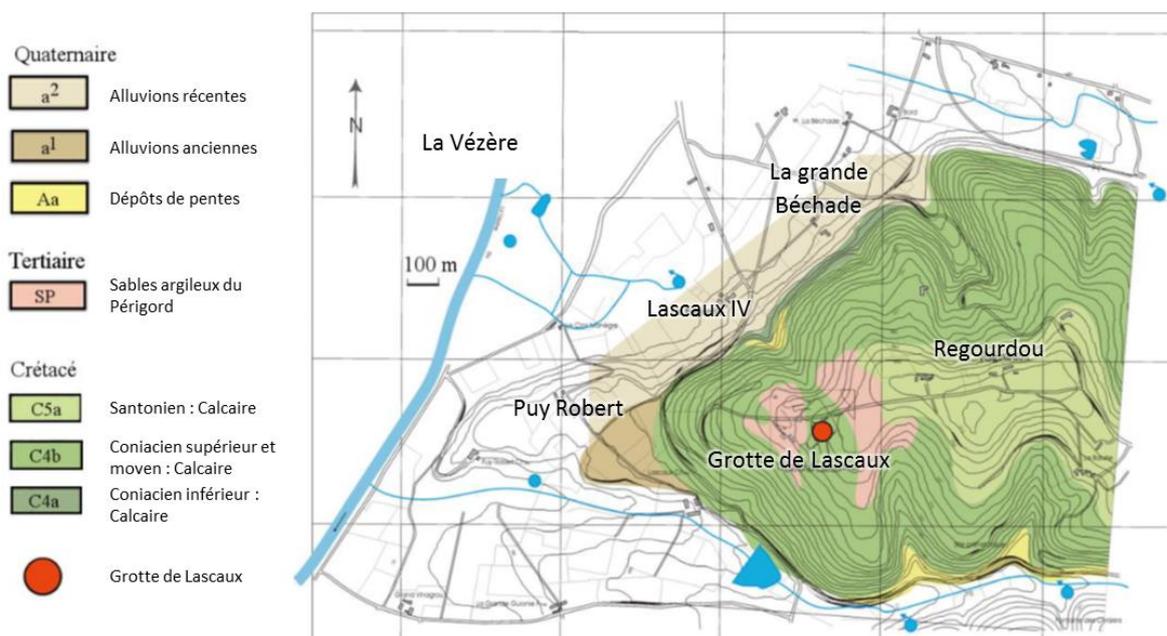


Figure I.10 : Carte géologique de la colline de Lascaux, d'après (Schoeller, 1965) et nouvelles annotations de Guillot *et al.* (1979).

⁴ m NGF : mètre du nivellement général de la France.

⁵ Notations géologiques d'après la carte géologique établie par Guillot *et al.* (1979)

1.2.3. Etudes récentes menées à I2M sur la conservation de la grotte de Lascaux

L'université de Bordeaux est historiquement impliquée dans les études scientifiques portant sur la conservation de la grotte de Lascaux. Citons les travaux de Schoeller en 1965 et Vouvé en 1968. On rappelle ci-dessous l'apport des travaux plus récents ayant démarré en 2009 avec la thèse de Lopez (2009).

En préambule, la carte des écoulements d'eau dans la grotte est présentée en Figure I.7. Citons ici l'émergence épikarstique du SAS1, compartiment 3 (appelée par la suite « émergence » ou « source du SAS1 ») et les exfiltrations en parois gauche et droite de la Salle des Taureaux (ST), le long des joints. On notera également les infiltrations à la voûte des salles ensablées, de la galerie du Mondmilch et du puits Sud (Diverticule des Félines).

1.2.3.1 *L'hydrogéologie autour de la grotte, Lopez (2009)*

Les travaux de Lopez (2009) ont porté sur le fonctionnement hydrogéologique de l'épikarst autour de la grotte et sur la dynamique du CO₂. Le signal pluie-débit à l'émergence du SAS 1 est rapide (entre 1 à 2 jours), lorsque le système est rechargé par les pluies d'automne-hiver, stockées à faible profondeur. Ceci suggère la présence d'une zone de drainage préférentielle dans l'épikarst. Les analyses des eaux de crues du SAS1 montrent également une participation faible et de courte durée des eaux de pluie récentes. Par ailleurs, les vitesses de circulation sont lentes, présentant un mode de transfert plus proche d'un milieu fracturé que d'un milieu karstique. Tous ces indices montrent que l'épikarst autour de la grotte joue bien son rôle de zone tampon, nécessaire à la conservation de la grotte.

Les valeurs de la pression partielle de CO₂ (P_{CO2}) dans le sol sont trop faibles pour expliquer le fort potentiel de dissolution de la calcite observé à l'émergence du SAS1. Par contre les valeurs mesurées dans les formations détritiques peuvent expliquer le fort potentiel de dissolution de la calcite au niveau du SAS1. Ceci suppose alors que les eaux riches en CO_{2(aq)} des formations détritiques participent directement ou indirectement au niveau de l'émergence du SAS1.

Les formations détritiques joueraient ainsi le double rôle de capture du CO₂ et de stockage d'eau (Lopez, 2009). Ce stock d'eau va permettre de soutenir les écoulements épikarstiques au SAS1 lorsqu'il y a connexion hydraulique entre le massif et des matériaux détritiques.

Le système hydraulique est donc un système compartimenté. Il comprend un réseau de drainage qui cumule des eaux d'origines diverses (Figure I.11) : stock d'eau de l'épikarst, des remplissages ou encore du sol, ainsi que les eaux de pluie s'infiltrant immédiatement, provoquant les crues.

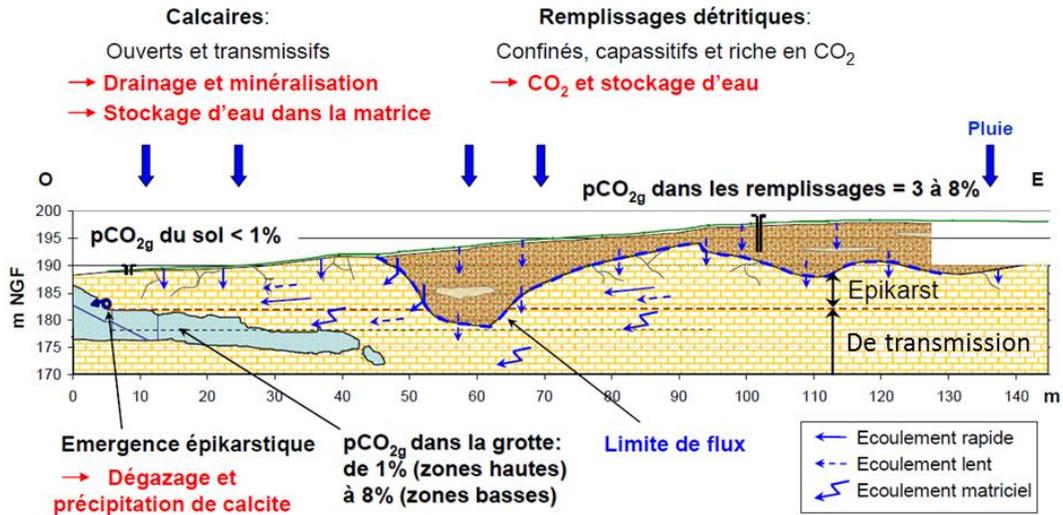


Figure I.11 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et de la dynamique du CO₂ autour de la grotte de Lascaux (Lopez, 2009)

Par ailleurs, Lopez a déterminé à l'aide de méthodes géophysiques (Peyraube *et al.*, 2008) et géotechniques un schéma de l'organisation géologique et géométrique du site. Il a caractérisé les principaux plans de fracturation autour de la grotte par des levés sur l'ensemble de la colline et les a comparés à la carte géologique réalisée par Vouvé en 1968. Les plans de stratification ont été relevés et deux familles ont été déterminées : un premier plan moyen S0-1 de direction N2° et de pendage 9°E ; un deuxième plan moyen S0-2 de direction N43° et de pendage 11°SE. Le plan caractérisant le Coniacien supérieur dans lequel se développe la grotte a été relevé par Lopez avec un pendage de 4 à 6° vers le sud-est. Quatre familles de fractures ont été relevées sur la colline. La Figure I.12 montre les plans de fracture autour de la grotte.

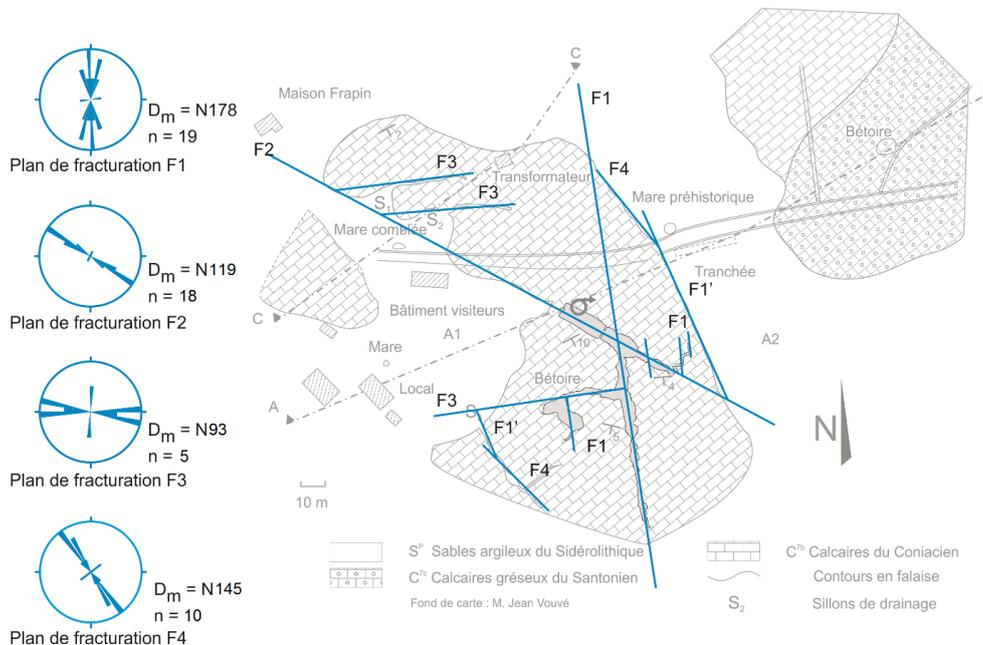


Figure I.12 : Schéma géomorphologique et structural des abords de la grotte de Lascaux comme relevé par Lopez (2009).

En combinant cette étude géomorphologique et géologique aux études hydrologiques, il en déduit une zone de protection comprenant la zone probable d'alimentation des différentes sources dans la grotte,

et deux zones d'infiltration privilégiées potentielles : la mare dite « préhistorique » (fouille anthropique destinée à récolter les eaux drainées des sols proches de la route, Figure I.12) et la bétoire (effondrement calcaire d'environ un mètre au nord-est, Figure I.12). Cet impluvium a été décrit comme morcelé et de taille variable suivant les cycles, mais ne dépassant pas les 2500 m² (Figure I.13).

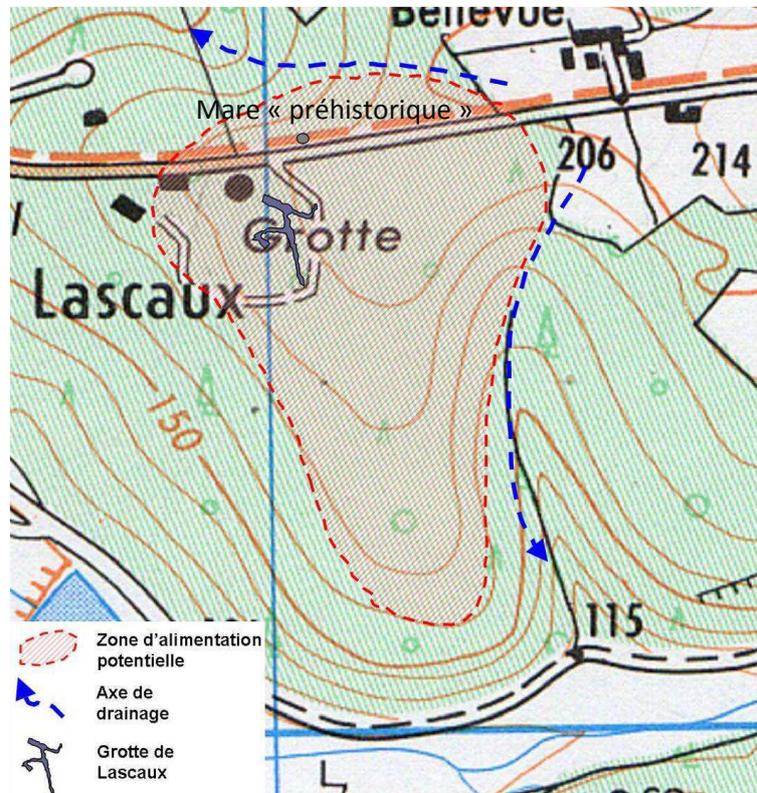


Figure I.13 : Zone d'alimentation potentielle des écoulements présents dans la grotte (Lopez, 2009).

1.2.3.2 Modèles réservoirs et problématique du CO₂ : travaux de Minvielle (2015) et Houillon (2016)

Minvielle (2015) a étudié les apports d'eau dans la grotte. Des modèles du type « réservoir » ont été adoptés pour modéliser le fonctionnement de l'émergence épikarstique du SAS1. Avec un modèle réservoir tenant compte de l'évapotranspiration, de la pluie et des zones de stockage d'eau que sont le sol pédologique et l'épikarst, Minvielle (2015) a déterminé que l'aire de l'impluvium est comprise entre 500 et 863 m². La hauteur d'eau maximale dans le réservoir épikarstique est comprise entre 45 et 184 mm, suivant les cycles hydrogéologiques et la hauteur d'eau minimale dans ce même réservoir épikarstique est comprise entre 4 et 48 mm. Puisqu'une hauteur d'eau minimale existe, le massif a toujours une saturation minimale. La lame d'eau infiltrée moyenne annuelle est de 360 mm calculée sur 14 ans.

Houillon (2016) a étudié les conséquences d'un arrêt de pompage du CO₂ prévu sur la durée de sa thèse (3 ans). Il s'est intéressé à la dynamique du CO₂ dans la grotte de Lascaux et aux équilibres calco-carboniques aux parois. L'arrêt du pompage a eu pour effet d'allonger la période de convection de l'air dans la grotte. La température est peu impactée par l'arrêt du pompage, grâce aux différents SAS d'entrée permettant la mise à l'équilibre de l'air extérieur entrant avec la température de l'air intérieur.

Houillon (2016) a montré que l'arrêt du pompage conduit à l'augmentation de la pCO₂ dans la grotte, notamment dans la salle des Taureaux, le Diverticule Axial, le Passage et le bas de la Grande Diaclase

(Figure I.7). Selon Houillon (2016), ce CO₂ proviendrait de deux sources principales : de la partie profonde de l'épikarst pour la source de la Grande Diaclase et d'une partie plus superficielle de l'épikarst pour les sources dans la Galerie du Mondmilch et du Cabinet des Félines. Le CO₂ se déplacerait ainsi du massif vers la grotte au travers d'un réseau de fractures et de fissures : soit le CO₂ migre sous forme gazeuse entraîné par les écoulements diphasiques lorsque l'épikarst est fonctionnel, soit il est dissous dans les eaux en partie haute du karst pour être restitué en profondeur par dégazage.

Par ailleurs, une compétition existe entre la dissolution par l'eau (augmentation du CO₂) et la précipitation de calcite due au pompage. Ce dernier effet d'encrouement est plus important que la dissolution.

Houillon (2016) est arrivé à des conclusions similaires à celles de Lopez (2009) quant à l'interaction entre la grotte et son environnement vis-à-vis du CO₂ avec une compréhension plus fine des différents échanges et l'ajout, en accord avec les travaux de Vouvé (1968a), d'une source plus profonde et importante de CO₂ provenant de la partie profonde de l'épikarst.

1.2.3.3 Premières reconnaissances géophysiques : travaux de Xu (2015)

L'étude de Xu (2015) a eu pour but de caractériser l'environnement géologique de la grotte et son fonctionnement hydrologique par tomographie de résistivité électrique (TRE). Deux types de mesures ont été effectués : un suivi temporel de l'amont hydraulique de l'émergence du SAS1 et des mesures 2D modélisées en 3D par des méthodes géostatistiques (Figure I.14).

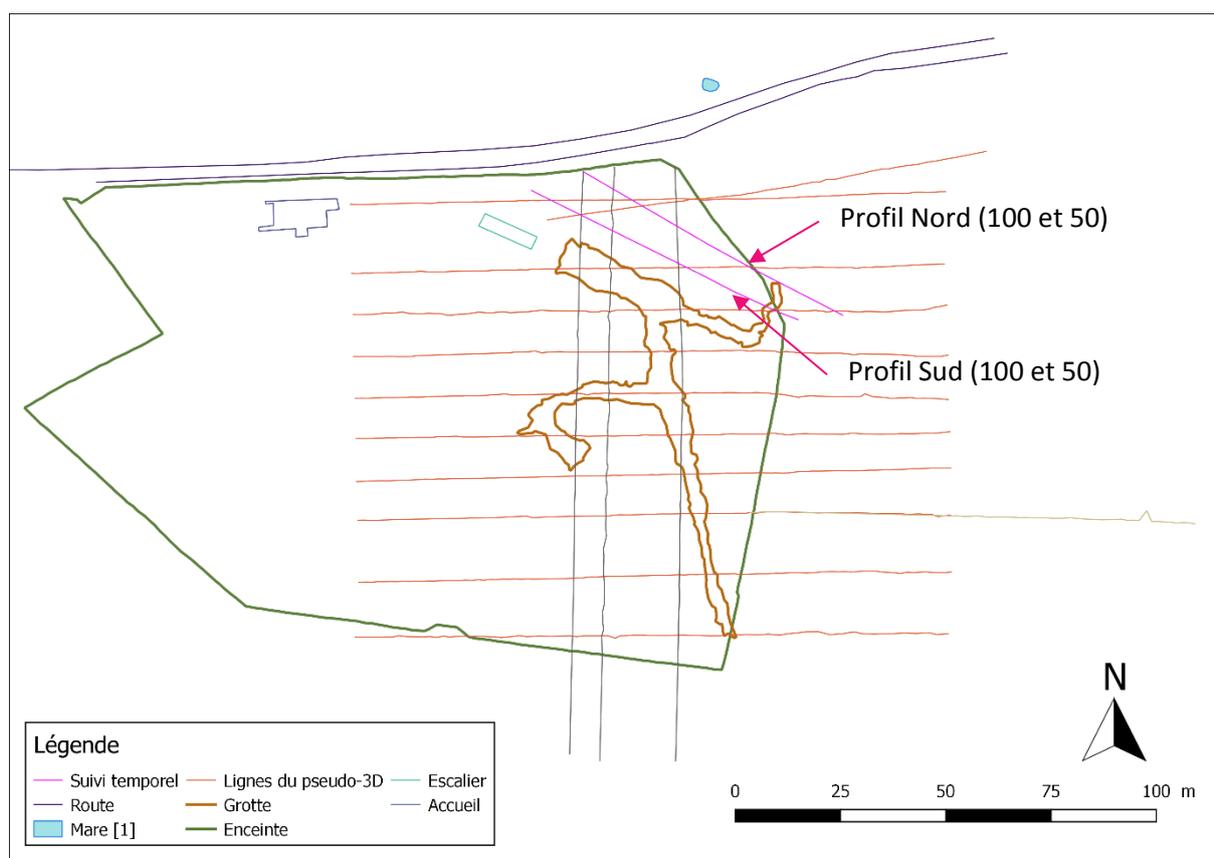


Figure I.14 : Plan d'implantation des lignes de TRE du suivi temporel et des mesures destinées à la modélisation géostatistique 3D.

Les lignes du suivi temporel sont au nombre de 4, chacune constituée de 72 électrodes :

- un profil Nord 50 (N50) de 35,5 m de long avec 0,5 m d'espacement inter-électrodes,
- dans son prolongement un profil Nord 100 (N100) de 71 m de long avec 1 m d'espacement inter-électrodes
- un profil Sud 50 (S50) de 35,5 m de long avec 0,5 m d'espacement inter-électrodes,
- dans son prolongement un profil Sud 100 (S100) de 71 m de long avec 1 m d'espacement inter-électrodes.

Avec le suivi temporel, Xu a notamment proposé un modèle géoélectrique du terrain le long du profil N100 (Figure I.15).

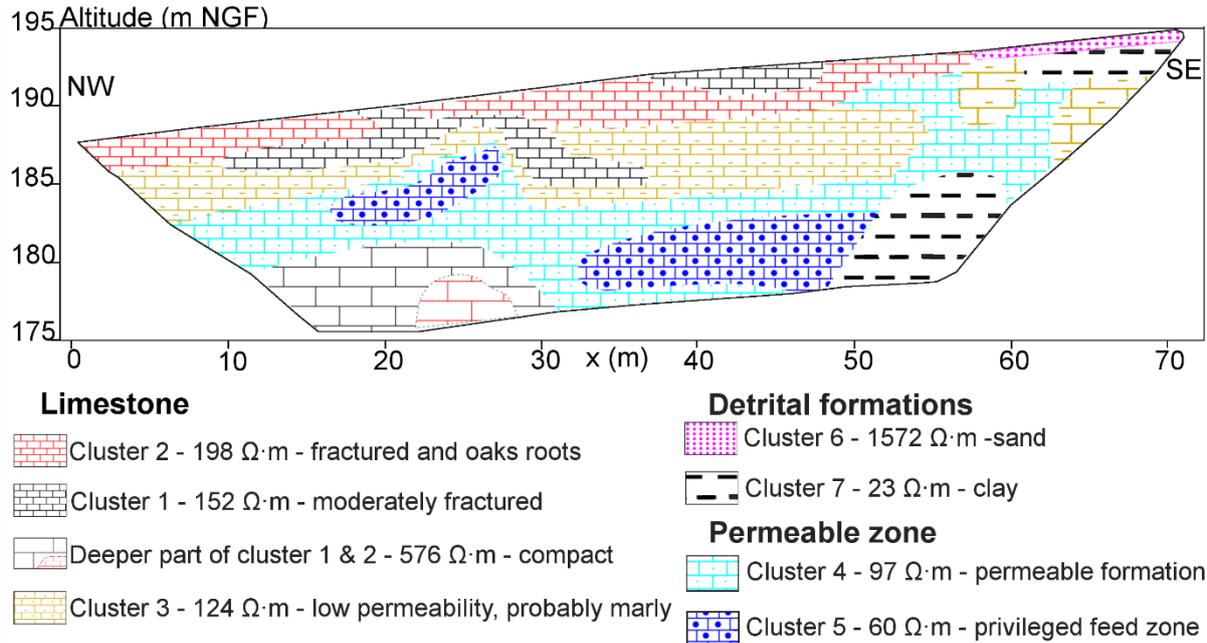


Figure I.15 : Modèle géoélectrique interprété à partir des données de TRE du profil N100 (Xu et al., 2017).

A partir des mesures de résistivité en suivi temporel, des données de précipitation et des débits antérieurs, Xu (2015) a modélisé le débit dans la grotte en calculant le volume moyen qui s'écoulera au cours des 7 jours suivant une mesure de TRE. Le résultat de cette modélisation est une bonne prédiction du début des crues, mais avec une sous-estimation des valeurs de débit.

La modélisation géostatistique combinée aux observations en suivi temporel (Xu et al., 2016; Xu et al., 2017) a par ailleurs permis de mieux décrire les limites et la géométrie du promontoire calcaire dans lequel la grotte se développe (Figure I.16). Deux zones ont été identifiées suivant la profondeur et dont l'interface est sensiblement horizontale (Figure I.17) :

- Une première entre la surface et 179 mNGF dont la résistivité médiane est de 150 $\Omega \cdot m$ est assimilée à des calcaires altérés et/ou fortement fracturés.
- Une seconde partie inférieure à 179 mNGF dont la résistivité médiane est plus élevée, à 556 $\Omega \cdot m$, est assimilée à des calcaires plus compacts et sains.

On note que la majeure partie de la grotte se développe dans le calcaire plus compact (ou sain). Seules quelques zones sont à l'extérieur de ce calcaire compact et se trouvent vraisemblablement dans des calcaires altérés : le SAS, le toit de la salle des Taureaux et enfin le toit de la grande diaclase. Il est

intéressant de constater que pour chacune de ces parties « émergées » des calcaires sains (Figure I.16), des infiltrations d'eau ont été constatées (infiltration à la voûte des salles ensablées, émergence du SAS 1 et exfiltration aux parois gauche et droite de la salle des Taureaux, Figure I.7).

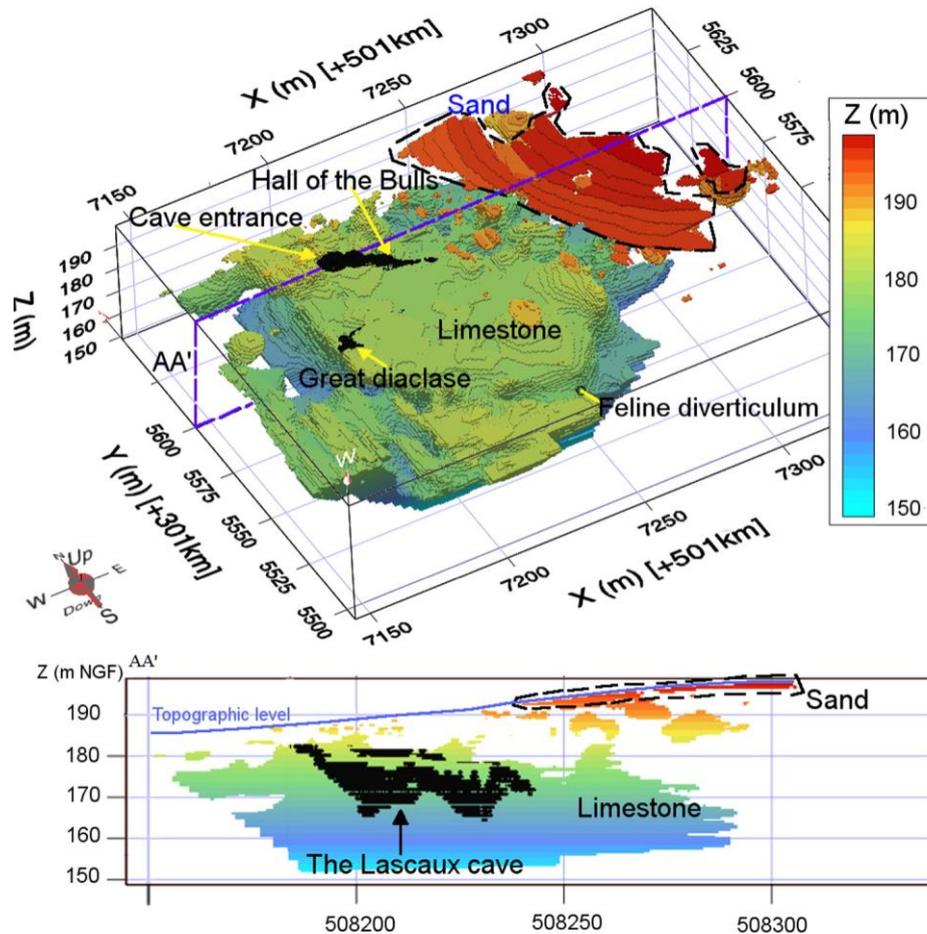


Figure I.16 : Modèle 3D des résistivités supérieures à $275 \Omega \cdot m$. En noir, la grotte de Lascaux, et en couleur la profondeur. (Xu et al., 2016).

En plus du promontoire calcaire, constitué de la zone saine (médiane à $556 \Omega \cdot m$) et de la zone altérée (médiane à $150 \Omega \cdot m$), les formations géologiques identifiées sont :

- A l'ouest, des sables superficiels de résistivité médiane $271 \Omega \cdot m$,
- A l'ouest et à l'est, des formations sablo-argileuses de résistivité médiane de $45 \Omega \cdot m$ (Figure I.17).

La détermination de ces différentes formations a été confirmée par l'étude de carottages réalisés par Vouvé (1967a, 1968a) et des pénétromètres réalisés par Lopez (2009).

Cette modélisation a également pu mettre en évidence que les limites entre les différentes formations géoélectriques superficielles sont les mêmes que les limites des peuplements forestiers (pins, chênes et châtaigniers) relevées par Perrin (2013; 2014) dans l'enceinte du site (Figure I.17).

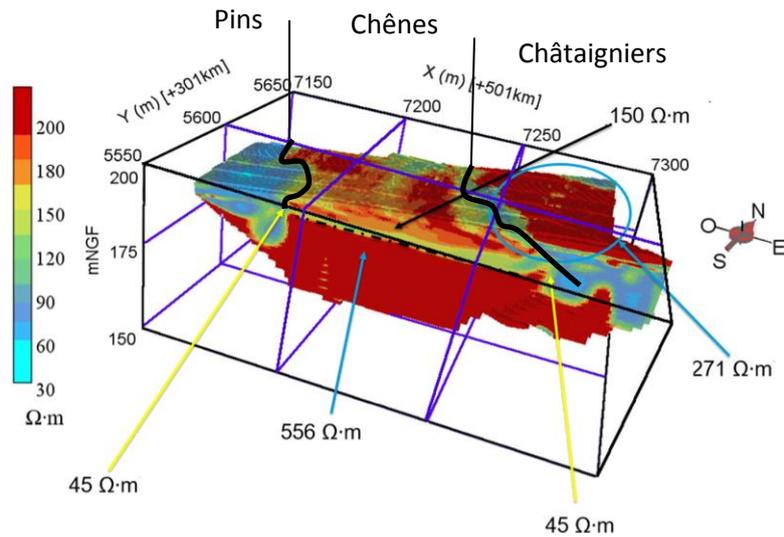


Figure I.17 : Vue du modèle géostatistique 3D avec les résistivités médianes des différentes formations identifiées et les limites des peuplements forestiers (traits noirs). Modifié d'après Xu et al. (2016).

1.3. Site de Lugasson

La commune de Lugasson se situe dans l'Entre-Deux-Mers, entre la Dordogne et la Garonne (Figure I.18). Elle est localisée en plein cœur de la zone d'extraction du calcaire utilisé pour bâtir les habitations de la ville de Bordeaux et ses alentours. La commune de Lugasson est située sur une formation présentant une forte karstification comprenant, entre autres, le réseau spéléologique le plus développé de Gironde (réseau du Grand-Antoine, > 8500 m de développement (GESA, 2015)). Nous avons choisi une ancienne carrière souterraine, maintenant abandonnée, pour suivre à l'échelle sub métrique par TRE les variations de teneur en eau sur des parois calcaire soumises, ou non, à l'impact de feux.

Nous décrivons dans le paragraphe ci-dessous la géologie générale du site et la carrière expérimentale, dites ci-après « carrière de Lugasson ».



Figure I.18 : Situation géographique de la commune de Lugasson.

1.3.1. Géologie générale du site

L'Entre-Deux-Mers est constitué, entre autres, par les calcaires à astéries (échinodermes) du Tertiaire (Rupélien) dont la lithologie varie rapidement tant verticalement qu'horizontalement (Le Pochat et Sellier, 1980). Il s'agit d'un calcaire bioclastique jaunâtre avec des passes marno-calcaires d'épaisseur variable (entre 10 et 35 m). On y observe plusieurs faciès dont les principaux sont (Capdeville et Karnay, 1996) :

- calcaire sparitique à strates obliques ou entrecroisées très détritiques,
- calcaire biosparitique,
- calcaire bioclastique graveleux,
- calcaire micritique un peu argileux.

Ces calcaires sont encadrés par deux séries argileuses (Capdeville et Karnay, 1996). Au-dessus, on observe un dépôt de colluvions issu de nappes alluviales anciennes et de molasses, d'une épaisseur comprise entre 0,2 et 1 m. En dessous, on trouve des marnes à huîtres et des argiles sableuses carbonatées verdâtres d'une épaisseur de 20 à 25 m. La limite inférieure entre les calcaires du Rupélien et les argiles se situe autour de 50 mNGF sur le site étudié. Des remplissages actuels notés F_{y-z} forment le fond de la vallée, en contrebas du site, où un cours d'eau alimente le ruisseau de l'Engranne. Cette vallée forme une terrasse dont la végétation témoigne d'horizons parfois marécageux. Cela nous apprend que le toit de la nappe doit se trouver à une altitude d'environ 50 mNGF.

La carrière souterraine retenue se situe au niveau du cadre noir sur la carte en Figure I.19, entre 55 et 57,7 mNGF (resp. mur et toit). Elle a été choisie pour mener diverses expérimentations (Lacanette *et al.*, 2017).

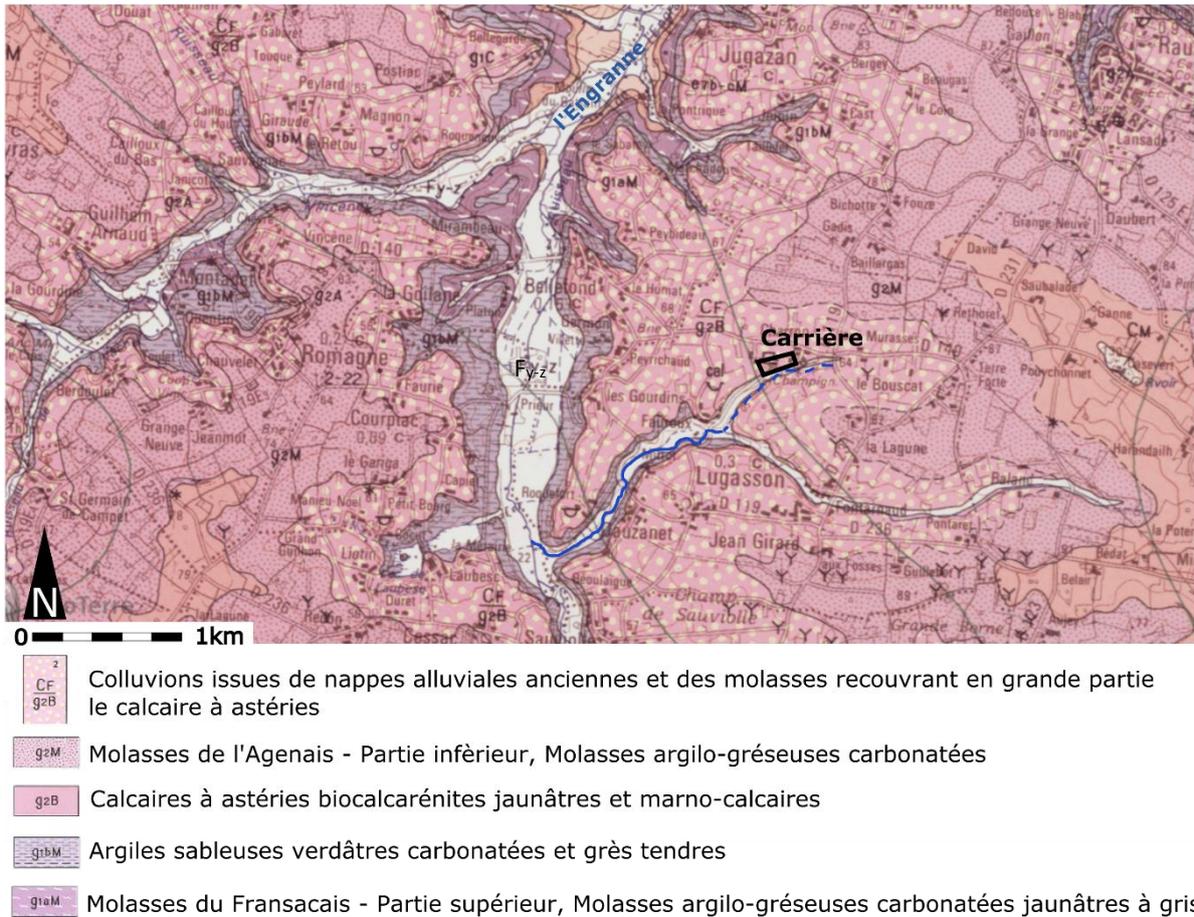


Figure 1.19 : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Podensac. Le site d'étude est contenu dans le carré noir. La légende est donnée pour les formations directement présentes sur la zone d'étude.

1.3.2. Description de la carrière souterraine, lieu des expériences

La carrière se développe dans les calcaires à astéries et recoupe cinq faciès numérotés de a à e identifiés par C. Ferrier et E. Debard (communication personnelle). Ces cinq faciès peuvent être regroupés en trois catégories (Figure 1.20) :

- les faciès a et b sont formés de calcaires fins plus ou moins tendres avec quelques coquilles et une concentration d'oxydes de fer à la base,
- le faciès c est composé de calcaire grossier, dur et riche en oxydes de fer,
- les faciès d et e sont composés de calcaires fins, plus ou moins tendres contenant quelques coquilles.

Ces faciès présentent une forte hétérogénéité d'épaisseur dans la carrière, le faciès c étant toujours le moins épais (entre 10 et 50 cm sur les deux parois étudiées).

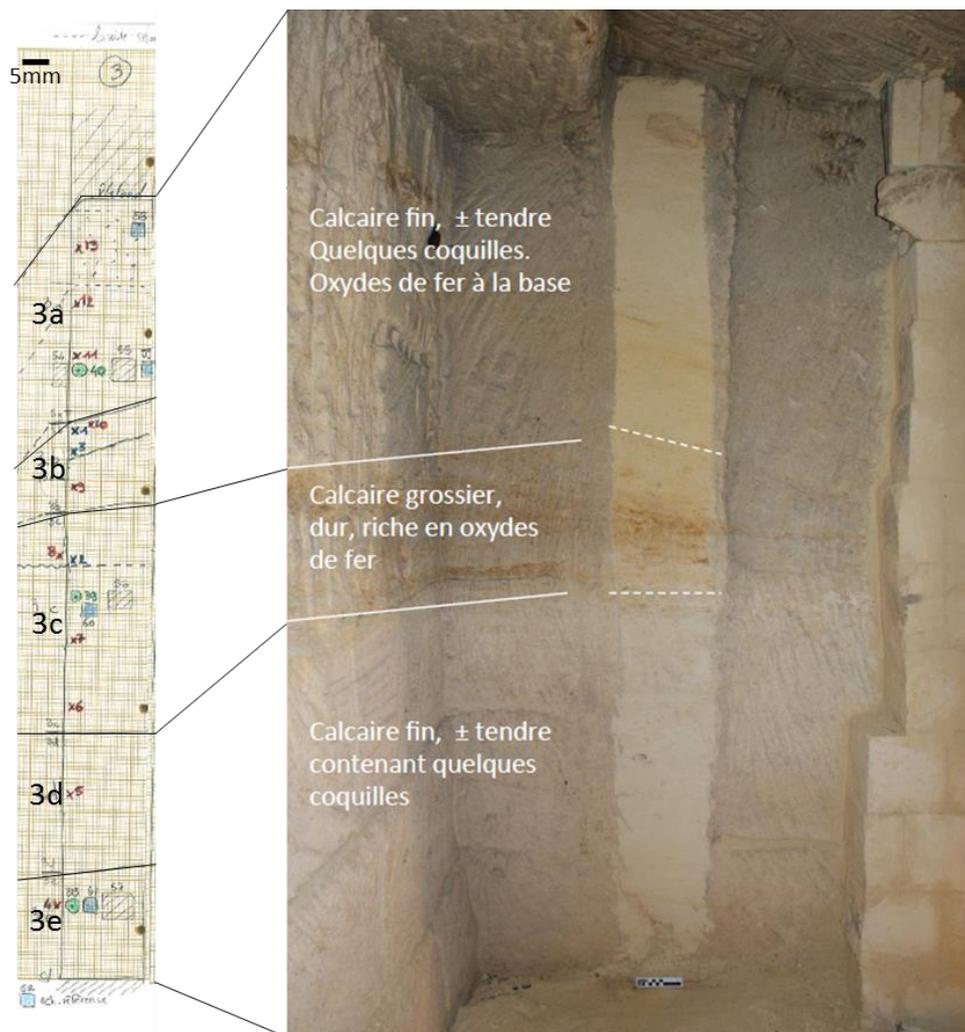


Figure 1.20 : Relevé lithostratigraphique de la paroi gauche dans la salle du feu et dénomination des faciès présents. Relevé C. Ferrier, E. Debard – programme LaScArBx IThem.

J'ai réalisé le relevé topographique par des méthodes spéléologiques à l'aide d'un télémètre laser Disto X310 Leica modifié pour la réalisation de la topographie en milieu souterrain (module X2). Le traitement des données topographiques a été réalisé avec le logiciel de topographie « Visual Topo ». La géométrie de la carrière (vue en coupe et en plan) est présentée sur la Figure 1.21. Les conventions de topographie spéléologiques ont été utilisées.

Le raccordement avec la topographie des objets extérieurs à la carrière s'est fait à l'aide d'un théodolite, permettant de replacer la topographie de la carrière dans un repère local. Dans la zone d'entrée et la salle du feu, la hauteur sous plafond varie entre 1,73 et 2,34 m alors que dans la suite de la carrière, et notamment le couloir sans feu, la hauteur moyenne est de 1,30 m. L'épaisseur de calcaire au-dessus du toit est estimée entre 2,6 et 3,5 m suivant la localisation dans la carrière. Plusieurs formes karstiques (petits conduits) ont été relevées dans la carrière, notamment au bout du couloir sans feu où un conduit karstique a été évidé lors du creusement de la carrière.

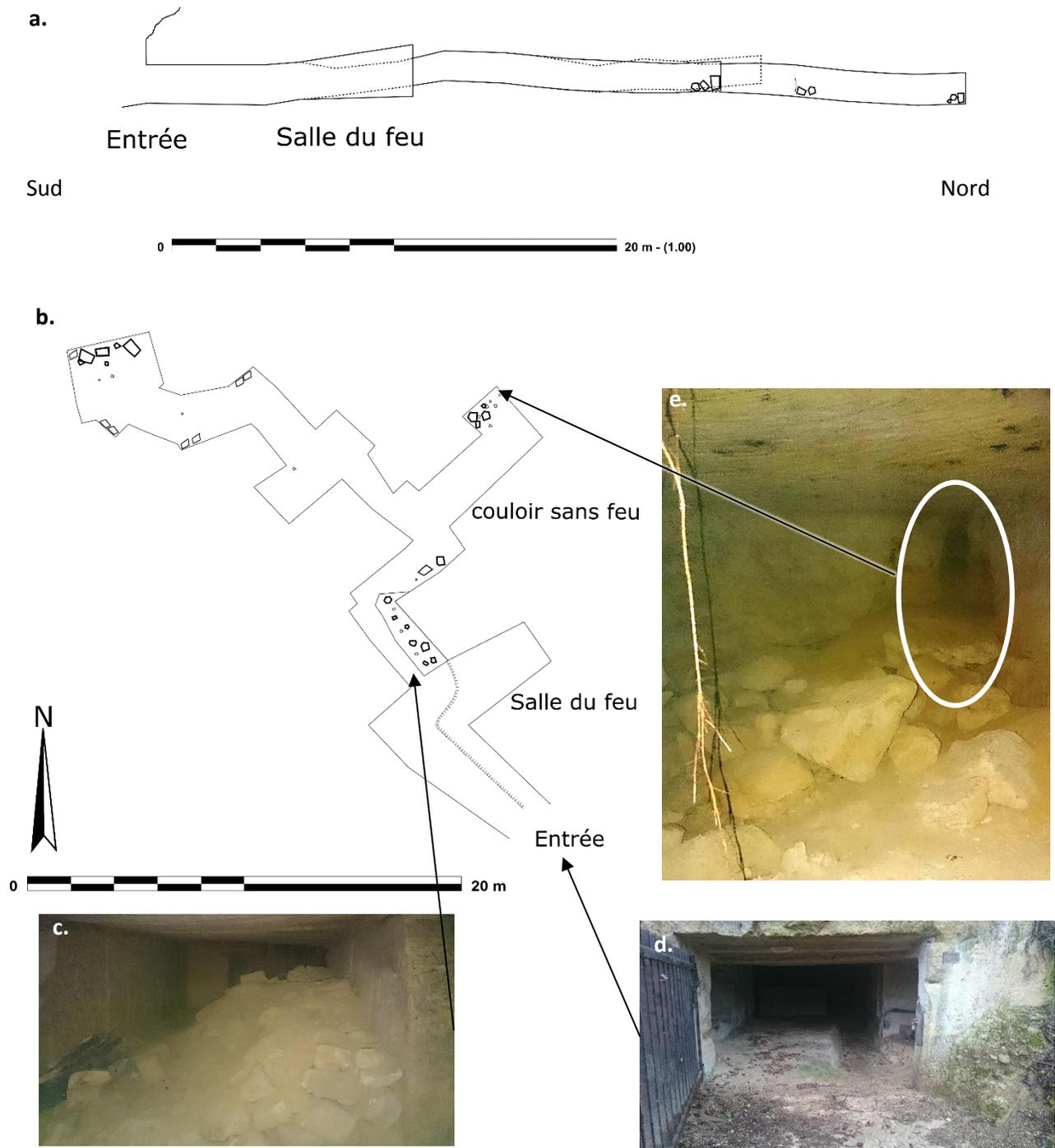


Figure 1.21 : Topographie de la carrière expérimentale de Lugasson (C. Verdet.) (a) vue en coupe depuis l'est, (b) vue en plan, (c) vue de l'intérieur entre l'entrée et la partie plus profonde de la carrière, avec des éboulis sur le côté droit, (d) vue de l'entrée de la carrière et (e) vue d'un conduit karstique dans le couloir sans feu.

1.3.3. Campagnes expérimentales de reconstitution de feux dans la carrière

La carrière de Lugasson a été le lieu d'expérimentations pour deux programmes de recherches successifs. Le premier est le programme IThEM (2012 – 2013) : « des Impact Thermiques sur les parois à la caractérisation des feux, Expérimentation et Modélisation ». Le second, dans lequel s'inscrivent mes travaux de recherche, est le projet CarMoThaP (2016 – 2018) : « Caractérisation et Modélisation des Thermo-altérations et des résidus de combustion sur les Parois » (Ferrier *et al.*, 2017).

Nos travaux sur le site de Lugasson (Verdet *et al.*, 2017, 2018) sont connexes aux problématiques étudiées dans ces deux projets. On s'intéresse ainsi au milieu calcaire en lien avec les problématiques posées par les grottes ornées. En ce qui concerne la grotte de Chauvet-Pont d'Arc, rappelons que d'autres équipes ont découvert sur les parois ornées des traces de feux (par exemple les changements de coloration, Figure I.22, Ferrier *et al.*, 2014, 2017) contemporaines de la fréquentation aurignacienne par les hommes préhistoriques il y a environ 35 000 ans cal. BP (Guibert *et al.*, 2015). Du point de vue archéologique, la problématique porte sur la finalité de ces feux anciens. Pour répondre à cette question, des expériences de feux en conditions contrôlées ont été menées entre mai et novembre 2016 (programme CarMoThaP) en domaine confiné dans la carrière expérimentale instrumentée de Lugasson. L'objet de ces campagnes de feux a été de reproduire des altérations thermiques à la paroi comparables à celles observées dans la grotte Chauvet-Pont d'Arc (Figure I.22).

Dans le cadre de cette thèse et dans le but à plus long terme d'intégrer la « variable eau » dans la formation/apparition de ces altérations, je me suis plus spécifiquement intéressée à l'impact des feux sur les mouvements d'eau dans la paroi. Pour ce faire, un suivi temporel de la paroi par micro-TRE à une échelle submétrique et à une résolution centimétrique a été mis en place.



Figure I.22 : Exemple de thermo-altération (changement de coloration) visible sur une des coupoles du plafond de la Salle des Bauges dans la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Ferrier *et al.* (2014).

Chapitre 2. Mesures géophysiques appliquées au karst

Afin de mieux comprendre l'organisation d'un karst, diverses méthodes de caractérisation existent. Citons la reconnaissance par essais géotechniques tels que forages, trous à la pelle ou pénétromètres. Ces essais sont toutefois destructifs, invasifs, ponctuels et donc peu adaptés à l'étude de sites classés tel que la grotte de Lascaux, où tout prélèvement est prohibé. Les méthodes géophysiques sont donc des solutions adaptées à nos besoins puisqu'elles sont non destructives et permettent un large champ d'investigation. Parmi les différentes méthodes géophysiques existantes, le GPR (Ground Penetrating Radar) et la méthode TDEM (Time-Domain Electro-Magnetism) ne sont utilisables que si l'épikarst n'est pas recouvert par une couche conductrice. Par exemple, en présence d'un sol argileux le signal radar est complètement absorbé par l'argile (Kaufmann et Deceuster, 2014). La microgravimétrie n'est pas très adaptée car la détection de contrastes de densité est limitée en cas de fort degré de saturation du milieu (Kaufmann et Deceuster, 2014). Les méthodes sismiques ne sont pas toujours adaptées : la sismique réflexion a un intérêt limité lié à la forte irrégularité de la surface de réflexion que constitue un karst ; la réfraction donne de bons résultats pour les zones de proche surface et avec des vitesses croissantes avec la profondeur. En outre, la sismique utilise une source de type « choc », inadéquate au site sensible et fragile de Lascaux. La TRE est apparue comme la méthode la plus fiable et applicable sur le karst de Lascaux (Lopez, 2009; Xu, 2015; Xu *et al.*, 2016, 2017).

La section 2.1 présente les principes de la TRE et son application au karst, à grande échelle. La section 2.2 porte sur la mesure de la résistivité à plus petite échelle, à l'aide d'un seul quadripôle sur échantillons décimétriques. Le protocole utilisé dans le cadre de cette thèse est plus particulièrement décrit.

2.1. Tomographie de Résistivité Electrique (TRE)

La tomographie de résistivité électrique est une technique de mesure géophysique 2D ou 3D combinant les avantages du sondage électrique et du trainé électrique.

2.1.1. Principes généraux

La tomographie de résistivité électrique est une méthode électrique donnant accès à la résistivité (en $\Omega \cdot m$). Elle s'appuie sur la loi d'Ohm (Équation I.2) :

$$U = R * I \quad \text{Équation I.2}$$

avec U la tension (V), R la résistance (Ω) et I l'intensité (A).

La résistivité électrique est liée à la circulation du courant électrique dans un matériau. Plusieurs paramètres influent sur cette circulation : le degré de saturation, la porosité, la résistivité du fluide saturant. Dans le cas des matériaux dont la matrice solide est isolante, la résistivité s'exprime classiquement selon la loi d'Archie (1942) définie par l'Équation I.3. Cette équation sera plus amplement discutée dans le PARTIE I.2.2.1.

$$\rho = \rho_w * \varphi^{-m} * S_w^{-n} \quad \text{Équation I.3}$$

avec ρ la résistivité de la roche, ρ_w la résistivité du fluide, φ la porosité, S_w le degré de saturation, m le facteur de cimentation ($m < 4$) et n le facteur de saturation ($1,5 < n < 3$, Montaron (2009)).

La résistivité dépend également de conditions externes comme la température : la résistivité diminue lorsque la température augmente. L'effet de la température sera davantage discuté dans la PARTIE I.2.2.3.

La mesure de résistivité électrique consiste à injecter un courant électrique connu dans le milieu à l'aide de deux électrodes, dites de courant ou d'injection (C_1 et C_2 sur la Figure I.23), et de mesurer à l'aide de deux autres électrodes, dites de potentiel ou de mesure (P_1 et P_2 sur la Figure I.23), la différence de potentiel générée par le courant injecté. Le dispositif quadripôle utilisé pour la mesure est schématisé par le modèle de circuit électrique équivalent en Figure I.23.a. La différence de potentiel mesurée est fonction de la résistivité du matériau, de l'intensité du courant injecté et de la géométrie du quadripôle utilisé. La Figure I.23.b illustre la répartition des lignes de courants dans le sol et la forme des équipotentielles dans le cas d'un milieu hétérogène.

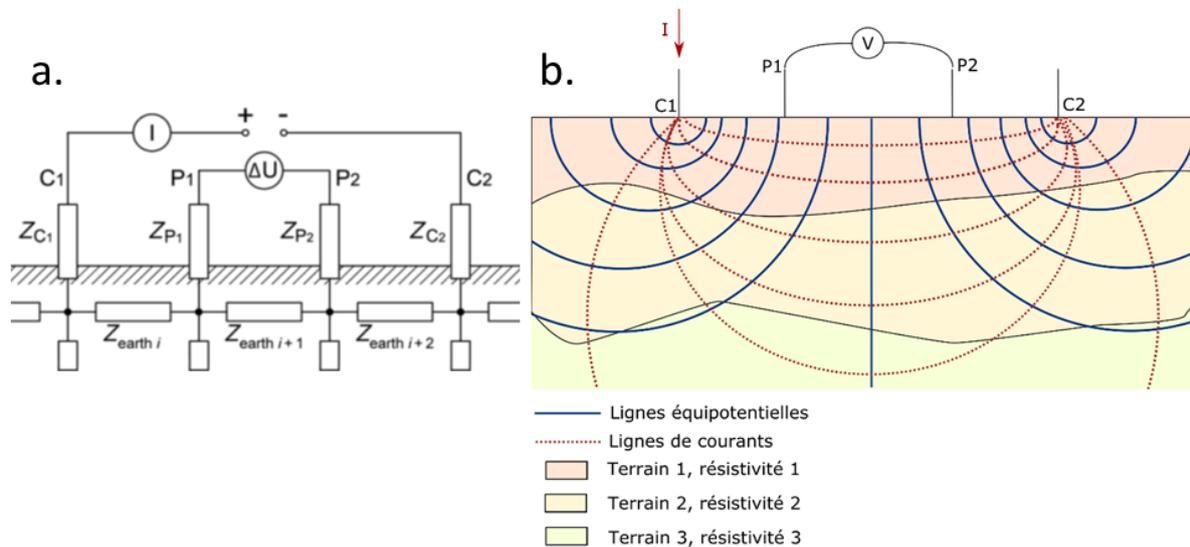


Figure I.23 : Principes de la TRE. (a) Modèle de circuit électrique équivalent d'une mesure type de résistivité en courant continu d'un sol. Z : les résistances équivalentes des électrodes mêmes et du sol (earth) (d'après Rücker et Günther, 2011). (b) Lignes de courant et équipotentielles lors de la mesure de résistivité sur le terrain. La mesure de différence de potentiel se fait entre les électrodes P_1 et P_2 , l'injection de courant entre C_1 et C_2 . On voit que les lignes de courant et les équipotentielles traversent toutes les couches de sol avant d'arriver aux électrodes de mesure, d'où une mesure de résistivité apparente.

La résistivité mesurée n'est qu'apparente (notée ρ_a , Équation I.4) car elle intègre les résistivités des différents compartiments du milieu traversé par les lignes de courant.

$$\rho_a = k * \frac{\Delta V_{P_1 P_2}}{I_{C_1 C_2}} \quad \text{Équation I.4}$$

avec k le facteur géométrique (dépendant de la géométrie du dispositif), $\Delta V_{P_1 P_2}$ la différence de potentiel entre les électrodes de mesure et $I_{C_1 C_2}$ l'intensité du courant injecté.

En TRE, plusieurs électrodes (multiples de 16 ou 24 suivant le matériel) sont typiquement implantées en ligne (Figure I.24). Il existe plusieurs dispositifs de mesure représentant divers agencements des électrodes : Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle (cf. Figure I.24), pôle-dipôle, pôle-pôle, gradient, etc. Le choix d'un dispositif se fait en fonction de la durée des mesures, de la profondeur d'investigation souhaitée, de la résolution proche de la surface ou encore du bruit sur les mesures pour être ainsi adapté au site étudié.

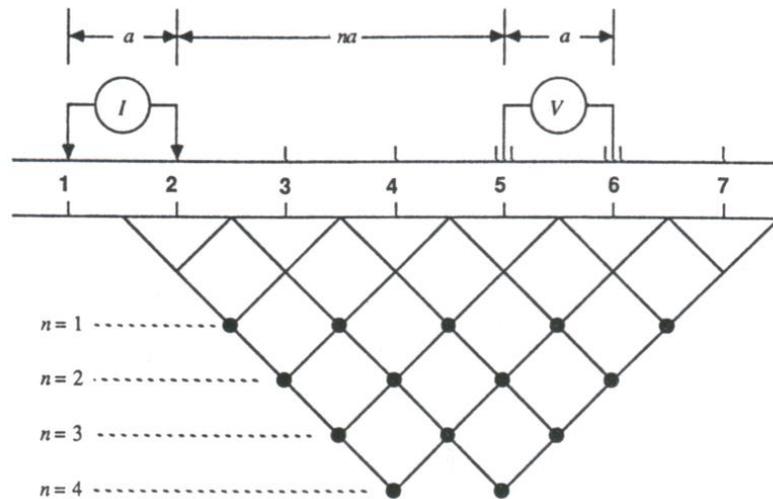


Figure I.24 : Investigation par TRE, exemple du dispositif dipôle-dipôle. Chaque « n » représente le niveau de pseudo – profondeur en fonction de l’espacement des électrodes. « a » correspond à la distance interélectrode. On obtient pour chaque point une résistivité apparente ρ_a , l’ensemble formant la pseudo-section.

Les données mesurées lors d’acquisitions 2D peuvent être représentées sous forme de pseudo-sections de résistivité apparente (Figure I.24). Une pseudo-section reste toutefois une image déformée de la distribution vraie des résistivités du sous-sol. La reconstruction des résistivités vraies du sous-sol s’accordant avec les résistances de transfert $\frac{\Delta V}{I}$ mesurées en surface nécessite une procédure d’inversion (Figure I.25). La procédure d’inversion utilisée dans les travaux de cette thèse est une méthode régularisée d’optimisation par moindres carrés. La régularisation permet de contraindre le nombre des solutions du problème inverse fortement sous déterminé de la TRE. La régularisation consiste à rechercher le modèle de résistivité (m) le plus lisse à ajuster aux résistances mesurées en surface (d , Équation I.5).

$$\psi(m) = \|W[d - F(m)]\|^2 + \alpha \|R_m\|^2 \quad \text{Équation I.5}$$

avec W la matrice de pondération tirée des erreurs sur les données (d), F , l’opérateur du problème direct, α le paramètre de régularisation et R une matrice évaluant la rugosité du modèle (m).

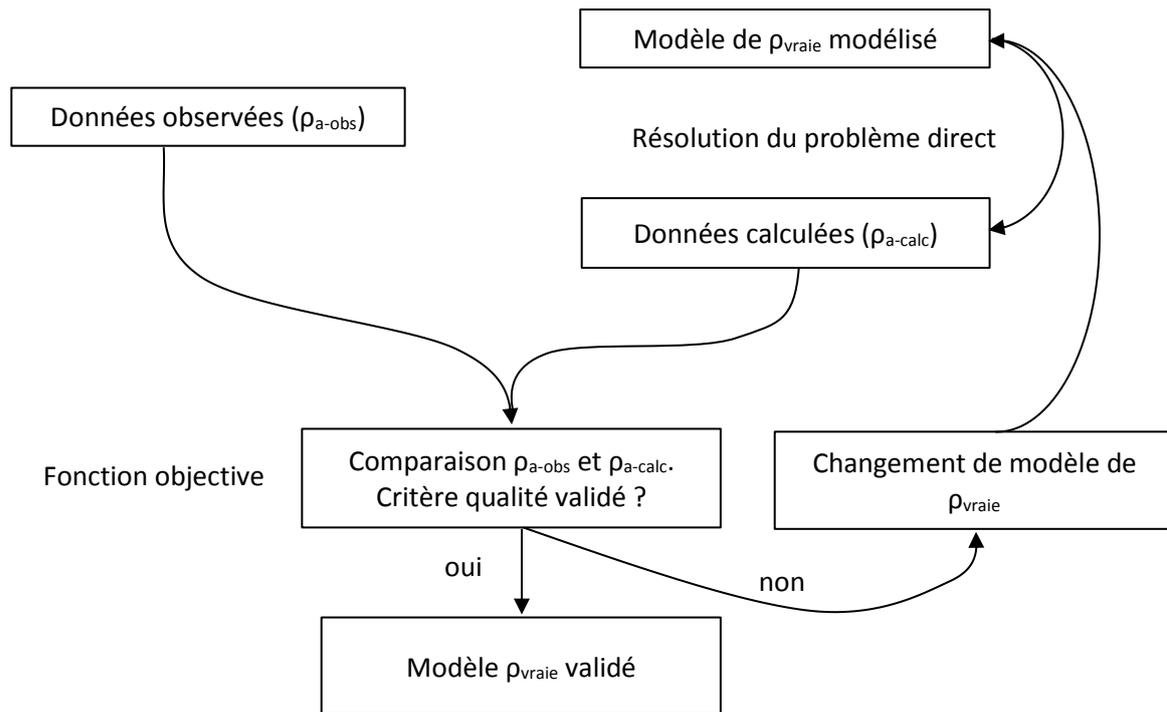


Figure I.25 : Processus d'inversion.

Dans le cadre de cette thèse et suivant les besoins des différentes études, deux logiciels d'inversions ont été utilisés : Res2Dinv v.4.05.38 (Loke, 2004) et BERT 2 (Günther *et al.*, 2006). Le premier s'appuie sur un maillage structuré, le second sur un maillage déstructuré de type éléments finis. Nous reviendrons plus loin dans le texte sur les motivations à l'origine de ces choix (PARTIE II.1.2).

2.1.2. Application de la TRE au karst

Comme vu au début de la PARTIE I.2.1.1 la TRE est notamment sensible au degré de saturation en eau du sous-sol. Concernant le karst de Lascaux, notre objectif est d'identifier les compartiments du sous-sol qui s'assèchent ou qui s'humidifient de manière à identifier les zones d'alimentation préférentielles de la grotte (ex. l'émergence du SAS1), la TRE apparaît comme un outil tout indiqué pour l'étude du karst de Lascaux.

Kaufmann et Deceuster (2014) ont par exemple étudié un karst formé par fantômisations. L'utilisation de la TRE leur a permis de déterminer la géométrie générale de plusieurs « entailles » fantômées. Les résistivités mesurées par ces auteurs étaient inférieures à 50 Ω·m pour les dépôts de surface et les calcaires très altérés, entre 50 et 250 Ω·m pour les sols plus secs et des calcaires moins altérés, et enfin supérieures à 250 Ω·m pour le socle calcaire plus compétent. On notera que ces résistivités peuvent sembler faibles, y compris pour le socle calcaire. D'après ces auteurs, la quantité d'argile présente dans ce calcaire explique ces faibles valeurs. Lorsque la saturation en eau est élevée, la résistivité des formations fantômées est d'autant plus faible que la densité du calcaire fantômé est plus faible (jusqu'à quatre fois moins que le calcaire d'origine), que la porosité est plus importante et que leurs perméabilités sont supérieures (jusqu'à cinq fois plus) (Dubois *et al.*, 2014b).

L'utilisation de la TRE autour de la fontaine d'Orbe par Sirieix *et al.* (2014) a permis de localiser précisément différentes composantes karstiques comme un conduit karstique plein d'eau, la géométrie de l'aquifère karstique et les limites du système karstique.

Carriere *et al.* (2015) ont utilisé la TRE pour observer les infiltrations d’eaux météoriques dans un karst au cours d’un épisode pluvieux. Ils ont utilisé une méthode de suivi temporel par « time-lapse » qui s’est avérée efficace pour la partie superficielle, mais pas en profondeur. En analysant les résistivités vraies et apparentes, ils ont pu définir des chemins préférentiels de l’eau dans le karst, là où la dynamique d’humidification est plus rapide. Bermejo *et al.* (2016) ont mené des études de TRE 2D et 3D sur un site archéologique karstique en Espagne. Ils ont identifié la forme de la grotte et la présence de conduits pleins, susceptibles de contenir des vestiges archéologiques. Enfin, Xu *et al.* (2016; 2017) ont appliqué la TRE au site karstique de Lascaux, permettant de préciser les limites du promontoire calcaire avec les formations altérées.

Tous les dispositifs de mesure de TRE ne sont pas tous forcément adaptés à un site d’étude donné. Kaufmann et Deceuster (2014) et Bermejo *et al.* (2016) ont utilisé un dispositif Wenner-Schlumberger (couplé pour le premier à un dipôle-dipôle). Sirieix *et al.* (2014) lui ont préféré le pôle-pôle pour sa plus grande profondeur d’investigation (Edwards, 1977). Carriere *et al.* (2015) et Xu (2015) ont choisi pour le suivi temporel le dispositif gradient pour sa robustesse, sa sensibilité aux variations verticales, sa grande résolution spatiale liée à un grand nombre de mesures et sa rapidité. Xu *et al.* (2015) ont rajouté les dispositifs asymétriques pôle-dipôle direct (forward) et inverse (reverse) (la combinaison des deux rendant la mesure symétrique) pour sa rapidité et sa bonne profondeur d’investigation. Des tests préliminaires pour chacun des dispositifs et leurs combinaisons avaient été préalablement conduits sur ce site et comparés aux données de forages (Sirieix et Xu, 2014). En combinant pôle-dipôle et gradient, ils ont pu obtenir une grande résolution tant horizontale que verticale. C’est donc ce dispositif qui a de nouveau été utilisé dans le cadre de l’étude à Lascaux.

2.1.3. Correction de la température

Comme rappelé dans la PARTIE I.2.1.1, la résistivité électrique dépend de plusieurs paramètres intrinsèques au milieu. Des paramètres extérieurs influent également sur la mesure de résistivité électrique, notamment la température (Grolier *et al.*, 1991). Les erreurs de mesure dues au matériel ou à l’opérateur peuvent être négligées car aléatoires dans le temps (on considère que l’on a une erreur de mesure, pouvant être assimilée à une gaussienne). Les mesures de TRE effectuées au cours de cette thèse ont été faites dans des conditions de température variables, liées d’une part à la profondeur d’investigation variable, et d’autre part, liées aux variations saisonnières. Il est donc nécessaire de corriger les mesures de l’effet de température pour les différents blocs de résistivité constituant un modèle de résistivité. Les travaux de Campbell *et al.* (1948) ont posé les bases de ce type de correction à partir des travaux de Whitney et Briggs (1897) démontrant le lien entre résistivité et température. Physiquement, et en faisant l’hypothèse que la circulation du courant est pilotée par la conduction de l’électrolyte, la résistivité dépend du changement de viscosité du fluide dû à la température.

La section suivante présente les différents modèles de correction de la littérature. Ces modèles sont ensuite comparés dans la PARTIE I.2.1.3.2.

2.1.3.1 Les différents modèles de correction de l’effet de la température

De manière générale, la résistivité est corrigée de la température de la manière suivante :

$$\rho_{T_{ref}} = \frac{1}{f_T} * \rho_T \quad \text{Équation 1.6}$$

où : $\rho_{T_{ref}}$ est la résistivité à la température de référence, ρ_T est la résistivité à la température de mesure et f_T est le facteur de correction de la température (calculé sur des valeurs de conductivité) (Besson *et al.*, 2008).

Il existe dans la littérature différents modèles de calcul de ce facteur de correction. Tous les modèles sont valables entre 0°C et 50°C. Pour tous les modèles, on notera T la température au point de mesure et T_{ref} la température de référence *i.e.*, la température à laquelle les mesures sont ramenées.

Modèle ratio

Le modèle le plus couramment utilisé pour la correction de température en TRE a été établi par Keller et Frischknecht (1966) (Équation I.7) :

$$f_T = \frac{1}{1 + \delta(T - T_{ref})} \quad \text{Équation I.7}$$

avec δ le coefficient de compensation de la courbe de température, usuellement égal à 0,025 °C⁻¹ en géophysique.

Modèle exponentiel

Le modèle exponentiel prend trois formes (Équation I.8 - Équation I.10) :

- i) Le modèle exponentiel a été initialement développé par Sheets et Hendrickx (1995), puis modifié par Corwin et Lesch (2005), à partir de la table de conversion de Richards (1969). Il est donné dans l'Équation I.8 :

$$f_T = 0,4470 + 1,4034 * e^{-\frac{T}{26,815}} \quad \text{Équation I.8}$$

Ce modèle n'est valable que pour des températures de mesure de 3°C à 47°C et pour une température de référence de 25°C. Les données utilisées sont des mesures réalisées sur des extraits de sols à différentes températures.

- ii) Wells (1978) propose un autre modèle exponentiel, plus général :

$$f_T = e^{0,0285*(T_{ref}-T)-0,000167*(T_{ref}^2-T^2)} \quad \text{Équation I.9}$$

- iii) Un autre modèle exponentiel est proposé par Besson *et al.* (2008). Une erreur de signe était présente dans la publication originelle de Besson *et al.* (2008) et a été corrigée par Ma *et al.* (2011). J'ai constaté une erreur dans l'article de Ma *et al.* (2011) (au niveau de l'équation 11), il faut lire 0,02226 et pas 0,2226. L'Équation I.10 ci-dessous prend en compte les deux corrections.

$$f_T = e^{0,02226(T_{ref}-T)} \quad \text{Équation I.10}$$

Modèle puissance

Ce modèle, développé par Besson *et al.* (2008) à partir d'expériences de calibration sur extraits de sols s'écrit (Équation I.11) :

$$f_T = \left(\frac{T_{ref}}{T}\right)^{0,3} \quad \text{Équation I.11}$$

Modèle polynomial

Le modèle polynomial a été développé par Rhoades *et al.* (1999). Il a été développé à partir des données de la Food and Agriculture Organization (FAO) (Richards (1969)). Il s'écrit (Équation I.12) :

$$f_T = 1 - 0,20346 * T_a + 0,03822 * T_a^2 - 0,00555 * T_a^3 \quad \text{Équation I.12}$$

avec $T_a = \frac{T - T_{ref}}{10}$.

Une variante de ce modèle existe. Il s'agit du modèle d'Or et Wraith (1999), valable uniquement pour une température de référence de 25°C, nous n'en donnons pas l'expression pas car elle est inadaptée à nos conditions de mesures.

2.1.3.2 Comparaison des modèles

L'intervalle de température (0 à 50 °C) sur lequel les modèles de correction (Équation I.7 à Équation I.12) ont été développés est adapté aux températures caractéristiques de la colline de Lascaux et de la carrière de Lugasson, à l'exception des températures mises en jeu pendant les feux pour ce second site où la température peut monter à environ 120°C dans la partie la plus superficielle de la paroi. Pour ces données acquises en condition extrêmes, la correction de l'effet de température nécessite la construction d'un modèle de correction spécifique. Nous reviendrons sur ce point dans la partie plus prospective de la PARTIE III.

Le graphique en Figure I.26 présente trois modèles de correction et les données expérimentales issues de Ma *et al.* (2011) donnant le facteur de correction pour une température de référence de 25°C et pour des températures allant de 3 à 47°C.

La Figure I.26 montre que les modèles ratio et exponentiel sont proches des valeurs expérimentales jusqu'à 50°C. Le modèle puissance s'écarte des données expérimentales dès 30°C. Le choix du modèle de correction peut donc être restreint aux modèles exponentiel ou ratio. De manière générale, on observe que le modèle exponentiel de Corwin et Lesch (2005) présente un RMS (root mean square) faible (calculé comme stipulé à l'Équation I.13) avec les données expérimentales entre 3 et 47°C (de presque 0% pour le modèle Corwin et Lesch contre 4% pour le modèle ratio).

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{\theta} - \theta)^2} \quad \text{Équation I.13}$$

avec n le nombre de valeurs, $\hat{\theta}$ la valeur estimée à partir du modèle et θ la valeur mesurée.

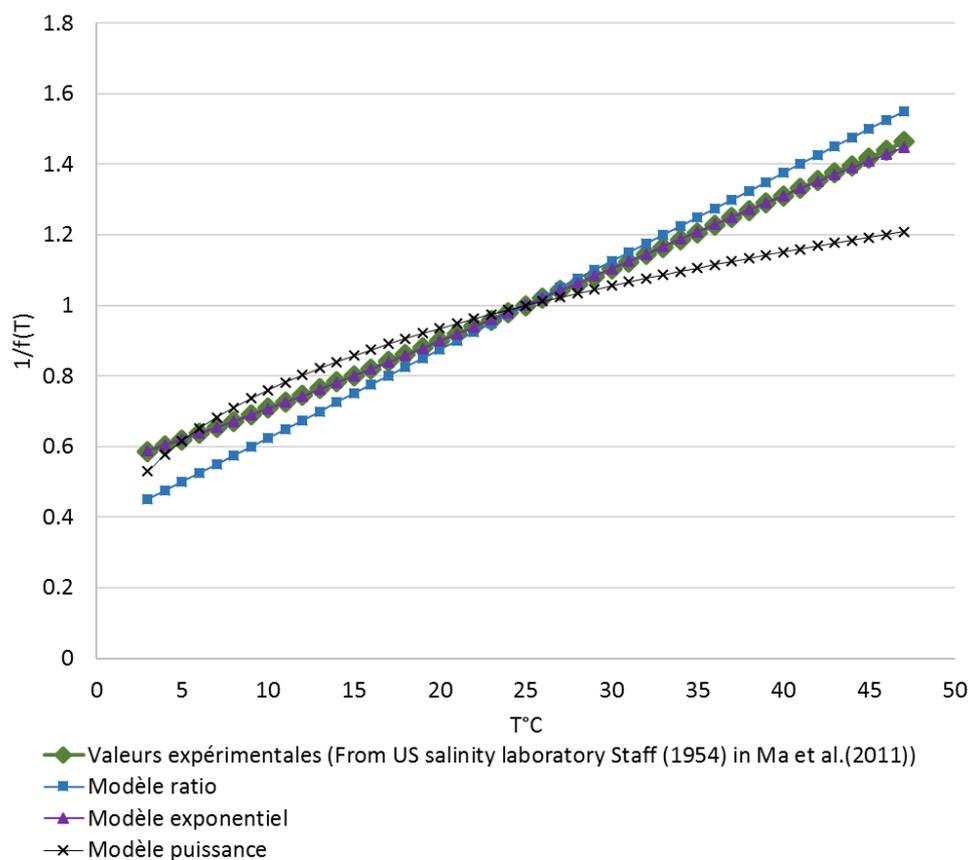


Figure 1.26 : Comparaison des trois modèles principaux de correction de température. Le facteur de correction est calculé ici pour une température de référence de 25°C , température de réalisation des expériences de l'US salinity laboratory Staff (1954) dans Ma et al. (2011).

Pour chacun des cas étudiés dans cette thèse, il sera donc nécessaire de choisir le modèle le plus adapté au site étudié, que ce soit les mesures réalisées à Lascaux ou les mesures réalisées à Lugasson. Nous précisons le choix du modèle de correction pour chacun des sites dans les sous-chapitres correspondants : PARTIE II.1.3.2 pour Lascaux et PARTIE III.2.1 pour Lugasson.

Remarque : dans le papier de Ma et al. (2011) reprenant les mesures de Richards (1969), une erreur est présente dans les données expérimentales : pour les températures entre 21 et $21,8^{\circ}\text{C}$, les valeurs de f_T ont été remplacées par les valeurs de températures.

2.2. Mesures électriques sur échantillons

Nous avons vu que la tomographie de résistivité électrique est très utilisée pour caractériser le milieu karstique « aux grandes échelles », *i.e.* à l'échelle du terrain. Nous avons également vu que le karst se caractérise par trois classes de porosité : la porosité tertiaire (conduits), la porosité secondaire (fractures et fissures) et la porosité primaire (pores et microfissures de la matrice). Aux grandes échelles, la résistivité électrique mesurée intègre l'effet de ces différentes classes de porosité. L'effet de la porosité de matrice (et de la microfissuration) sera systématiquement convolué à l'effet de la porosité secondaire (et/ou tertiaire). Il est donc opportun de caractériser l'impact sur la résistivité de la porosité primaire indépendamment, à l'échelle du laboratoire. L'intérêt de l'échelle du laboratoire est de faciliter l'interprétation des données mesurées sur le terrain. Plus précisément, l'intérêt de cette échelle est qu'elle permet d'étudier dans des conditions contrôlées un (ou plusieurs) des paramètres

dont dépendent les résistivités mesurées sur le terrain. Citons la saturation en eau, la porosité, la résistivité électrique de l'eau (électrolyte) d'imbibition et/ou la lithologie (Archie, 1942).

Nous nous intéresserons ici d'abord (§2.2.1) à la loi permettant l'interprétation des mesures sur échantillon (loi d'Archie). Nous nous intéresserons ensuite (§2.2.2) au dispositif expérimental (sur paillasse) de mesure de la résistivité sur échantillons décimétriques. Pour finir, le protocole de mesure et d'interprétation utilisé est finalement présenté (§2.2.3).

2.2.1. Loi d'Archie

Comme introduit en 1942, Archie a proposé une loi reliant la conductivité d'un milieu sableux à la conductivité du fluide qui l'imprègne, au degré de saturation et à la porosité (Équation I.14) :

$$\rho = \rho_w \varphi^{-m} S_w^{-n} \quad \text{Équation I.14}$$

avec ρ la résistivité de la roche, ρ_w la résistivité du fluide, φ la porosité, S_w le degré de saturation, m le facteur de cimentation ($m < 4$) et n le facteur de saturation ($1,5 < n < 3$; Montaron, 2009)). Cette équation suppose que la matrice est isolante et que les pores sont remplis d'un fluide conducteur. Afin d'ajuster au mieux les données provenant de mesures de résistivité en laboratoire avec la loi d'Archie, Winsauer *et al.* (1952) proposent l'ajout d'un facteur de tortuosité (ou lithologique) a modifiant la loi d'Archie en :

$$\rho = a \rho_w \varphi^{-m} S_w^{-n} \quad \text{Équation I.15}$$

La détermination des différents paramètres de la loi d'Archie permet ainsi de connaître la résistivité d'un milieu à partir de son degré de saturation, de sa porosité et de la conductivité de la phase fluide. Inversement, on peut remonter au degré de saturation, et donc à la quantité relative d'eau dans le sol, à partir de la résistivité de la roche.

Frohlich et Parke (1989) ont appliqué la loi d'Archie dans sa forme originale pour estimer le degré de saturation de dépôts glaciaires. Singha et Gorelick (2006) ont utilisé la loi d'Archie pour accéder à la teneur en eau et suivre la concentration d'un soluté sur des épandages fluvio-glaciaires par des mesures de TRE. Farzamian *et al.* (2015) mesurent la résistivité d'échantillons en faisant varier leur saturation et ajustent une loi $\rho = A S_w^{-n}$. Dans cette approche, A est un coefficient global intégrant l'information $A = a \rho_w \varphi^{-m}$, sans données de porosité ni de résistivité du fluide.

L'Équation I.15, bien que très usitée, n'est physiquement pas correcte puisqu'elle ne répond pas au cas limite $\rho = \rho_w$ pour $\varphi = 1$ et $S_w = 1$ (Kozlov, 2012). Glover (2016) propose d'interpréter a comme un facteur de qualité des données, notamment pour les mesures à l'échelle du laboratoire sur échantillons décimétriques. Selon Glover (2016), a vient « compenser » les erreurs faites, lors de la mesure de certaines propriétés à l'échelle du laboratoire. Citons :

- la mesure de la porosité au pycnomètre à hélium ou au porosimètre à mercure, la quantification des pores les plus petits est parfois délicate en porosimétrie au mercure.
- la mesure de la conductivité du liquide d'imbibition : en général, c'est la conductivité du fluide avant saturation de la roche qui est mesurée et non celle du fluide poral. On soulignera qu'il est donc important de mesurer la conductivité du fluide à l'équilibre avec l'échantillon.
- enfin, l'effet de la température doit être considéré, par une correction appropriée, ou en réalisant les mesures à température constante.

Glover (2016) suggère que plus a est proche de 1, meilleure est la qualité des mesures.

Glover *et al.* (2000) ont proposé une nouvelle forme de la loi d'Archie (Équation I.16) permettant de prendre en compte l'éventuelle conductivité de la matrice solide. Le modèle de Glover (2000) peut être vu comme une extension de la loi d'Archie conventionnelle à un milieu poreux à deux phases de conductivités σ_1 et σ_2 et de fractions volumique χ_1 et χ_2 ($\chi_1 + \chi_2 = 1$). Le modèle obtenu (Équation I.16) permet donc de prendre en compte la conductivité de la matrice solide (par exemple σ_1) lorsque cette dernière n'est plus négligeable devant la conductivité σ_2 du fluide saturant le milieu poreux.

$$\sigma_{eff} = \sigma_1(1 - \chi_2)^{(\log(1-\chi_2^m)/\log(1-\chi_2))} + \sigma_2\chi_2^m \quad \text{Équation I.16}$$

Avec $\sigma = \frac{1}{\rho}$; σ_{eff} la conductivité effective de l'échantillon. L'obtention de l'Équation I.16 est assortie de plusieurs hypothèses. L'intégrale de Stieltjes (éq. 4 de Glover *et al.*, 2000), est négligée en première approximation Elle est exprimée dans l'Équation I.16 en fonction de l'exposant « m » décrivant la connectivité de la phase 2. Ceci nécessite l'égalité $\chi_1^p + \chi_2^m = 1$ (Glover *et al.*, 2000). En outre, l'exposant « p » décrit, dans Glover *et al.* (2000), la connectivité de la phase 1. Cette égalité est réputée vraie pour des milieux granulaires saturés par un fluide conducteur (Glover *et al.*, 2000) en d'autres termes, l'Équation I.16 n'est rigoureusement applicable qu'à des milieux poreux granulaires.

Pour prendre en compte le comportement non Archie de roches constituées de plus de deux phases, Glover (2010) a généralisé l'Équation I.16 à un modèle à n -phases :

$$\sigma_{eff} = \sum_i^n \sigma_i \chi_i^{m_i} \quad \text{Équation I.17}$$

avec σ_i la conductivité de la phase i , χ_i la fraction volumique de la phase i et m_i l'exposant de la phase i . Dans le cas d'une roche partiellement saturée et en faisant l'hypothèse que le gaz et la roche sont isolants, on retrouve la forme originale de la loi d'Archie (1942) (Équation I.18) :

$$\sigma_{eff} = \sigma_f \chi_f^{m_f} \quad \text{Équation I.18}$$

avec χ_w la fraction volumique occupée par la phase fluide ($\chi = \varphi S_w$). L'Équation I.18 peut être exprimée sous la forme de l'Équation I.19 :

$$\sigma_{eff} = a \sigma_f \chi_f^{m_f} \quad \text{Équation I.19}$$

où a est le facteur de qualité introduit par Glover (2010).

En développant et en transformant cette équation en résistivité, on obtient :

$$\rho = a * \rho_f * \varphi^{-m_f} * S_f^{-m_f} \quad \text{Équation I.20}$$

Plus tard, Montaron (2009) prendra en compte l'existence de plusieurs phases conductrices par l'ajout d'un index de connectivité de l'eau et l'utilisation du seuil critique de percolation de Zhou et Stenby (1997).

2.2.2. Dispositif expérimental

Le dispositif mis en œuvre dans le cadre de cette thèse est constitué d'un porte-échantillon en PVC, de 2 électrodes de courant, de 2 électrodes de potentiel et d'un circuit électrique (Figure I.27) reliés à un ordinateur. Le dispositif est piloté *via* le logiciel LabVIEW™.

Le circuit électrique se compose de câbles blindés, d'une carte d'acquisition et d'une carte relais, d'une résistance permettant de connaître le courant passant dans l'échantillon, et d'un générateur de

courant continu. Le courant est injecté en créneaux, alternant un courant positif et un courant négatif séparés par un temps de pause. A l'aide du dispositif représenté sur la Figure I.27, trois différences de potentiels (DDP) sont mesurées :

- une aux bornes de la résistance connue (ΔV_R),
- une autre aux bornes de la carotte (contrôle de la tension (DDP) injectée, $\Delta V_{injecté}$),
- une dernière entre les électrodes dites « de potentiel » sur la carotte (ΔV_p).

Cette dernière mesure est utilisée pour identifier les paramètres de la loi d'Archie.

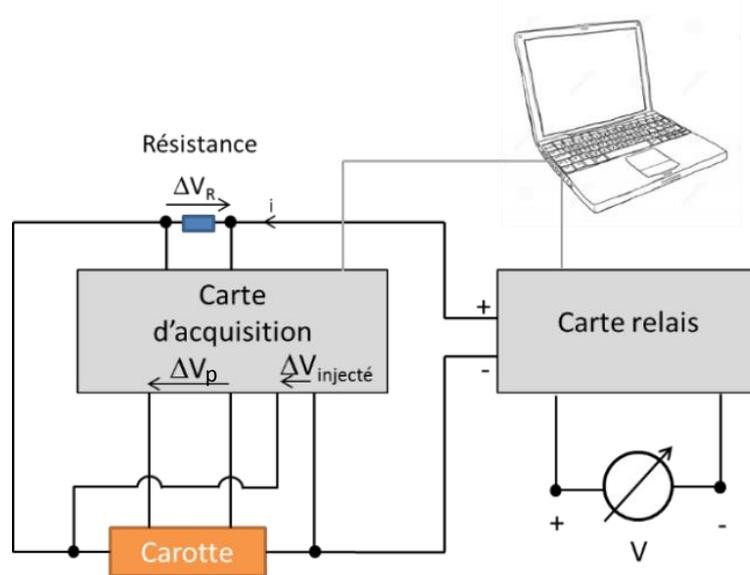


Figure I.27 : Montage électrique permettant la mesure de résistivité sur échantillon carotté décimétrique.

Plusieurs tests ont été réalisés pour choisir des électrodes d'injection et de potentiel adaptées et pour définir les temps d'injection et de repos.

Les électrodes de potentiel (Figure I.28) sont des électrodes médicales impolarisables faites de deux parties concentriques : une partie centrale composée d'un gel d'argent / chlorure d'argent (Ag/AgCl) de 2cm de diamètre et d'une partie périphérique permettant de coller les électrodes sur la carotte.

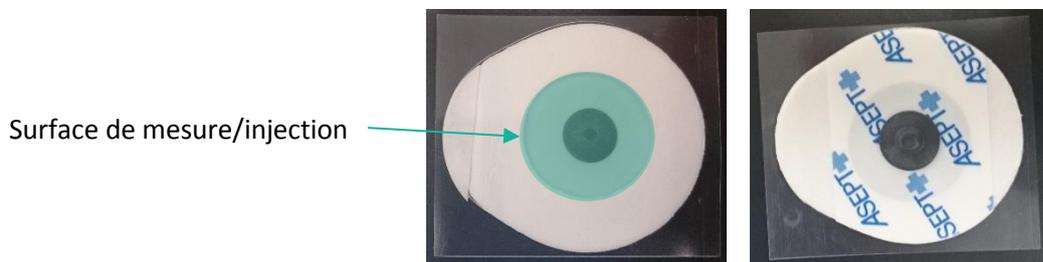


Figure I.28 : Electrodes impolarisables Ag/AgCl.

Deux types d'électrodes d'injection ont été testées : des électrodes en carbone de 3 cm de diamètre recouvrant la surface transverse de la carotte. Lors des tests préliminaires, nous avons observé un effet capacitif aux bornes de ces électrodes, absent aux bornes des électrodes de potentiel (Figure I.29). Il s'est avéré que le phénomène était dû à la polarisation des électrodes en carbone.

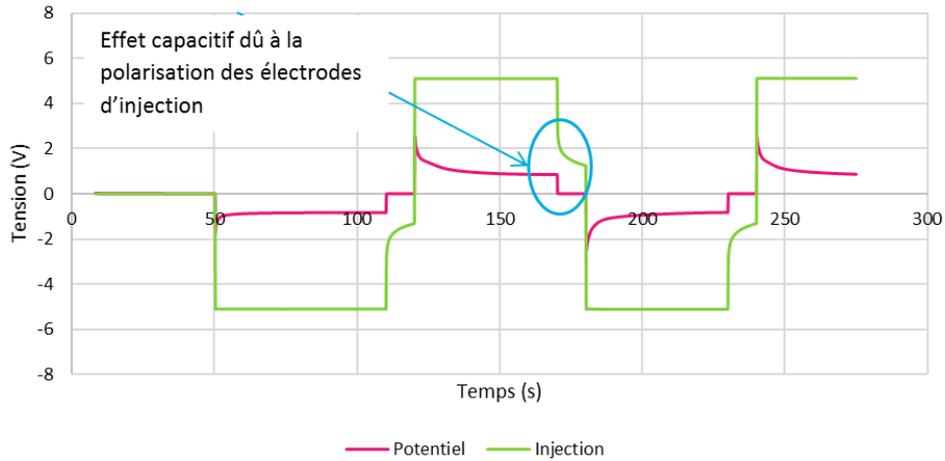


Figure 1.29 : Créneaux d'injection avec les électrodes carbone et de différence de potentiel aux électrodes de mesures.

En utilisant pour l'injection des électrodes non polarisables, l'effet capacitif (Figure 1.30) a disparu. En dépit de leur petite surface d'injection, ces électrodes ont été retenues.

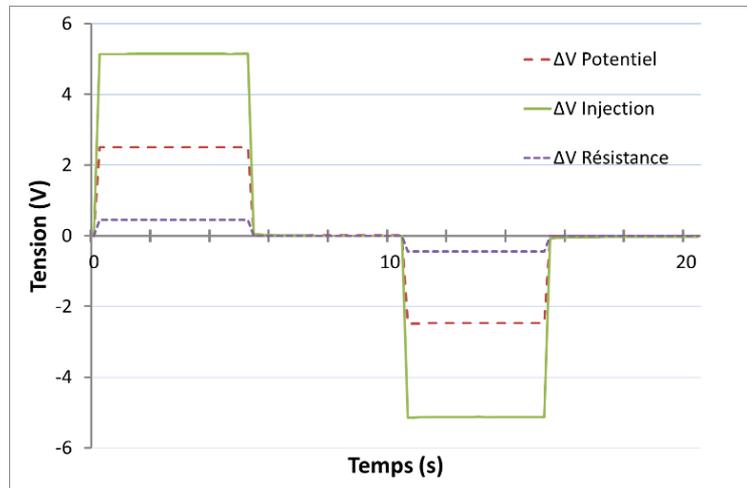


Figure 1.30 : Créneaux des mesures d'injection avec les électrodes impolarisables et de différence de potentiel à la réception.

La mesure du courant n'est pas réalisée de manière directe sur notre montage. Une résistance connue, montée en série permet une mesure indirecte en utilisant la loi d'Ohm $U = R * I$. Nous avons d'abord utilisé une résistance de 47 Ω. Cette résistance s'est avérée trop faible. Il a été nécessaire de choisir une résistance dont la valeur soit proche de celle de l'échantillon. L'intensité est la même en tout point d'un circuit électrique en série (Figure 1.27). Dans un circuit en série, la somme des tensions de tous les dipôles (par ex. résistance) est égale à la tension du générateur. Si l'une des résistances du circuit (ici la résistance et l'échantillon) est trop élevée par rapport à l'autre, alors la tension mesurée sur cette autre résistance sera trop faible, de l'ordre du bruit. Dans notre cas, où la résistance aux bornes de l'échantillon varie avec le temps (la saturation diminuant, la résistance augmente), une résistance de 12 kΩ a été jugée adaptée.

L'injection (5 V) et la mesure doivent théoriquement être faites de manière instantanée. Néanmoins, afin de s'affranchir de possibles effets de bruit sur la mesure, nous fixons le temps d'injection à 5 s. Nous fixons également un temps de repos de 5 s permettant à l'échantillon de se décharger.

Les échantillons ont été saturés par la méthode dite « du bac ». L'échantillon est placé dans un bocal. De l'eau est ajoutée petit à petit jusqu'à recouvrir totalement l'échantillon. La conductivité de l'eau dans le bocal est mesurée tout au long du processus de saturation. Nous considérons que la mesure de résistivité peut démarrer lorsque la conductivité de l'eau dans le bocal, *i.e.* la conductivité de l'eau d'imbibition, est stabilisée. Ce processus d'équilibrage dure environ une semaine. Pour diminuer les risques de dissolution de la calcite, susceptibles de modifier la porosité, l'eau utilisée pour saturer les échantillons est prélevée à la source de la Haute Fageotte pour les échantillons de Lascaux (source sur la colline). L'eau de la source de Budos est utilisée pour les échantillons de Lugasson (nappe se situant dans les calcaires à astéries du Rupélien).

2.2.3. Interprétation des mesures

Pour chaque échantillon, quatre créneaux sont mesurés (deux positifs et deux négatifs). Les moyennes de ΔV_R et de ΔV_P sont calculées. Par application de la loi d'Ohm, le courant I est calculé. Enfin, le facteur géométrique k est déterminé de manière numérique afin de calculer la résistivité électrique ρ de l'échantillon (Équation I.21) :

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Équation I.21}$$

2.2.3.1 Détermination du facteur géométrique

Pour déterminer le facteur géométrique, chaque échantillon est modélisé avec le logiciel COMSOL Multiphysics®. Le problème des valeurs aux bords régissant le problème électrique direct est résolu numériquement avec le module « electric current (DC) ». La géométrie de chaque carotte décimétrique (par exemple la longueur et le diamètre) et la géométrie du quadripôle de mesure (forme et position des électrodes) sont fournies au logiciel en vue de l'étape de discrétisation (Figure I.31).

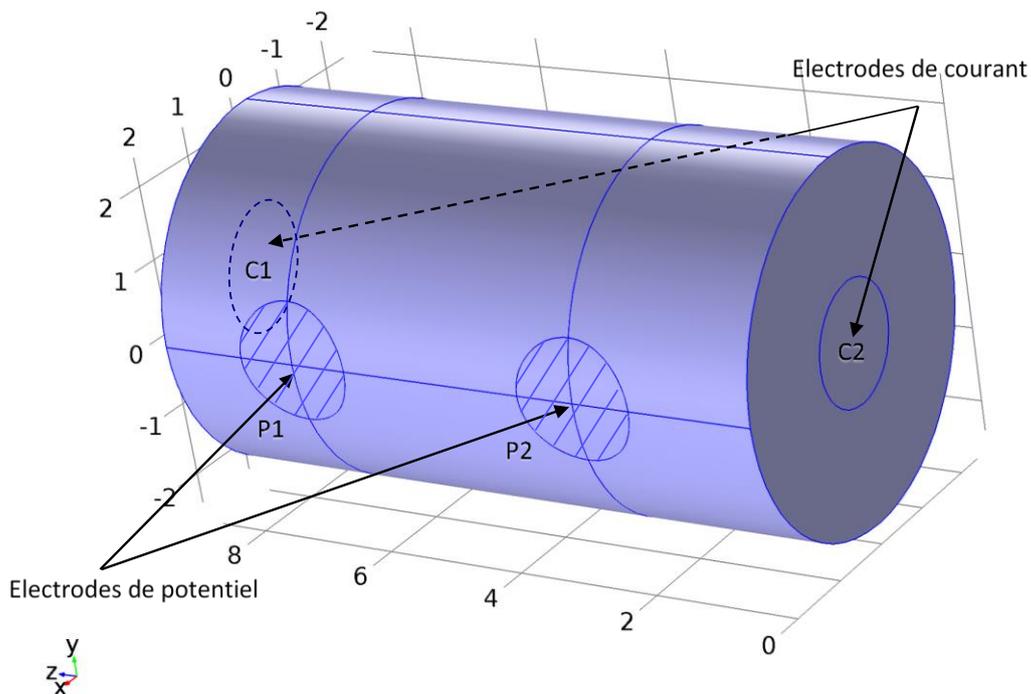


Figure I.31 : Modélisation d'un échantillon type sous COMSOL Multiphysics® pour le calcul du facteur géométrique k .

Les conditions initiales et aux bords sont :

- la résistivité de l'échantillon est fixée arbitrairement égale à $1 \Omega \cdot m$,
- la conservation du courant est respectée *via* une condition de flux nul aux limites,
- la valeur initiale du potentiel électrique est fixée à 0 V sur tout le domaine (électrodes de courant comprises),
- la valeur initiale de potentiel électrique est fixée à 5 V pour les électrodes de potentiel,
- le maillage est très fin pour discrétiser finement les électrodes.

Après résolution du cas stationnaire sous COMSOL Multiphysics®, on cherche à calculer la différence de potentiel $\Delta V_p = V_{p_1} - V_{p_2}$ entre les électrodes de potentiel. Les potentiels V_{p_i} sont déterminés comme la moyenne du potentiel sur la surface de l'électrode. I est déterminé sur la section de l'échantillon à partir de la composante transversale du flux par l'équation $I = \iint \vec{J}_z dS$. Finalement, k est calculé en réécrivant l'Équation I.21 comme suit :

$$k = \frac{I}{\Delta V_p} \quad \text{Équation I.22}$$

où $\rho = 1 \Omega \cdot m$.

Cette méthode de détermination du facteur géométrique prend en compte la géométrie de l'échantillon et la forme finie des électrodes. La section des électrodes de courant étant inférieure à celle de l'échantillon, nous avons identifié une zone où le courant n'est pas uniforme (Figure I.32). Dans cette zone, la mesure de résistivité serait faussée par des effets de bord. Nous avons pris soin d'éviter d'implanter les électrodes de potentiel dans la zone où les composantes x et y du flux ne sont pas négligeables.

Zones à fort effet de bord

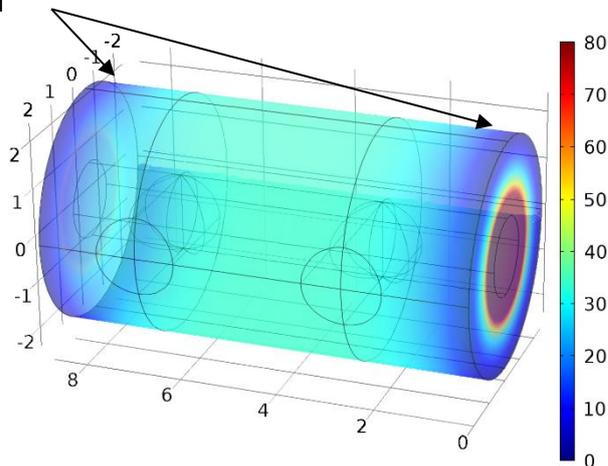


Figure I.32 : Norme de la densité de courant dans l'échantillon (A/m^2). L'effet de bord dû à la taille des électrodes de courant est défini par la zone en bleu foncé, dont le courant est proche de zéro. Il convient alors de placer les électrodes de potentiel entre ces deux zones, tout en étant le plus éloigné possible pour avoir un volume investigué le plus grand possible.

2.2.3.2 Calcul de la résistivité des échantillons et détermination des paramètres de la loi d'Archie

Une fois les données acquises, elles sont traitées sous Excel selon le schéma suivant (Figure I.33) :

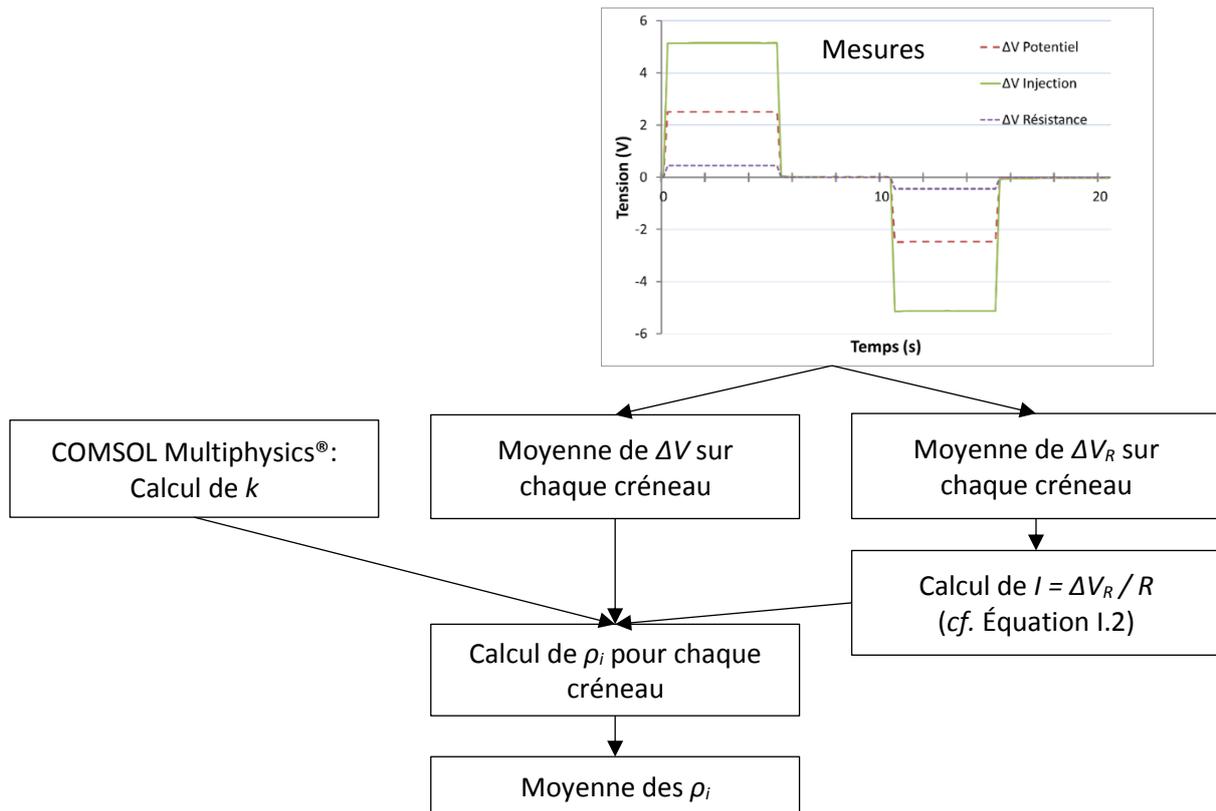


Figure 1.33 : Détermination de la résistivité d'un échantillon carotté.

Chaque résistivité correspond à un degré de saturation (S_w) donné de l'échantillon. Cette saturation est estimée *via* la perte de masse de l'échantillon au cours du temps, l'échantillon séchant à l'air libre :

$$S_w = \frac{V_{eau}}{V_v} \quad \text{Équation 1.23}$$

avec V_{eau} le volume d'eau dans l'échantillon et $V_v = \varphi V_{total\ échantillon}$ le volume des vides. La porosité (φ) de l'échantillon est mesurée indépendamment par porosimétrie au mercure (avant saturation).

Les données (S_w et ρ) sont importées sous MATLAB®. La fonction tracée est $\rho = f(S_w)$. La loi d'Archie, dans sa forme d'Équation 1.20, est ajustée aux données pour déterminer les paramètres a et m_f . La fonction choisie pour ce calcul est la fonction *fminsearch* de MATLAB® de recherche du minimum de la fonction objectif (Équation 1.24) :

$$f_{objectif} = \sum \{[\rho - (a \rho_w (\varphi S_w)^{-m_f})]^2\} \quad \text{Équation 1.24}$$

avec :

- ρ la résistivité mesurée au degré de saturation S_w ;
- a et m_f inconnues, initialisées à 1 ;
- ρ_w la résistivité du fluide d'imbibition et φ la porosité, mesurées pour chaque échantillon.

Afin de respecter les limites de la loi d'Archie (valable pour S_w compris entre 0,15 et 0,8), les données sont au préalable filtrées. Enfin, l'intervalle de confiance à 95% est calculé pour la solution obtenue.

Chapitre 3. Caractérisation microstructurale et minéralogique de la matière calcaire

Nous avons vu dans la PARTIE I.2.1.2 que la TRE à grande échelle est adaptée à la caractérisation du système karstique. Par exemple, Xu *et al.* (2015, 2017) ont pu identifier les formations majeures de l'environnement de la grotte de Lascaux à partir des résistivités mesurées « à l'échelle du site » (grande échelle). Dans le promontoire calcaire central, deux formations ont pu en particulier être étudiées :

- une formation superficielle de faible résistivité médiane à 150 $\Omega\cdot m$,
- une formation plus profonde (où s'est développée la grotte) de résistivité médiane plus forte à 550 $\Omega\cdot m$.

L'interprétation de ces résistivités mesurées à grande échelle nécessite d'argumenter la classe ou les classes de porosité qui les pilote. D'où l'intérêt de caractériser la matrice calcaire à l'échelle du laboratoire pour argumenter l'impact de la porosité de matrice sur les valeurs de résistivité mesurées à grande échelle.

En outre, pour argumenter l'origine d'une différence de résistivité (150 vs. 550 $\Omega\cdot m$), il est de rigueur de qualifier l'état d'altération de ces formations calcaires. En effet, l'impact sur la mesure électrique d'un gradient d'altération de la porosité entraîne une baisse de la résistivité. Nous avons ainsi caractérisé à une échelle fine la structure et la minéralogie d'échantillons prélevés à Lascaux, mais aussi à Lugasson. Dans le second cas, la motivation a été de mettre en évidence un gradient d'altération lié à l'impact de sollicitations thermiques (feux).

Dans ce chapitre, on présente brièvement plusieurs techniques permettant de caractériser la microstructure et la minéralogie de la matrice calcaire à une échelle fine. Nous abordons dans le §3.1 les analyses par microscopie électronique à balayage (MEB). Dans le §3.2, nous présentons les différentes méthodes de mesures de la porosité (porosimétrie au mercure et pycnométrie à hélium). L'ensemble des observations électroniques et analyses spectrales ont été réalisées sur la plateforme MaCaM (Microscopie Analyse Chimique – Chemical Analysis Microscopy) de l'université de Bordeaux.

3.1. Analyses avec un Microscopie Electronique à Balayage (MEB) et spectrométries X

L'imagerie électronique (MEB) et l'analyse chimique par spectrométrie X permettent de caractériser finement la structure des matériaux et de déterminer leur état d'altération. La description des appareils de mesures et des techniques de microscopie et spectrométrie est, entre autre, issue des cours de l'école d'été de microscopie du GN-MEBA ayant eu lieu du 3 au 7 Juillet 2017 à Bordeaux.

3.1.1. La MEB

La microscopie électronique à balayage s'appuie sur l'interaction électron-matière et la détection des électrons issus de cette interaction. Nous commençons par décrire le microscope utilisé dans le cadre de cette thèse, puis les interactions électron-matière elles-mêmes.

Le MEB utilisé est un MEB environnemental Quanta FEG250 de FEI et se décompose donc en plusieurs éléments principaux :

Le canon à électrons est un canon à effet de champ, couramment appelé FEG (Field Emission Gun), de type cathode chaude dite « Schottky ». La pointe est « fine », améliorant la brillance par rapport à des pointes W ou LaB₆, plus traditionnelles, pour une même tension d'accélération. Les images ont ainsi une meilleure résolution et on peut atteindre de plus forts grossissements. Dans un deuxième temps, les électrons sont accélérés par une anode donnant aux électrons la tension d'accélération voulue.

La colonne électronique est constituée de lentilles électromagnétiques (EM) : elles ont sur les électrons le même effet que des lentilles de verre sur la lumière en microscopie optique. Elles focalisent le faisceau et « canalisent » les électrons du faisceau incident. Les lois d'optique des lentilles minces s'appliquent et la focale est pilotée par le courant I circulant dans les bobines EM. Les premières lentilles de la colonne sont les condenseurs qui contrôlent la taille et l'intensité du faisceau d'électrons (résolution et courant de sonde). La troisième lentille « objectif » focalise le faisceau d'électrons à la surface de l'échantillon à examiner.

Diverses aberrations apparaissent du fait de la non perfection des lentilles EM de la colonne. La taille de la sonde est dépendante de ces aberrations et en est l'addition.

La chambre est le dernier élément du MEB. C'est là que l'on place l'échantillon et que les différentes analyses sont faites. Dans notre cas, l'atmosphère de la chambre (pression) peut être réglée entre autre à l'aide de molécules d'eau : il s'agit d'un MEB dit « environnemental ». Cette caractéristique permet de réaliser des mesures non pas en vide secondaire mais en vide dégradé (de 0,1 à 2 mbar) adapté aux échantillons non conducteurs et/ou fragile. Le faisceau d'électrons incidents va interagir avec l'échantillon, produisant entre autre des électrons secondaires, rétrodiffusés et des rayons X. Ces phénomènes sont brièvement décrits dans le paragraphe ci-dessous.

L'interaction électron – matière. En arrivant à la surface de l'échantillon, les électrons primaires incidents viennent interagir avec les atomes composant l'échantillon. Il en résulte plusieurs particules :

- Des électrons rétrodiffusés (Figure I.34.a.) : l'électron primaire est « renvoyé » par l'atome dans une interaction quasi-élastique. Les éléments lourds réémettent plus d'électrons rétrodiffusés.
- Des électrons secondaires (Figure I.34.b.) : l'électron primaire entre en collision avec un électron de valence de l'atome et lui transmet une partie de son énergie, l'ionisant avec une énergie faible. Ils sont sensibles à la topographie et sont utilisés en imagerie.
- Et enfin, des photons X (Figure I.34.c.) : un photon X est produit lorsqu'un électron du faisceau primaire (ou un électron rétrodiffusé) cause l'éjection d'un électron interne de l'échantillon (ionisation). Au cours de la relaxation qui s'ensuit, un électron plus externe prend la place de l'électron éjecté en émettant un photon X dont l'énergie est fonction de la masse atomique et

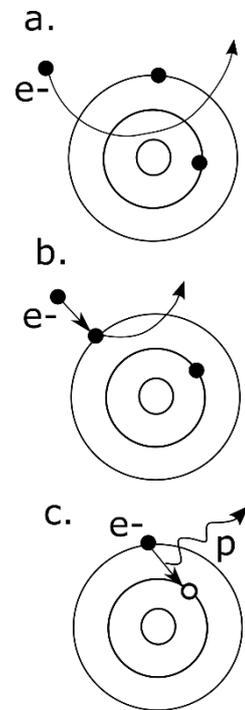


Figure I.34 : Schémas des interactions électrons-matière. e^- électron et p photon.

a. électron rétrodiffusé
b. électron secondaire
c. photon

de l'atome et aussi de la différence d'énergie entre les orbitales concernées. Ces photons X caractéristiques sont utilisés pour l'analyse chimique.

3.1.2. Analyse chimique

L'analyse chimique dans le MEB est notamment effectuée en utilisant l'émission secondaire de photons X. Ces photons X sont captés par un détecteur spécifique dans la chambre puis analysés (Figure I.35). Le spectromètre utilisé pour la détection de ces rayonnements X est un EDS (Energy Dispersive Spectrometer ou spectromètre X à sélection d'énergie) qui se base sur l'analyse de l'énergie des photons X. Plusieurs types d'analyses ont été effectuées : en « sonde » dite ponctuelle (zone la plus petite possible en prenant en compte la taille de sonde), en fenêtré réduite, sur toute la fenêtré ou en cartographie (PARTIE I.3.1.2.2).

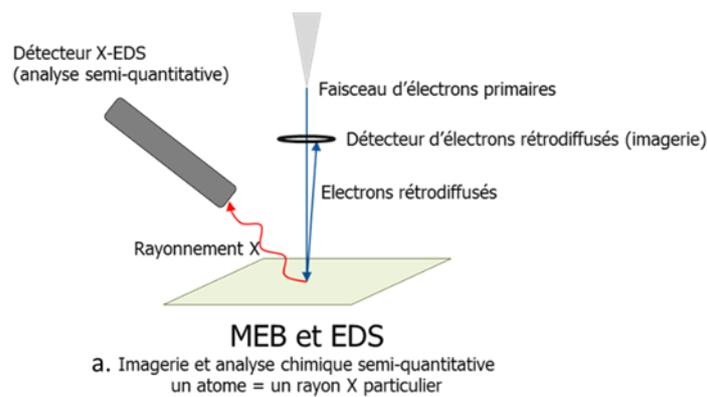


Figure I.35: Principes de l'imagerie MEB et de la détection de rayons X par détecteurs EDS.

3.1.2.1 Spectrométrie X-EDS

Lorsqu'un pinceau électronique balaye la surface d'un échantillon, on a émission de photons X dont l'énergie est caractéristique de l'ensemble des atomes formant l'échantillon. Ces photons X sont collectés et analysés par un spectromètre à sélection d'énergie pour former un spectre dont les raies sont caractéristiques des éléments présents. La Figure I.36 est un exemple de spectre X-EDS brut collecté sur un échantillon de calcaire. Les intensités brutes sont quantifiées après application d'une correction de la matrice dite « ZAF » prenant en compte les effets liés au numéro atomique (Z), à l'absorption (A) et à la fluorescence (F). On obtient alors la fraction atomique qui quantifie l'ensemble des éléments. L'Équation I.25 synthétise cette quantification.

$$\frac{I_A}{I_{A,ref} SEI} = [ZAF] C_A(\%) \quad \text{Équation I.25}$$

où I_A est l'intensité brute mesurée pour l'élément A (Figure I.36) après soustraction du rayonnement de Bremsstrahlung non caractéristique, $I_{A,ref}$ est l'intensité mesurée dans les mêmes fonctions sur un échantillon de référence uniquement composé de l'élément A, SEI (standard element coefficient) est un coefficient prenant en compte les caractéristiques de notre détecteur, ZAF est la correction de matrice et $C_A(\%)$ est le « titre massique » de l'élément A, ici la concentration quantifiée (% atomique) (Figure I.36).

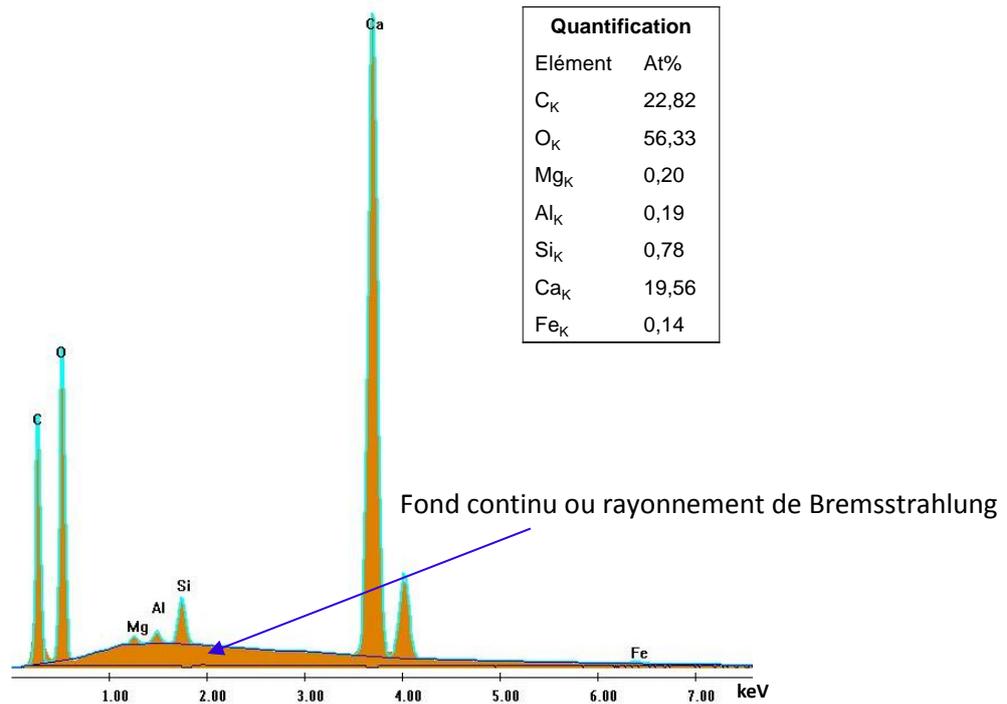


Figure I.36: Exemple de spectre EDS moyen sur un grain de calcaire (CaCO_3). Nous observons qu'il y a du calcium (Ca), de l'oxygène (O) et du carbone (C). L'encart présente la quantification par la méthode ZAF. L'analyse stœchiométrique des pourcentages atomiques confirme que l'on est essentiellement en présence de CaCO_3 .

On obtient ainsi la quantité (pourcentage massique ou atomique) de chacun des atomes présents ou des oxydes. L'analyse élémentaire quantitative ainsi obtenue donne ensuite lieu à une interpolation minéralogique. Si le spectre EDS reflète un minéral pur, l'exercice est généralement aisé. En cas de mélange de plusieurs minéraux « candidats », l'interprétation minéralogique est basée sur un processus itératif contraint par la stœchiométrie des minéraux. L'analyse spectrale EDS peut être faite en un « point » correspondant typiquement à un volume de l'ordre du μm^3 au niveau de l'impact du faisceau primaire. L'analyse spectrale peut ainsi être relative à une surface balayée par le faisceau primaire dont on souhaite mesurer le spectre global.

3.1.2.2 Analyses EDS par cartographie X

La cartographie X avec un spectromètre à sélection d'énergie permet l'analyse chimique de zones 2D (par exemple, sur lames minces pétrographiques conventionnelles non recouvertes). Dans ce mode, un spectre X complet est mesuré (et stocké) en chaque pixel de la zone scrutée. Les giga-octets de données spectrales stockés peuvent être synthétisés/exploités de plusieurs manières :

- L'approche statistique dite « reconstruction de phases » permet d'exhiber un nombre de phases, chaque phase étant caractérisée par son spectre moyen de phase. En chaque pixel d'une même phase, représentée par un code de couleur arbitraire, la similarité entre le spectre moyen de la phase et le spectre ponctuel du pixel est rendue *via* la saturation locale de la couleur du pixel. Chaque spectre (moyen) de phase peut-être quantifié et interprété minéralogiquement (Figure I.36). On a donc accès à la répartition surfacique des différents minéraux identifiés sur la zone 2D.

- Les cartographies élémentaires (par exemple en Figure I.37) permettent de connaître la concentration de chaque élément présent sur la zone analysée. Chaque cartographie élémentaire est représentée par un code de couleur arbitraire. En chaque pixel, plus la couleur est « vive », plus l'élément est concentré. En superposant ces cartographies élémentaires, on peut en outre identifier les différentes phases minérales susceptibles de former un matériau polyphasé.

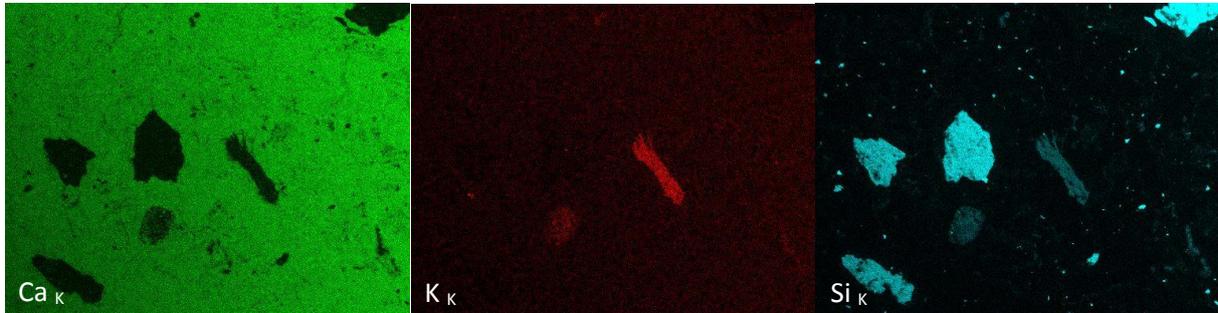


Figure I.37 : Exemple de cartographie élémentaire pour trois éléments types (de gauche à droite, Ca, K et Si, raie K).

- Enfin, la totalité de l'information spectrale étant stockée en chaque pixel, on peut aussi recalculer la composition globale d'une zone sélectionnée sur l'échantillon.

3.2. Mesure de la porosité

La mesure de la porosité est nécessaire pour ajuster une loi d'Archie aux données expérimentales $\rho(S_w)$. La porosité peut être estimée en 2D sur les images électroniques obtenues au MEB et/ou sur les cartographies X faites à l'EDS. Outre sa nature 2D, la porosité ainsi estimée inclut la porosité fermée et dépend de la résolution de l'image. Nous avons choisi de mesurer la porosité ouverte (ou connectée) par pycnométrie hélium et/ou porosimétrie mercure.

3.2.1. Pycnométrie à hélium

Le pycnomètre hélium mesure le volume solide (V_{solide}) de la roche (Micromeritics Instrument, 2007). L'appareil (Accupyc II 1340, Micromeritics) se compose d'une cellule hermétique de volume V_1 dans laquelle on place l'échantillon. La cellule est chargée à une pression P_1 . Une seconde cellule de volume V_2 et à pression atmosphérique P_a est reliée à la première cellule par une valve fermée. Cette dernière est ensuite ouverte et la pression de gaz s'équilibre entre les deux cellules à une pression P_2 . Le volume V_{solide} est déterminé par l'Équation I.26 :

$$V_{solide} = V_1 - \frac{V_2}{\frac{P_{1g}}{P_{2g}} - 1} \quad \text{Équation I.26}$$

avec $P_{ig} = P_i - P_a$ (pression manométrique).

Pour remonter à la porosité, il faut connaître le volume total de la roche ($V_t = V_{solide} + V_{pores}$). Nos échantillons n'ayant pas une géométrie simple (cubique, cylindrique,...), nous avons opté pour une mesure par suspension hydrostatique, utilisant le principe de la poussée d'Archimède (Hughes, 2005).

$$\vec{F}_A = -\rho \times V_t \times \vec{g} \quad \text{Équation I.27}$$

avec \vec{P}_A la poussée d'Archimède (N), ρ la masse volumique du fluide déplacé (kg.m^{-3}), V_t le volume de l'échantillon correspondant au volume de fluide déplacé (m^3) et \vec{g} l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}).

Dans un bécher sur une balance, on verse un volume d'eau dont on connaît la masse. L'échantillon de calcaire est suspendu par un fil et immergé dans l'eau (Figure I.38).

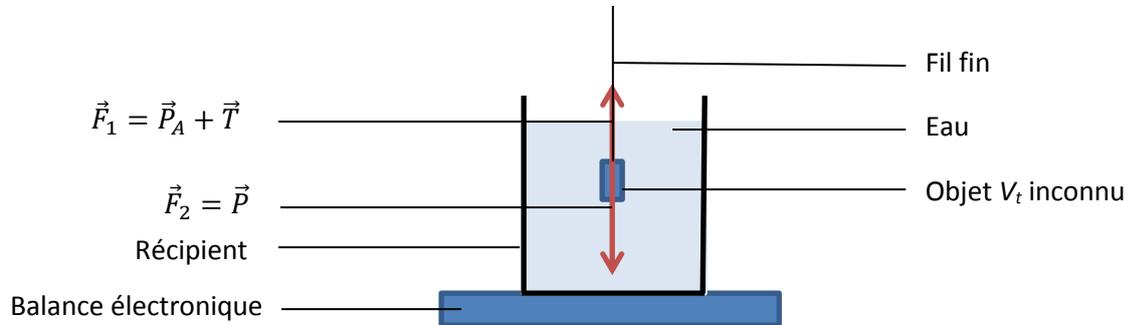


Figure I.38 : Schéma de principe de la méthode de la suspension pour la mesure du volume total (V_t) d'un échantillon. P_A la poussée d'Archimède, T la tension du fil, P le poids de l'échantillon.

Les forces s'appliquant sur l'échantillon s'équilibrent : $\vec{F}_1 = -\vec{F}_2$ et donc $\|\vec{P}_A\| + \|\vec{T}\| = \|\vec{P}\|$.

Le volume de l'échantillon est assimilé au volume d'eau déplacé. La variation de masse avant et après immersion de l'échantillon correspond à la masse du volume d'eau déplacé (m_w). Le volume de l'échantillon est donc déduit par la formule $V_t = \frac{m_w}{\rho_w}$ et la porosité est donc calculée :

$$\varphi = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_t - V_{solide}}{V_t} \quad \text{Équation I.28}$$

avec φ la porosité, V_v le volume des vides connecté, V_t le volume total de l'échantillon et V_{solide} le volume solide de l'échantillon.

3.2.2. Porosimétrie mercure

La porosimétrie mercure donne accès, entre autre, à la porosité, la densité apparente et la densité intrinsèque. Cette technique permet en outre d'obtenir la fonction du volume poreux accessible *via* des rayons effectifs d'entrée de pores compris entre R et $R + dR$. Cette technique permet enfin de remonter à la distribution des tailles de pores du milieu (en s'appuyant sur un modèle géométrique global).

La détermination des courbes de pression capillaire par porosimétrie mercure est une approche classique (et ancienne) pour caractériser l'organisation de l'espace poreux (porosité, fonction de distribution du volume poreux, etc.). La procédure consiste à sécher le matériau pour éliminer toute l'eau, puis à l'immerger dans un bain de mercure sous vide (10 Pa sur les équipements de notre laboratoire). Le mercure est un fluide non mouillant qui n'imbibe pas spontanément les vides du matériau. On fait croître ensuite de façon quasi statique la pression du mercure de façon à « forcer » le mercure à entrer dans l'espace des vides. La pression capillaire (P_c , en première approximation égale à la pression du mercure) est liée au rayon R des plus petits rayons d'entrée de pores envahis par la loi de Laplace (Équation I.28, Gueguen et Palciauskas, 1992).

$$P_c = -\frac{2\gamma\cos\theta}{R} \quad \text{Équation I.29}$$

où γ est la tension de surface (0,48 N/m), θ l'angle de contact (env. 140°) et R un rayon effectif décrivant la taille des « accès » *via* lesquels le mercure peut passer pour envahir l'espace poreux. Classiquement, on reporte le volume occupé par le mercure *versus* R . Cette courbe indique la fraction du volume poreux accessible *via* des rayons supérieurs à R .

PARTIE II. L'EAU DANS LE MASSIF

Cette partie présente l'étude du massif calcaire en amont de la grotte de Lascaux. On présentera six années de suivi temporel par Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) en 2D de l'amont hydraulique de la grotte. L'objet des données acquises est d'aider à la compréhension de la répartition spatiale et temporelle de l'eau dans le massif karstique.

Plusieurs campagnes de mesures de TRE en trois dimensions ont aussi été réalisées au cours de cette thèse. L'interprétation géologique de ces données 3D s'appuie sur des forages anciens et récents (Vouvé, 1966 ; Thèses de Lopez, 2009, Houillon, 2016 et Xu, 2015, et dans le cadre de cette thèse, 2016 – 2018).

Nous présentons dans le Chapitre 1 l'acquisition des données de TRE en 2D et 3D à Lascaux ainsi que l'échantillonnage. Le Chapitre 2 est consacré à l'analyse des résultats du suivi temporel. Cette analyse est réalisée par classification hiérarchique ascendante (CHA) et par analyse en composantes principales (ACP). Le Chapitre 3 présente une courte synthèse concernant l'apport des mesures pétrophysiques réalisées sur des échantillons. Enfin, le Chapitre 4 est consacré à la modélisation 3D d'une zone au nord de la grotte à l'aide de méthodes géostatistiques.

Chapitre 1. Acquisition des données et échantillonnage

1.1. Mesures en suivi temporel 2D et en 3D

Le suivi temporel a débuté en juin 2012 avec la thèse de Xu (2015). Nous présentons les données acquises jusqu'en décembre 2017. Un résumé factuel de la position des profils et des dispositifs utilisés est donné dans ce qui suit. Les paramétrages sont détaillés dans la thèse de Xu (2015), et dans Xu *et al.* (2015). Les profils 2D ont été placés à l'amont hydraulique de la grotte d'après les travaux de Lopez (2009) – voir PARTIE I.1.2.3.1. Ces profils 2D, au nombre de quatre (Figure II.1), ont été décrits dans la PARTIE I.1.2.3.3.

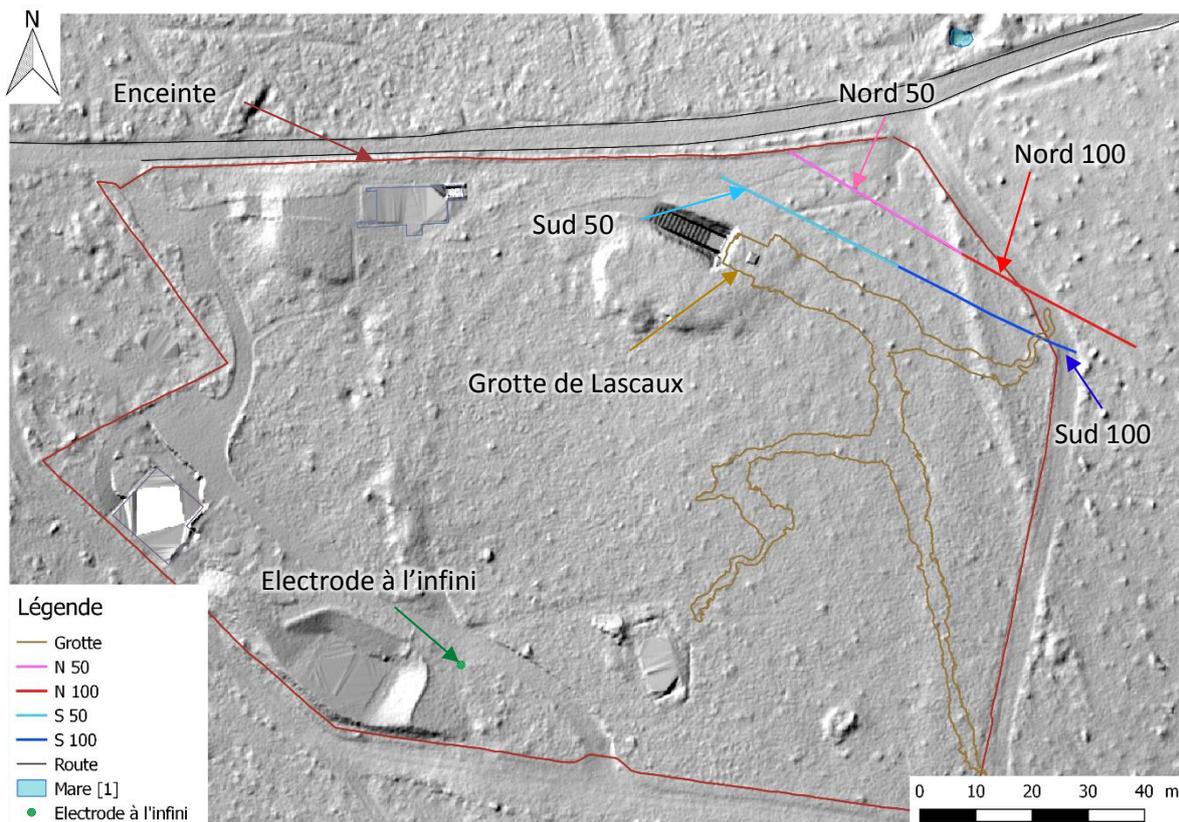


Figure II.1 : Position des quatre profils de mesure de TRE pour le suivi temporel en 2D. Profils Sud 50 (S50) et Nord 50 (N50) (35.5 m) et profils Nord 100 (N100) et Sud 100 (S100) (71 m). Le fond de carte est un modèle numérique de terrain (MNT) relevé par « Get in situ », Xavier Muth en 2017.

Le dispositif de mesure choisi est le résultat de la concaténation de trois dispositifs : pôle-dipôle direct et inverse (abréviation PD) et d'un gradient (abréviation GD). Les mesures ont été effectuées au moyen d'un Syscal Pro de Iris Instrument®, en réalisant 3 ou 6 stacks suivant que la valeur du facteur de qualité soit inférieure à 0,2 ou non. Le temps d'injection est de 500 ms pour le pôle-dipôle et de 250 ms pour le gradient, avec une tension d'injection optimisée par l'appareil de mesure et ne dépassant pas 800V. A noter que les résistances de contact sont toujours très faibles, autour de 1kΩ.

La position de chaque électrode a été relevée par nivellement au théodolite dans le système de projection géographique Lambert 93. Toutes les données cartographiques présentées dans cette thèse utilisent ce système de projection.

Au cours des six années de suivi temporel, certains profils sont manquants en raison de problèmes de mesure sur le terrain. Les dates de mesures des profils réalisés sont présentées en Annexe 1. Nous avons ainsi relevé des mesures à 53 dates pour le N 50, 51 dates pour le N 100, 51 dates pour le S 50 et 52 dates pour le S 100.

Les mesures destinées aux reconstitutions 3D ont été faites à la suite d'un questionnaire découlant de la thèse de Xu (2015) et avec la volonté de mieux connaître le site au nord de l'émergence du SAS1 de la grotte. En effet, au nord de la zone investiguée en 3D par Xu (2015), nous avons noté la présence d'une anomalie conductrice au droit du SAS 1. Cette anomalie semble se poursuivre vers le nord. Xu *et al.* (2017) ont montré un lien entre l'écoulement dans le SAS1 et cette zone conductrice.

Xu (2015) a pu en outre prédire l'occurrence des reprises de débit sur la base d'un suivi temporel pendant deux ans et demi. La zone nord a donc été explorée pour déterminer les limites de cette anomalie conductrice et le lien entre cette anomalie et les formations détritiques. La résistivité électrique variant avec le degré de saturation du milieu, plusieurs relevés 3D ont été réalisés à différentes périodes de l'année (et donc dans des conditions hydriques différentes), permettant de déterminer où le terrain s'assèche et s'humidifie, et de mieux comprendre comment l'eau peut circuler dans le massif.

Les campagnes 3D ont eu lieu à trois périodes, nécessitant 3 jours d'acquisition à 5 personnes avec en plus le levé topographique : juin 2016, octobre 2016 et mars 2018. Suite à l'analyse des mesures de juin et octobre 2016 (10 profils, en orange sur le plan en Figure II.2), nous avons étendu le levé vers le sud pour mieux observer le lien entre la grotte et son environnement direct sur le relevé 3D de mars 2018 (12 profils). Ces lignes apparaissent en vert sur le plan (Figure II.2).

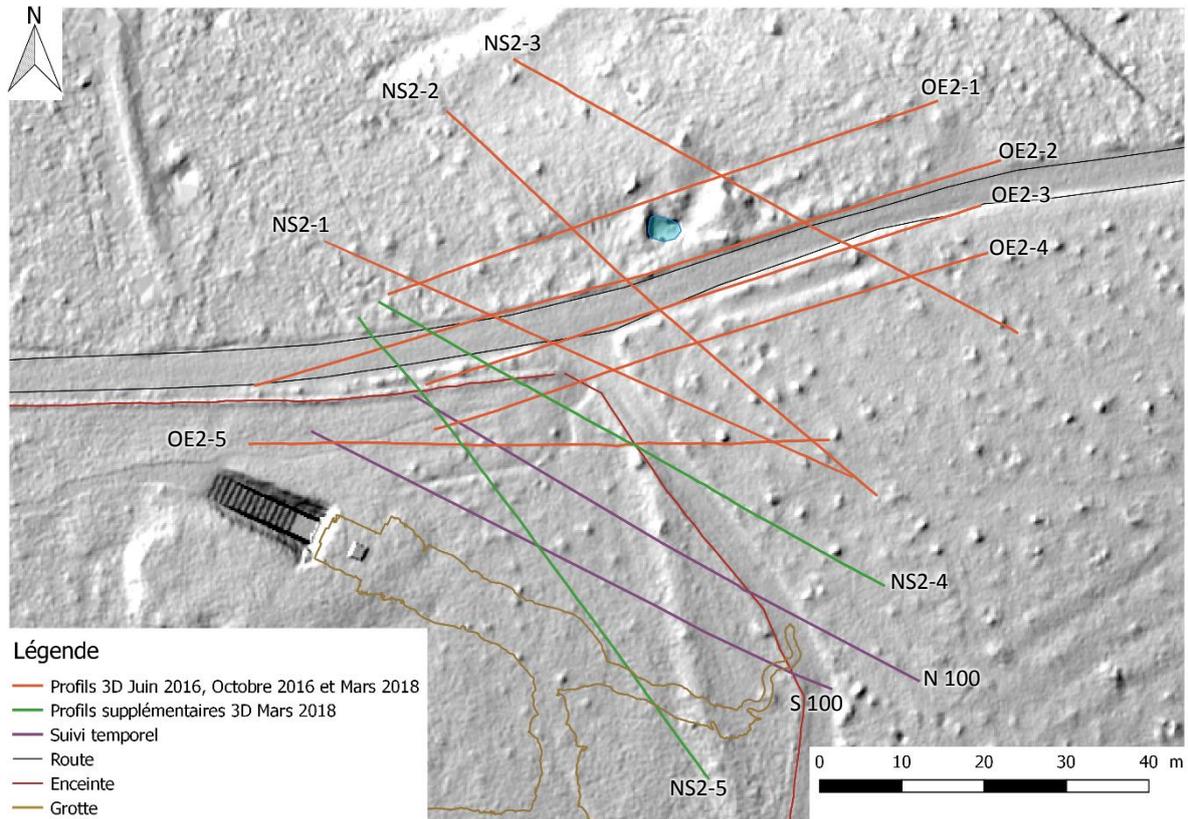


Figure II.2 : Localisation des profils de TRE pour la modélisation 3D de la zone nord de la grotte de Lascaux. En orange, les profils pour les 3D de juin 2016, octobre 2016 et mars 2018 ; en vert les deux profils supplémentaires pour le 3D de mars 2018 ; en violet les lignes du suivi temporel N 100 et S 100, également utilisées pour les reconstitutions 3D. Le fond de carte est un MNT relevé par « Get in situ », Xavier Muth de 2017.

1.2. Inversion des données de TRE

Au cours de sa thèse, Xu (2015) a inversé ses données de résistivité avec Res2DInv[®]. J'ai utilisé ce même logiciel d'inversion pour les données acquises pendant ma thèse en conservant les caractéristiques générales utilisées par Xu pour l'inversion.

- norme de régularisation L1 adaptée au cas d'un milieu hétérogène où les variations de résistivité peuvent être abruptes (Genelle, 2012),
- le maillage est tel que la largeur des blocs soit égale à la moitié de l'espacement inter-électrode. (0,25 m pour les N50 et S50 et 0,5 m pour les N100 et S100),
- l'épaisseur des blocs augmente de 5% à chaque changement de niveau,
- l'effet des blocs aux bords est réduit afin de diminuer leur influence sur l'inversion (Loke et Barker, 1996),
- le facteur d'amortissement initial est fixé à 0,1 avec un minimum de 0,01, les données étant peu bruitées,
- la méthode d'optimisation utilisée est celle de Gauss-Newton complète utilisant le logarithme décimal des résistivités.

La version de Res2DInv utilisée au cours de ma thèse (v. 4.05.38) est plus récente que celle utilisée par Xu (2015) (v. 3.59.119). Le fichier d'entrée contenant les paramètres d'inversion est notamment structuré différemment. Cette différence ne porte pas uniquement sur la forme et correspond à une évolution du traitement de plusieurs aspects liés à l'inversion. Citons par exemple la prise en compte de la topographie ou encore la formulation du problème discret. Les paramètres du fichier d'entrée ont ainsi été choisis de manière à produire des sections inversées le plus proche possible de celles observées par Xu (2015). La Figure II.3 montre deux profils inversés avec la version utilisée par Xu (2015) et la version plus récente utilisée pendant ma thèse. Si les profils inversés sont globalement comparables, il subsiste tout de même des différences. Par exemple, l'amplitude des résistivités inversées est plus faible (10 – 3930 $\Omega\cdot\text{m}$) avec la version la plus récente de Res2DInv par rapport à l'ancienne version (4 – 4633 $\Omega\cdot\text{m}$). Par souci de cohérence, j'ai donc réinversé la totalité des données acquises par Xu.

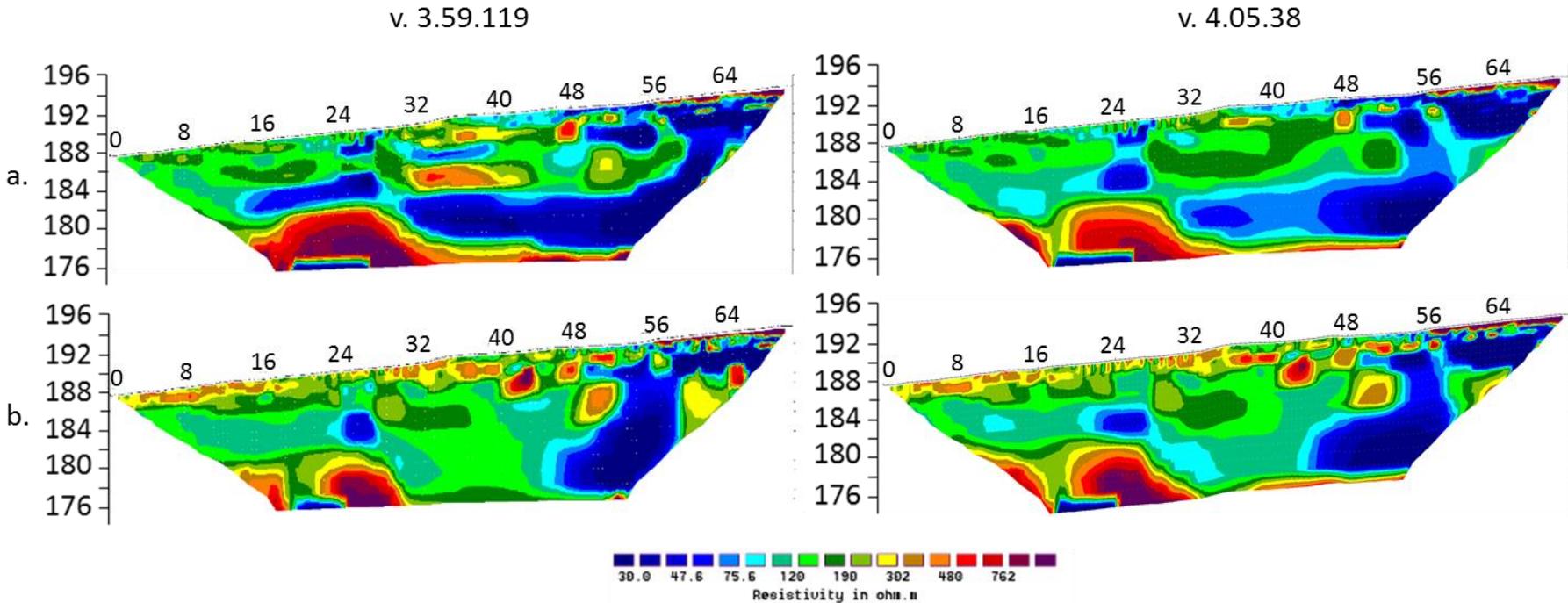


Figure II.3 : Comparaison des profils N100 inversés avec l'ancienne version (v.3.59.119, à gauche) et la nouvelle version (v.4.05.38, à droite). Deux dates extrêmes ont été choisies selon l'état de saturation du sol : (a) le 28/11/2013, période humide, (b) le 05/09/2013, période sèche⁶.

⁶ La notion de période humide et de période sèche sera détaillée plus loin.

1.3. Données microclimatiques

Les images de TRE inversées une fois obtenues, la connaissance des conditions climatiques est utile à leur interprétation. La résistivité électrique dépendant de la présence d'eau, la connaissance des flux d'eau entrant et sortant dans le massif (pluies et sources proches des profils, émergence du SAS1 et exfiltration dans la salle des taureaux) doit aider à préciser le rôle de fonction de transfert joué par le massif. Nous avons également besoin de connaître la température dans le sol à différentes profondeurs pour corriger la résistivité électrique de l'effet de la température.

1.3.1. Données hydriques

1.3.1.1 Précipitations

Les données de pluies brutes proviennent du site Météo France de la ville de Montignac (station n°24291001 : coord. Lambert II étendu XYZ – 5079 ; 20078 ; 70), jusqu'au 01/10/2013. A partir de cette date, un pluviomètre a été installé à Lascaux. Ces mesures de pluies brutes représentent la quantité d'eau tombée et non la quantité d'eau infiltrée. Pour estimer cette dernière, on soustrait l'évapotranspiration potentielle (ETP) à la pluie brute. On obtient ainsi la pluie efficace. Ne disposant pas de données d'ETP sur le site de Lascaux et sur Montignac, nous utilisons les valeurs fournies par Météo France sur le site de Gourdon (station n°46127001 : coord. Lambert II étendu XYZ – 5255 ; 19722 ; 259). Xu (2015) a démontré la légitimité de l'utilisation de cette ETP à Lascaux en comparant les températures à Lascaux et à Gourdon : la distribution des températures $T_{Gourdon} = f(T_{Lascaux})$ se fait autour de la droite $y = x$. L'ETP dépendant principalement de la température, on peut utiliser celle de Gourdon pour corriger les mesures de Lascaux.

La pluie efficace est représentée sur la Figure II.4. Nous pouvons déjà noter que plusieurs périodes au cours de ces années sont visiblement déficitaires en pluie, par exemple les périodes estivales (de juin/juillet à septembre).

1.3.1.2 Écoulements au SAS 1 et à la salle des Taureaux

Au cours de cette thèse, nous nous intéressons principalement aux écoulements dans la grotte les plus proches de notre zone d'étude (nord de la grotte). Il s'agit de l'émergence du SAS1, compartiment 3, et des exfiltrations en paroi dans la salle des Taureaux. La majorité des écoulements observés dans le SAS1 proviennent de la voûte du compartiment 3, dont le débit est mesuré et enregistré en continu. Le capteur a été changé le 1^{er} octobre 2012, d'où un changement dans l'allure du graphe de débit et une meilleure sensibilité des mesures après remplacement (Figure II.4).

Sur la Figure II.4, on constate une cyclicité annuelle du débit : reprise des débits en janvier – février chaque année (à l'exception de l'année 2013-2014 où un premier pic d'écoulement est observé en novembre – décembre 2013) puis arrêt des débits en juin – juillet.

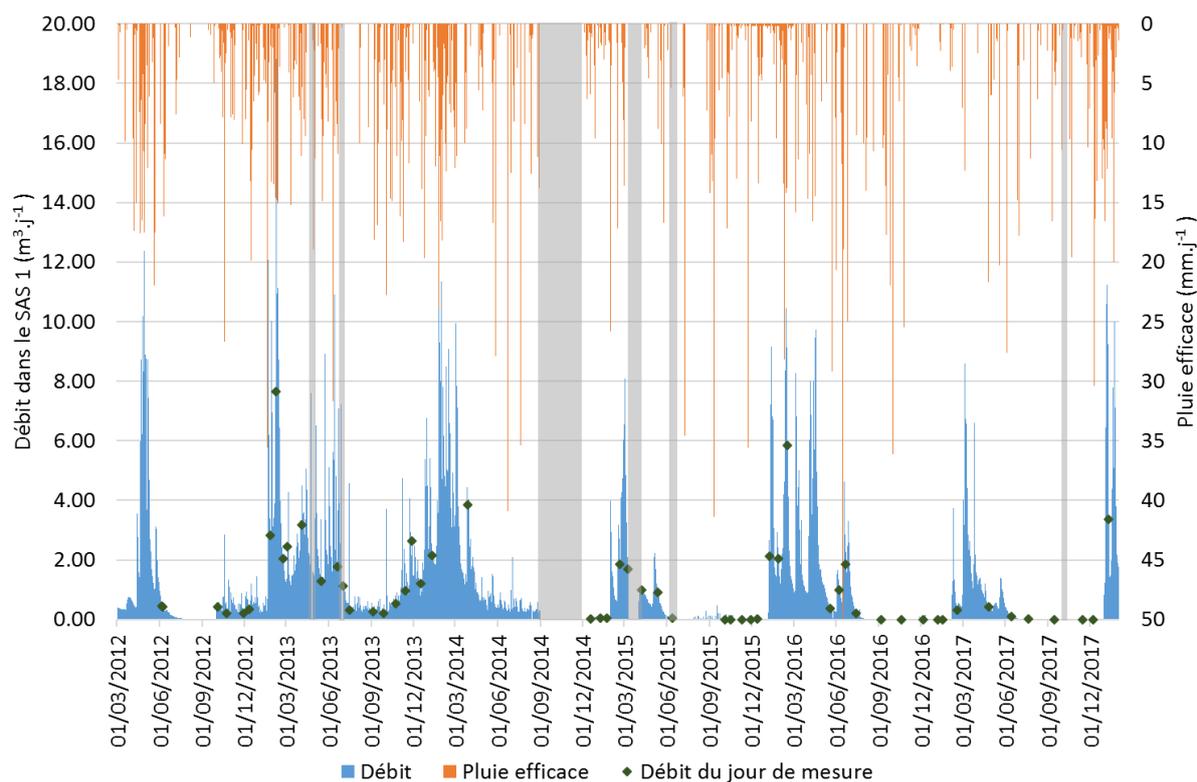


Figure II.4 : Débit et pluie efficace calculés sur la période du suivi temporel. Les points noirs correspondent aux dates de mesures TRE. Les plages grisées correspondent à des périodes sans données.

Les exfiltrations en paroi du SAS2 et sur les parois droite et gauche de la salle des Taureaux, jusqu'à l'entrée du diverticule axial sont illustrées sur la Figure II.5. Il s'agit d'écoulements faibles (suintement) le long des parois, débutant dans le SAS2 au niveau du joint de stratification principal en haut de la paroi. Ces écoulements sont non quantifiables avec les techniques actuelles. Un protocole de suivi hebdomadaire a été mis en place par la DRAC pour suivre ces écoulements : observation des parois par les agents sur place et relevé visuel de l'extension des plages humides.

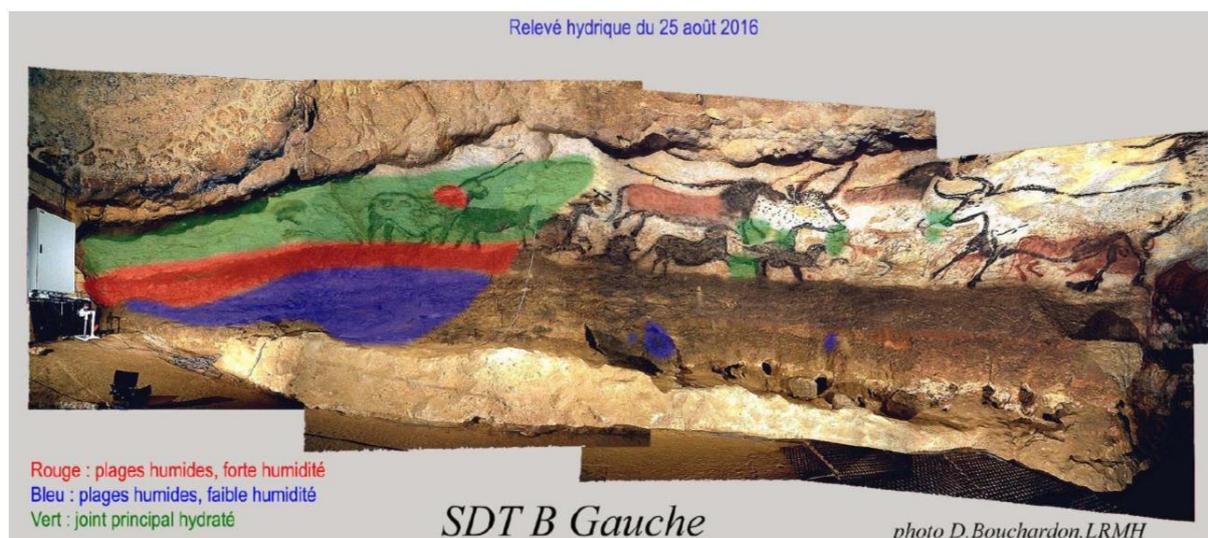


Figure II.5 : Relevé hydrique de la paroi gauche de la Salle des Taureaux (SDT Gauche) au 25 août 2016 (Prélèvement DRAC, traitement des données Houillon, communication personnelle). Trois zones sont distinguées en fonction de leur humidité.

A partir des relevés réalisés en paroi par le personnel de la DRAC, des variations semi-quantitatives de l'occupation linéaire de la partie humide du joint principal (traduit en pourcentage linéaire du joint principal humide) ont été déduites (Figure II.6) par Houillon (communication personnelle). La moyenne de ces données par semaine ISO a été réalisée par J.-C. Portais sur treize ans (de 2003 à 2016). On observe que le délai entre le début des écoulements à la voûte du SAS1 et ceux au joint dans le SAS2 est de quatre semaines en moyenne (un mois). Neuf semaines (deux à trois mois) plus tard en moyenne, ils atteignent la Salle des Taureaux.

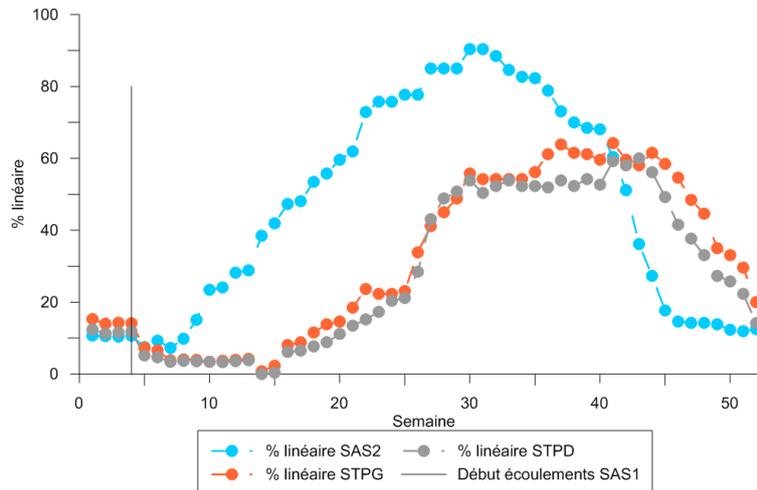


Figure II.6 : Variation d'humidité au niveau du joint principal, du SAS2 à la salle des taureaux (ST), paroi droite (STPD) et paroi gauche (STPG). On observe un décalage de 4 à 5 mois entre l'occurrence du débit dans le SAS1 et l'occurrence du début d'humidification des parois de la ST. Prélèvement par les agents de la DRAC et traitement par J.C. Portais (communication personnelle).

1.3.2. Choix d'un modèle de correction de l'effet de la température

La résistivité dépendant de la température (PARTIE I.2.1.3), nous présentons ici le modèle de température choisi pour corriger les résistivités de l'effet de la température ainsi que les données thermiques du site de Lascaux.

1.3.2.1 Données de température

Des sondes de température sont en place sur le site de Lascaux à différentes profondeurs (surface, 0,5 m et 1 m) et à proximité des profils. Nous nous intéressons aux variations de température enregistrées depuis le début des mesures de TRE, c'est-à-dire depuis juin 2012. La Figure II.7 présente les variations de la température à différentes profondeurs depuis cette date, sur un profil vertical de température.

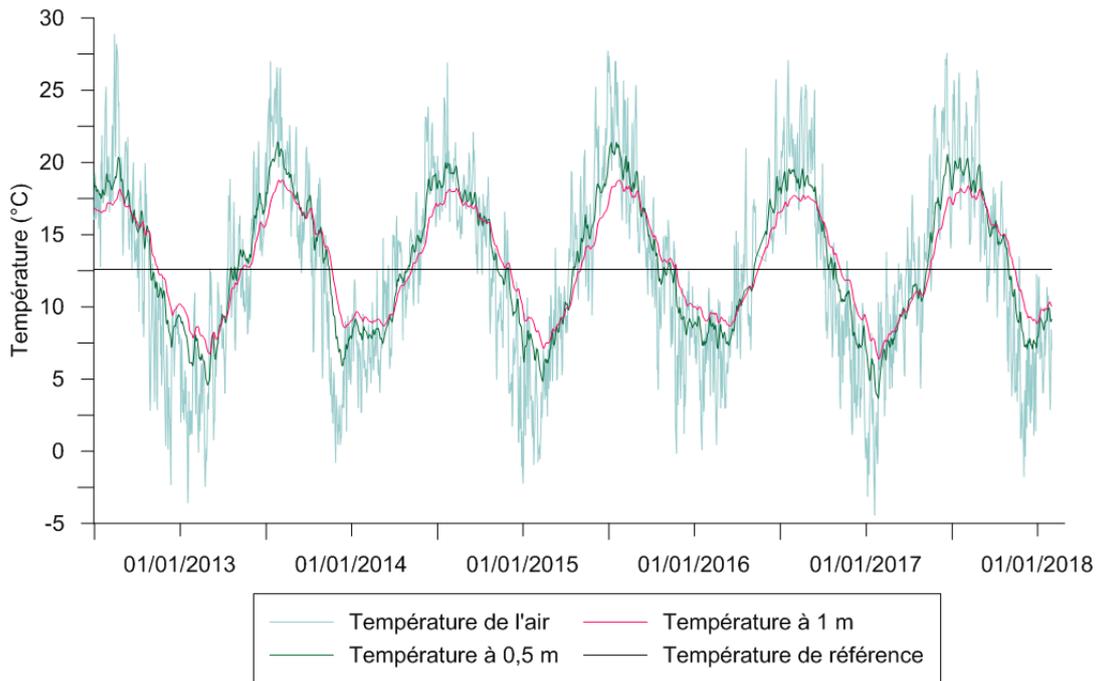


Figure II.7 : Evolution de la température moyenne journalière à Lascaux. Le trait noir représente la température annuelle moyenne de 12,6°C.

La température de l'air à l'extérieur de la grotte varie entre -5°C et 30°C au cours des six années étudiées (Figure II.7). Dans le sol, à 50 cm de profondeur, l'amplitude des variations températures est plus faible (entre 3°C et 21°C). En outre, la température montre une très faible variation journalière. A 1 m de profondeur, la température ne présente presque plus de variations journalières. A cette profondeur, la température varie entre 6°C et 18°C sur six ans. De plus, entre la surface et 1 m de profondeur, on note un déphasage d'un mois entre les extrema des températures.

Afin d'avoir des données de température à des profondeurs allant jusqu'à la profondeur maximale atteinte par les profils de TRE, nous utilisons les températures simulées par Lacanette *et al.* (2009) dans le massif (considéré comme homogène thermiquement). Ce modèle donne accès à la température en fonction de la profondeur permettant ainsi de corriger les résistivités d'un profil de l'effet de température. Le modèle de Lacanette *et al.* (2009) montre que les corrections de température diminuent avec la profondeur pour atteindre à 20 m une température de 12,6°C correspondant à la température annuelle moyenne à Lascaux.

1.3.2.2 Modèle de correction

Le modèle retenu pour corriger la résistivité de l'effet de la température est le modèle ratio (Équation II.1, PARTIE I.2.1.3). La correction à partir de ce modèle s'exprime à partir de l'Équation I.7 :

$$\rho_{T_{ref}} = \rho_T * [1 + \delta(T - T_{ref})] \quad \text{Équation II.1}$$

avec $\delta = 0,025^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Nous fixons la température de référence T_{ref} à 12,6°C (température moyenne de l'air extérieur sur la période étudiée).

La Figure II.8 montre l'écart relatif Δ_{ρ_T} (Équation II.2) entre la résistivité mesurée à la température T ($-5^{\circ}\text{C} \leq T \leq 30^{\circ}\text{C}$; plage de variation de la température moyenne journalière à Lascaux) et la résistivité à la température de référence T = 12,6°C.

$$\Delta_{\rho_T} = \frac{\rho_T - \rho_{T_{ref}}}{\rho_{T_{ref}}} = -\frac{\delta(T - T_{ref})}{1 + \delta(T - T_{ref})} \quad \text{Équation II.2}$$

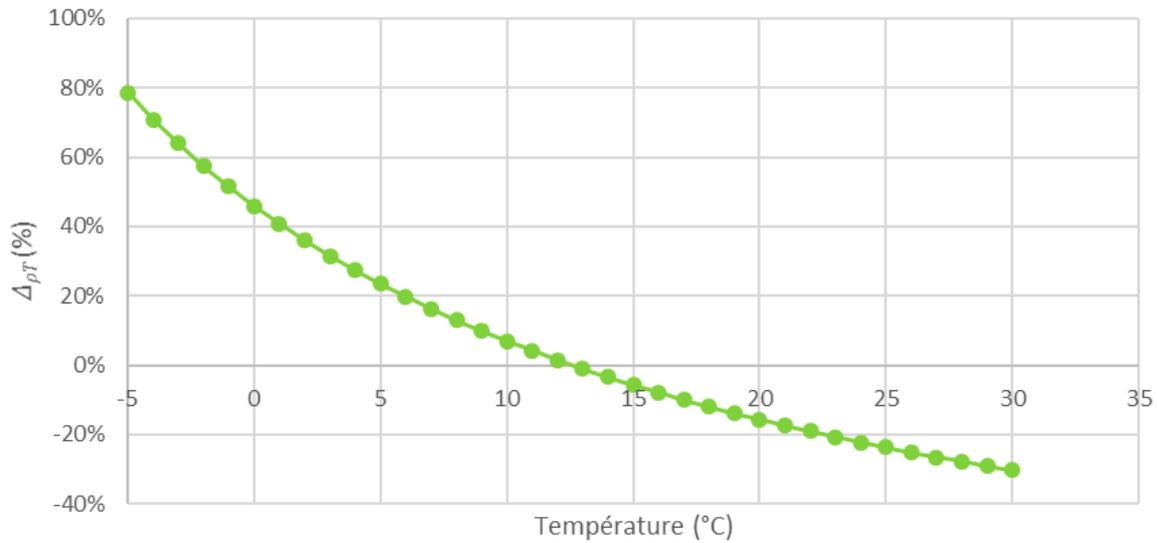


Figure II.8 : Erreur relative sur la résistivité en fonction de la température pour une température de référence de 12,6°C.

L'écart relatif varie donc entre 80% et -30%. La Figure II.8 montre que la résistivité diminue quand la température augmente. Lié à l'effet de la température, la résistivité ρ_T sera surestimée si $T < T_{ref}$ (et inversement). Dans ce travail, nous avons considéré arbitrairement que la correction de l'effet de la température peut être omise lorsque la température ne s'écarte pas de plus de deux degrés de la température de référence (ce qui correspond à un écart de résistivité de 5%).

Toutes les données de résistivité intervenant dans le cadre du suivi temporel à Lascaux sont alors systématiquement corrigées et ramenées à des résistivités correspondant à une température de référence de 12,6°C. La Figure II.9 montre les sections de résistivité du profil N100 (Lascaux) à deux dates différentes : le 16 juillet 2013 où la température à 50 cm vaut 20°C (Figure II.9.a.) et le 17 janvier 2017 où la température à cette même profondeur est de 6°C (Figure II.9.b.).

En comparant les deux images de la Figure II.9 (corrigées et non corrigées de la température aux deux dates), nous observons que la correction de l'effet de la température est plus marquée proche de la surface, où le gradient de température est plus important qu'en profondeur.

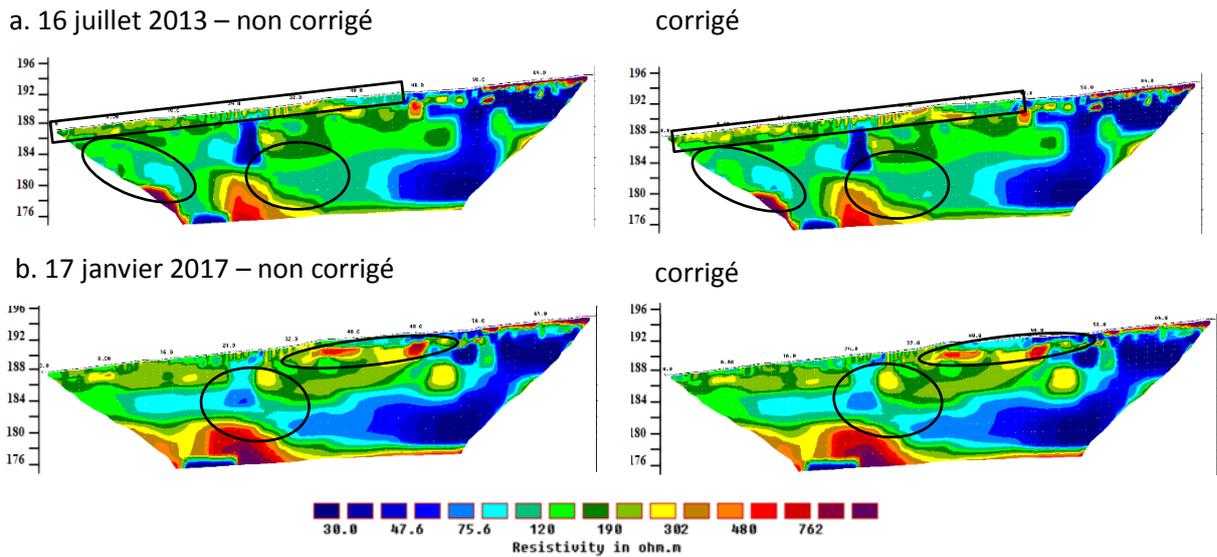


Figure II.9: Profils du N100 corrigés (à droite) et non corrigés (à gauche) de l'effet de la température. a. profil du 16 juillet 2013, à la température la plus élevée du cycle (20°C à 50 cm). b. Profil du 17 janvier 2017, à la température la plus basse du cycle (6°C à 50 cm).

La Figure II.10 illustre l'importance de la correction de l'effet de la température pour la classification hiérarchique ascendante (CHA) des données acquises que nous mettons en œuvre dans la section 2.2 (voir aussi Xu *et al.* (2017)) pour identifier des blocs de résistivité de même comportement temporel. Les classifications obtenues avec les données non corrigées (Figure II.10.a) et corrigée (Figure II.10.b) acquises du 06/06/2012 au 16/07/2013 sont clairement différentes. On remarque, comme cela a été évoqué plus haut, que les classifications obtenues diffèrent de façon tangible près de la surface où les gradients de température sont les plus importants. On note également que plus en profondeur, la CHA des données corrigées de l'effet de la température est sensiblement différente de la classification obtenue sans cette correction.

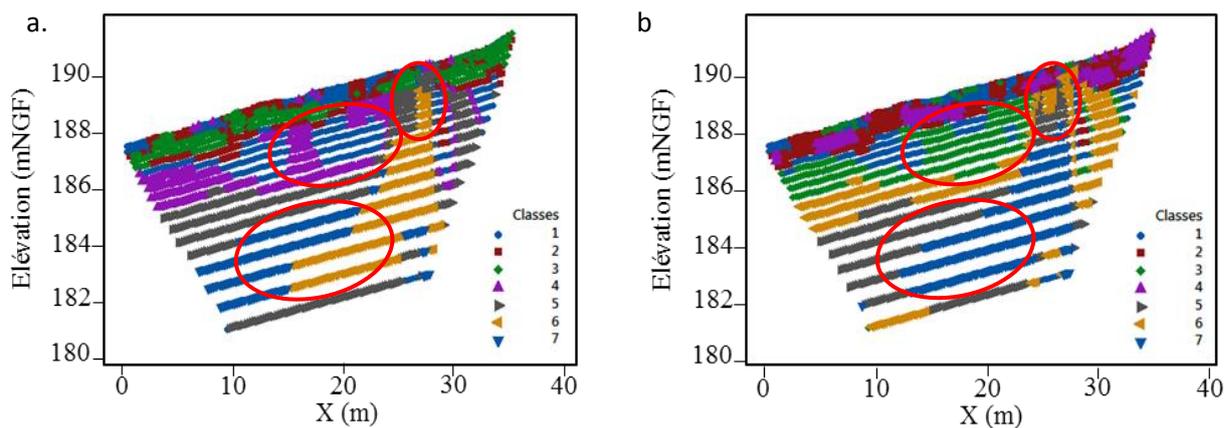


Figure II.10 : CHA des résistivités (a.) non corrigées et (b.) corrigées de l'effet de la température.

Les exemples montrés sur les Figure II.10 illustrent l'importance de faire la correction de température.

1.4. Echantillonnage

L'influence de l'état d'altération de la roche est contenu dans la loi d'Archie (Équation I.17) notamment *via* la porosité (ϕ), les facteurs et exposants des différentes phases, ainsi que le facteur « a ». Par exemple, une porosité plus forte implique une résistivité plus faible (cas où $S_r = 1$), et un exposant plus

élevé sur la porosité entraîne une résistivité plus forte. Dans ce travail, nous avons initié une caractérisation de la matrice des calcaires à l'échelle du laboratoire avec deux objectifs :

- évaluer si les matrices des formations calcaires superficielles et des calcaires plus profonds sont très différentes du point de vue de l'altération,
- « caler » une loi d'Archie à cette échelle afin d'argumenter le rôle de la matrice calcaire (porosité primaire) sur la résistivité mesurée à plus grande échelle.

En raison de préoccupations de conservation et de préservation du site, la réalisation de nouveaux sondages et forages n'est pas envisageable. Les données dont nous disposons sont issues de forages et sondages réalisés par Vouvé à la fin des années 60, de pénétromètres réalisés par Lopez (2009) et enfin un forage récent réalisé au cours de la thèse de Xu (2015). En complément, plusieurs tarières et petits forages ont été réalisés au cours de ma thèse et par Bruxelles et Camus (2014) à l'extérieur de l'enceinte dans les formations les plus superficielles.

Les sondages Vouvé ont été positionnés sur une carte en système d'information géographique (SIG) à partir des relevés cartographiques et des rapports Vouvé (1965-1968). Leur positionnement est entaché d'une certaine imprécision, que nous symbolisons sur la carte par la taille du cercle.

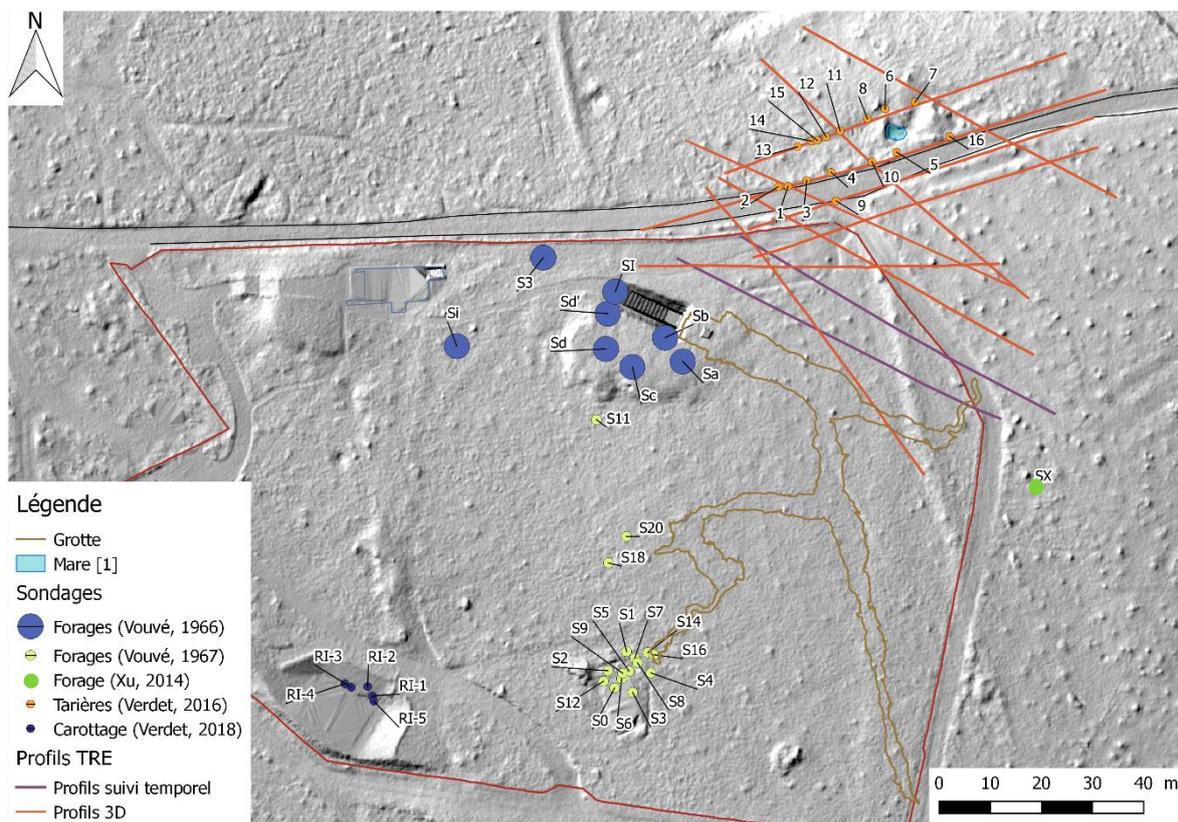


Figure II.11 : Localisation des sondages à Lascaux. Les forages Vouvé relevés en 1966 (violet) sont replacés avec une incertitude à 5 m, ceux relevés en 1967 (vert) sont replacés avec une incertitude à 2 m. Les tarières réalisées pendant cette thèse ont été relevées avec précision au théodolite. Il s'agit des tarières et des carottages RI-x.

Certaines carottes « Vouvé » ne sont pas restées intactes au cours du temps, les premiers mètres des carottes étant souvent manquants. Un nombre limité d'échantillons a été caractérisé à l'échelle du laboratoire dans le cadre de cette thèse. Par la suite, nous illustrerons l'intérêt de ces caractérisations

à l'échelle du laboratoire par quelques exemples pris de part et d'autre de la discontinuité à 179 mNGF qui sépare les calcaires superficiels des calcaires profonds (Xu *et al.*, 2016). Il s'agit d'échantillons issus des carottes Sa (1966), S8 (1967) et RI-4 (2018) :

- l'échantillon Sa-a provient de la carotte Sa (Vouvé, 1966) à 187,8 mNGF donc au-dessus de la limite à 179 mNGF. Il s'agit d'un calcaire superficiel (Figure II.12). Diverses analyses ont été réalisées sur cet échantillon : une lame mince pétrographique (60 μm d'épaisseur) a été caractérisée au MEB et par microanalyse X par sonde électronique. L'espace poreux de la matrice calcaire a été caractérisé par porosimétrie mercure.
- l'échantillon S8-b provient de la carotte S8 (Vouvé, 1967a) à 175,85 mNGF donc au-dessous de la limite à 179 mNGF. Il s'agit d'un morceau de calcaire compact pris en profondeur (Figure II.13). Cet échantillon a lui aussi été analysé au MEB, par microanalyse X et par porosimétrie mercure. La résistivité électrique de l'échantillon a en outre été mesurée en laboratoire.
- l'échantillon S8-aprime provient également de la carotte S8 (Vouvé, 1967a) à 179,2 mNGF. L'échantillon est à la limite entre les calcaires superficiels et profonds. Il semble en voie d'altération. La résistivité électrique de l'échantillon a été mesurée.
- l'échantillon RI4-ech bas provient d'un forage récent (2018) près de la réserve incendie, à 175,4 mNGF, donc sous la limite à 179 mNGF. Il comporte quelques veinules d'argiles. La porosité et la résistivité de l'échantillon ont été caractérisées.



Figure II.12 : Photo de l'échantillon et de la lame mince non couverte de Sa-a.

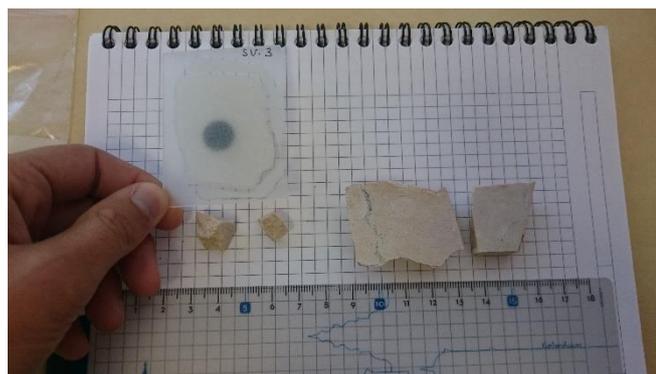


Figure II.13 : Photo de l'échantillon et de la lame mince non couverte de S8-b.

Nous précisons en outre que les tarières de 2016 ont permis de mieux comprendre l'organisation du karst et des résultats du suivi temporel en 3D. Les descriptions des carottes Vouvé sont présentées dans la thèse de Xu (2015) et les descriptions des tarières de 2016 sont présentées en Annexe 2.

1.5. Rôle de la végétation autour de la grotte

Xu *et al.* (2017) ont soulevé le rôle possible des arbres sur les données de résistivité. La connaissance de la répartition de la végétation est un aspect important pour la conservation de la grotte, les arbres étant impliqués dans la dégradation des calcaires *via* l'action des racines. Il existe deux types d'actions des racines sur le calcaire : une action chimique et une action mécanique. La respiration racinaire est

une des actions chimiques. En particulier, l'émission de CO₂ favorise la dissolution du calcaire autour des racines. Après la mort de l'arbre, les racines se dégradent et ajoutent au CO₂ des acides organiques, augmentant l'acidité du sol et le pouvoir de dissolution de l'eau sur le calcaire (Bonnefont, 1981).

La dégradation mécanique des racines est liée à l'enfoncement des racines dans la roche à la faveur de fractures. Si les racines ne peuvent pas pénétrer dans ces fractures, elles restent dans la partie superficielle, désagrégée (Bonnefont, 1978). Les arbres présents sur le site ont un système racinaire à pivot (chênes et pins notamment) en début de croissance. Le premier effet mécanique est un effet de succion, soit une migration de la matière vers la surface due à l'absorption des minéraux par les racines vers le haut. Il en résulte un effet de labour et de décompaction du sol. L'action du vent sur l'arbre entraîne des vibrations de l'arbre se répercutant jusqu'aux racines. Cela crée des déplacements dans le sol et peut aller jusqu'au chablis. C'est d'ailleurs suite à cela que l'entrée de la grotte a été découverte. D'autre part, l'eau s'infiltré le long des racines verticales, et après la mort de l'arbre ce phénomène est accentué par les cavités laissées par les racines sous forme de tubulure. Nous comprenons ainsi l'importance des arbres et de leurs systèmes racinaires sur le terrain environnant la grotte.

L'extension du système racinaire est également importante pour la connaissance des zones potentielles de pompage de l'eau dans le sol. Lebourgeois et Jabiol (2002) ont montré que le système racinaire des chênes dans le bois du Chapitre, en Meurthe et Moselle (présence de calcaire en plaquette à faible profondeur, terrain superficiel comparable à celui du site de Lascaux) présente une pénétration des pivots jusqu'à 1,1 m de profondeur et dans d'autres cas, une profondeur d'enracinement moyenne de 1,5 m (Drénou, 2006). Pour ce qui est de l'extension horizontale des racines, elle est très variable. Le rayon de l'emprise probable des racines est calculé comme le rayon de la zone sensible de la zone de protection des racines, tel que défini par Bonnarrdot (2017). Il s'agit d'une surface calculée autour de l'arbre, à partir de son diamètre à 1,30 m de hauteur multiplié par quatre. Cela permet de tracer la carte d'occupation racinaire probable sur le site de Lascaux (Figure II.14). Dans le cadre de ce mémoire, nous considérons que si l'emprise racinaire de l'arbre recoupe le profil de mesure, alors il est comptabilisé comme pouvant avoir une influence sur la teneur en eau du sol à cet endroit-là. Dans ce cas, la position de l'arbre est projetée orthogonalement sur le profil (Figure II.14).

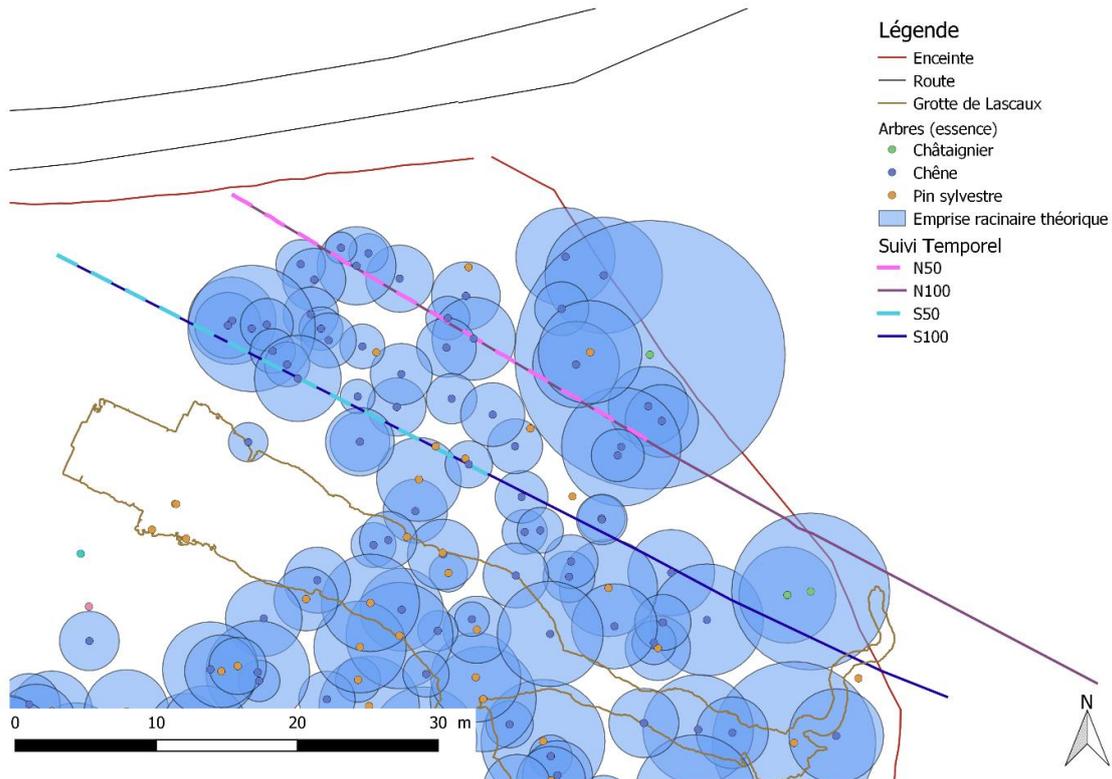


Figure II.14 : Emprise des racines sur les profils en fonction du diamètre du tronc.

Dix-sept arbres dont sept chênes et six pins ont été équipés de capteurs de flux de sève par le laboratoire Bordeaux Science Agro sous la supervision de Jean-Christophe Domec à partir de 2017 (Domec, 2017). Les arbres ont été choisis parmi les arbres d’avenir, autour de nos profils de mesures. Les résultats ont montré que le flux de sève dans les pins varie peu au cours de l’année. Le flux de sève des chênes est plus important à partir de mai – juin et diminue à partir de mi-novembre (Figure II.15). Un flux de sève plus important signifie que plus d’eau est pompée dans le sol par les racines. Cela provoque donc plus ou moins rapidement une diminution de l’eau dans le sous-sol.

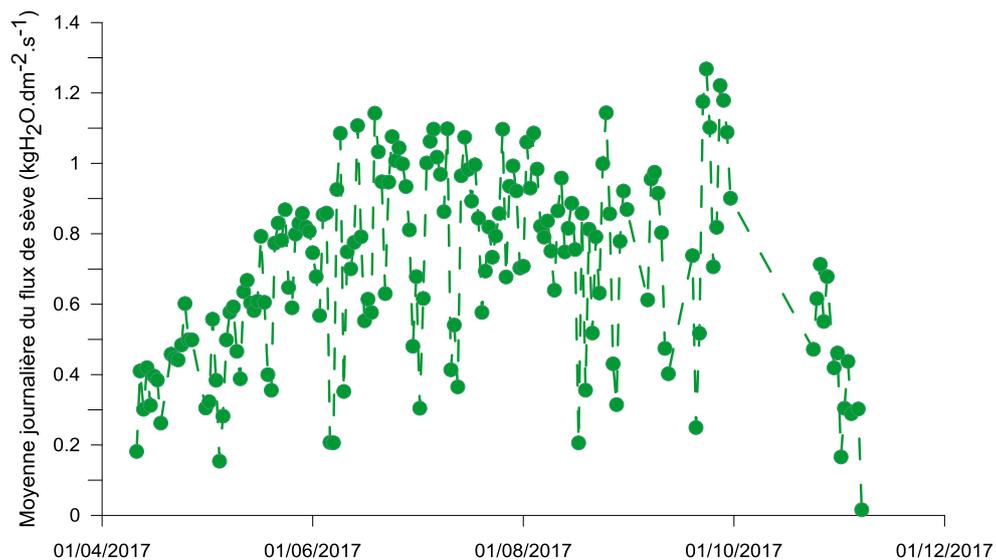


Figure II.15 : Flux de sève mesuré pour les chênes sur la période Avril –Novembre 2017 autour des profils de TRE. D’après les données de Domec (2017).

Chapitre 2. Étude des données du suivi temporel en 2D

Diverses méthodes existent pour l'étude d'un suivi temporel : l'inversion en « time-lapse » et les inversions une-à-une avec comparaisons qualitative et statistique. Xu (2015) a montré l'inefficacité de l'inversion de type time-lapse sur le site de Lascaux pour les données dont la profondeur excède 2 m en raison de la non prise en compte de l'effet de la température avec cette méthode. Les variations de résistivité observées sont vraisemblablement celles induites par la température. Nous nous intéressons ici aux méthodes statistiques, qualitative et quantitative, appliquées aux sections corrigées de l'effet de la température. Nous avons réalisé plusieurs classifications hiérarchiques ascendantes (CHA) et des analyses en composantes principales (ACP). Les résultats des inversions sont d'abord présentés (§2.1), puis, dans un deuxième temps sont présentés les résultats des CHA et des ACP (§2.2). Enfin, une synthèse et une interprétation de ces résultats est proposée (§2.3).

2.1. Résultats des inversions des quatre profils en suivi temporel

L'intégralité des profils inversés est présentée en Annexe 3. Seules les images des profils utiles à la compréhension qualitative des variations temporelles sont présentées dans cette section.

2.1.1. Profil nord 50 (N50)

Il s'agit du profil le plus au nord, en amont hydraulique de la grotte (Figure II.1). Sa longueur est de 35,5 m avec une élévation de la surface variant d'une altitude de 187,6 mNGF au nord-ouest (à gauche du profil) à une altitude de 191,6 mNGF au sud-est (à droite du profil). La profondeur atteinte est de 7,5 m environ (181 mNGF). Ce profil a donné lieu à cinquante-trois acquisitions tout au long du suivi temporel.

Les profils de résistivité (Figure II.16) présentent une répartition de la résistivité hétérogène, divisée en plusieurs zones identifiables sur chacun des profils :

- zone 1 : zone superficielle, entre 0 et 1 m de profondeur avec de fortes variations de résistivité, typique de la partie superficielle d'un massif,
- zone 2 : entre 1 et 3 m de profondeur, une zone de résistivité un peu plus homogène,
- zone 3 : entre 3 et 6 m de profondeur, une zone encore relativement homogène mais de résistivité beaucoup plus faible,
- zone 4 : entre 6 et 7,5 m de profondeur, une zone relativement homogène de résistivité plus élevée.

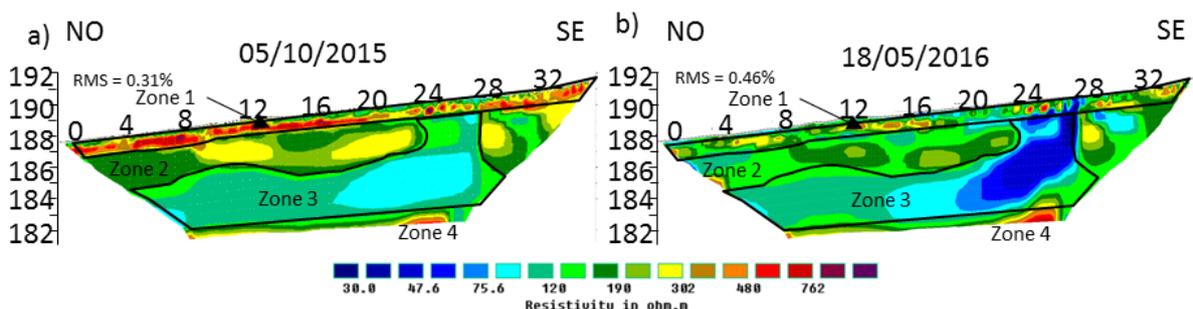


Figure II.16 : Exemples d'inversion du profil N50. À gauche, une date d'été/automne et à droite une date de l'hiver/printemps.

L'observation des profils au cours des six années de suivi temporel (Annexe 3.A) montre une cyclicité des variations de résistivité de chacune des zones. A la reprise des pluies, la résistivité de la zone superficielle (zone 1) décroît très rapidement. La zone 2 présente des variations similaires à celles de la zone 1. Avec un peu de décalage dans le temps par rapport à la reprise des pluies, la zone moins résistive en profondeur (zone 3) montre une résistivité qui décroît, jusqu'à des valeurs de résistivités de l'ordre de 30-40 $\Omega \cdot m$ (Figure II.16.b).

Enfin, la zone 4 (entre 6 et 7,5 m de profondeur) ne présente pas de variation au cours des six années de suivi temporel, avec une résistivité toujours élevée (>600 $\Omega \cdot m$). On en déduit que cette zone pourrait correspondre à une formation calcaire plus massive dans laquelle la grotte se développe, comme le suggérait Xu *et al.* (2017). Pour confirmer cette hypothèse, l'analyse du profil N100, se situant dans la continuité du N50, avec une profondeur d'investigation plus importante a été nécessaire.

A noter que la sensibilité diminue avec la profondeur. La zone 4, contenant l'anomalie de profondeur, est ainsi la zone dont la sensibilité est la plus faible (Figure II.17). Les résultats lui étant liés seront donc à prendre avec précautions.

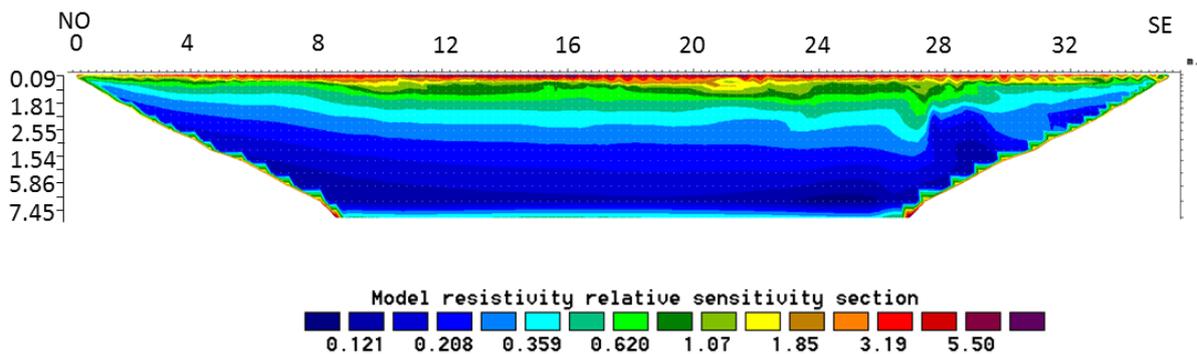


Figure II.17 : Sensibilité pour le profil N50.

2.1.2. Profil nord 100 (N100)

Ce profil partage la première électrode du profil N50 et le prolonge jusqu'à 71 m de longueur (Figure II.1). Son élévation de surface varie d'une altitude de 187,6 mNGF au nord-ouest (à gauche du profil) à une altitude de 194,9 mNGF au sud-est (à droite du profil). La profondeur atteinte est de 15 m environ (175,3 mNGF). Ce profil a donné lieu à cinquante-et-une acquisitions tout au long du suivi temporel.

Les profils de résistivité (Figure II.18) présentent à nouveau une forte hétérogénéité. Plusieurs zones sont ainsi définies. On retrouve sur le profil N100 (Figure II.18) les quatre zones imagées sur le N50 (Figure II.16) avec un espacement inter-électrodes de 50 cm :

- la zone 1, superficielle, entre 0 et 1,5 m de profondeur, avec des résistivités hétérogènes,
- la zone 2, entre 1,5 et 3,5 m de profondeur, plus homogène, de résistivité intermédiaire,
- la zone 3, entre 3,5 et 7 m de profondeur, de plus faible résistivité,
- la zone 4, entre 7 et 15 m de profondeur, plus profonde montre les résistivités les plus élevées.

A ce découpage, nous pouvons ajouter 3 zones supplémentaires :

- Zone 1^{bis} superficielle, dans le prolongement au sud-est de la zone 1. Nous distinguons ces deux zones (1 et 1^{bis}) en raison de la valeur de résistivité plus élevée de la zone 1^{bis}, atteignant

et dépassant les 1000 $\Omega\cdot m$. L'observation du site et les connaissances géologiques de l'endroit montrent la présence de sables roux dans toute cette zone 1^{bis}.

- Zone 3^{bis}, sensiblement dans la continuité au sud-est de la zone 3, et avec une résistivité proche de celle de la zone 3. On observe pour les deux dates présentées (Figure II.18) qu'une continuité spatiale entre les zones 3 et 3^{bis} semble s'établir en octobre 2015 (Figure II.18.a) alors que cette continuité est beaucoup plus faible en mai 2016 (Figure II.18.b).
- Zone 5, qui couvre toute la partie sud-est du profil, sous les sables. La résistivité de cette zone 5 est très faible, de l'ordre de 30 $\Omega\cdot m$.

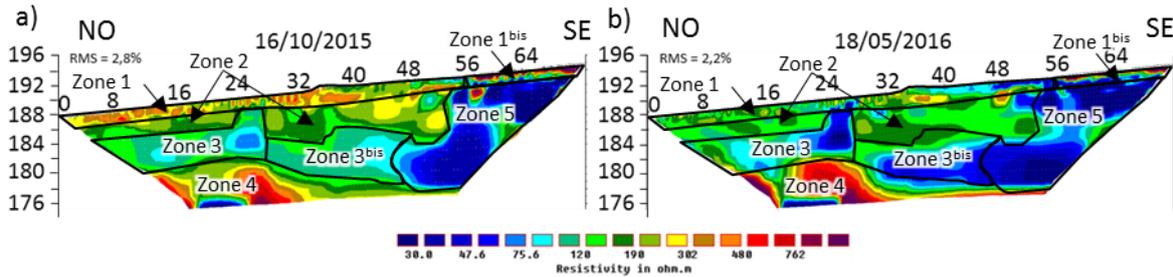


Figure II.18 : Exemples d'inversion du profil N100. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps. Nous présentons la date du 16/10/2015 car la mesure du 05/10/2015 n'existe pas.

Au cours du suivi temporel (Annexe 3.B), nous avons observé de très faibles variations temporelles de résistivité dans les zones 4 et 5. La résistivité élevée de cette zone 4 suggère que l'hypothèse faite à la suite de l'analyse de la zone 4 du profil N50, attribuant cette zone à des calcaires massifs, est vraisemblable. Pour ce qui est de la zone 5, en raison de la résistivité faible et sachant que des argiles ont été décrites sur le site (Lopez, 2009), nous en déduisons que cette zone présente des argiles ou sables argileux.

Enfin, ce que nous avons pressenti par l'observation de la zone 3^{bis} aux dates estivales/automnales (Figure II.18.a) et hivernales/printanières (Figure II.18.b), se confirme au cours des six années (voir Annexe 3.B) : aux dates estivales et automnales, une continuité de résistivité faible se crée entre les zones 3 et 3^{bis}, cette continuité étant plus faible aux dates hivernales/printanières.

Au bas de la zone 4, entre 16 et 24 m le long du profil, nous observons une anomalie très conductrice variant très sensiblement au cours du temps. Une faible connexion semble s'établir entre cette anomalie et la zone 3 de manière périodique. Xu (2015) avait attribué cette anomalie à une anomalie numérique. Cependant, on retrouve des traces de cette anomalie sur d'autres profils, notamment sur le S100 (PARTIE II.2.1.4) et tous les profils OE2-n du 3D autour de la mare, ainsi que sur les profils NS2-4 et NS2-5 (cf. Chapitre 3 et Annexe 5). Nous en concluons que cette anomalie reflète plutôt une réalité physique, ce qui pourrait être l'effet d'une structure plus conductrice dont la profondeur est supérieure à celle atteinte par les profils. De plus, une modélisation sous Res2DMod v.3.02.06 d'une telle structure (Figure II.19.a) donne le même type d'anomalie en profondeur (Figure II.19.b), ce qui confirmerait l'existence d'une telle structure hors du profil.

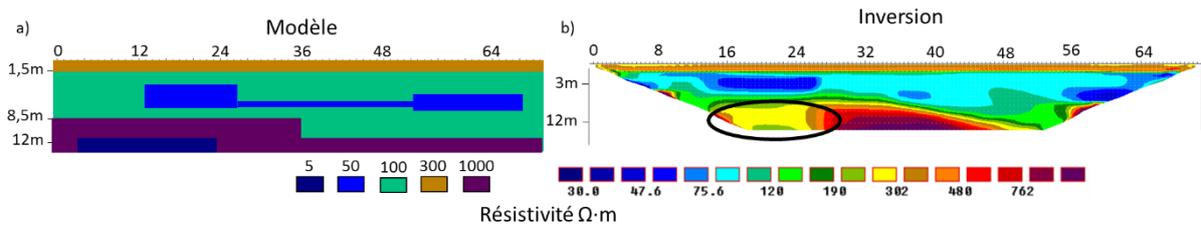


Figure II.19 : Modèle (a) et inversion dudit modèle (b) expliquant l'anomalie (cerclée en noir sur l'inversion) du profil N100.

2.1.3. Profil sud 50 (S50)

Il s'agit du profil le plus au sud, en amont hydraulique de la grotte (Figure II.1). Sa longueur est de 35,5 m, avec une élévation en surface variant de 186,4 mNGF au nord-ouest (à gauche du profil sur la Figure II.20) à 190,2 mNGF au sud-est (à droite du profil sur la Figure II.20). La profondeur atteinte est de 7,5 m environ (180,3 mNGF). Ce profil a donné lieu à 51 acquisitions tout au long du suivi temporel.

Ce profil est parallèle au profil N50, à 8 m de distance. A son image, les valeurs de résistivité sont réparties de manière très hétérogènes sur tout le profil (Figure II.20), que nous découpons en 4 zones :

- zone 1 : superficielle et hétérogène, sur environ 2 m d'épaisseur.
- zone 2 : entre 2 et 5 m de profondeur. Cette zone se situe dans la continuité spatiale de la zone 2 du profil N50, avec une résistivité assez homogène et de valeur intermédiaire.
- zone 3 : entre 1,5 et 5 m de profondeur. Elle est séparée en deux anomalies de faible résistivité. En octobre 2015, l'anomalie ouest est séparée de l'anomalie est par une zone de plus forte résistivité qu'au mois de mai 2016 tout en étant elle-même de plus faible résistivité.
- zone 4 : entre 5 et 7,5 m dans la continuité de la zone 4 du profil N50, avec une résistivité élevée. Une anomalie plus conductrice apparait également dans cette zone, dans la continuité de celle du N100, allant dans le sens d'une origine physique de cette anomalie.

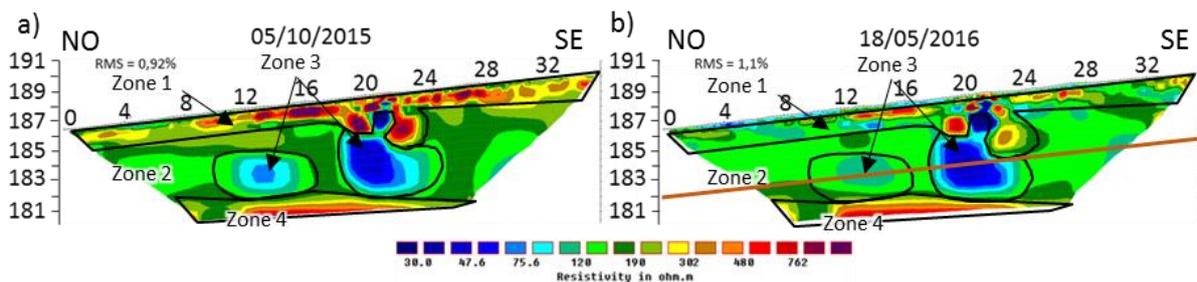


Figure II.20 : Exemples d'inversion du profil S50. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps

Au cours des six ans du suivi temporel (Annexe 3.C), la résistivité de la partie « est » de la zone 3 est plus résistive et a une extension moindre en été et en automne (Figure II.20.a) qu'en hiver et au printemps (Figure II.20.b). La partie ouest de la zone 3 se comporte différemment : la résistivité est plus élevée en hiver/printemps et plus faible en été/automne. De plus, on remarque qu'à certaines dates (20/10/2016 et 14/06/2017, Annexe 3.C et 18/05/2016 sur la Figure II.21), les deux anomalies est et ouest habituellement bien distinctes (exemple du 05/10/2015 sur la Figure II.21) sont reliées par une structure de résistivité plus faible entre 15 et 20 m.

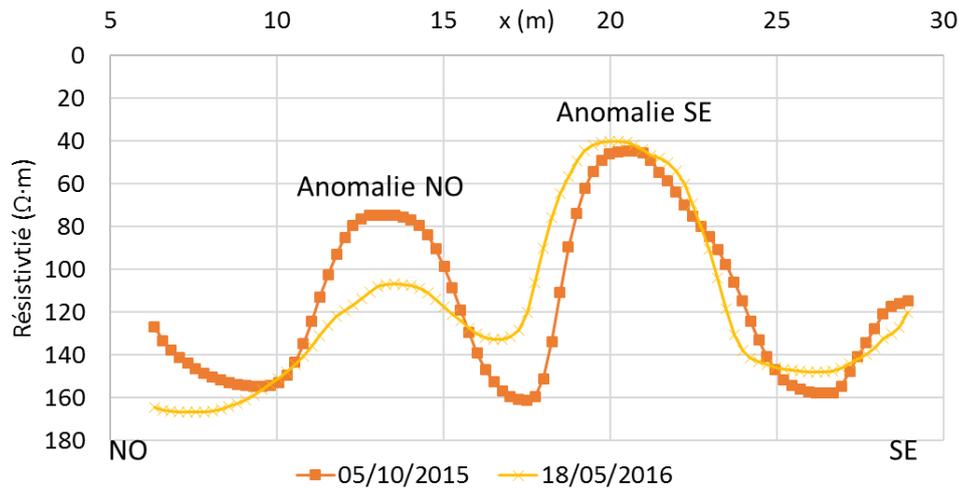


Figure II.21 : Valeur de la résistivité extraite du modèle de résistivité à 5 m de profondeur à deux dates (trait orange sur la Figure II.20).

Les zones 4 et 1 évoluent, quant à elles, comme les zones 4 et 1 du profil N50 : la zone 4 reste très homogène et varie peu au cours du temps ; la zone 1 varie fortement au cours du temps.

2.1.4. Profil sud 100 (S100)

Le profil partage la première électrode du profil S50 et le prolonge jusqu'à atteindre 71 m de longueur (Figure II.1). Son élévation varie en surface de 186,4 mNGF au nord-ouest (à gauche du profil sur la Figure II.22) à 193,2 mNGF au sud-est (à droite du profil sur la Figure II.22). La profondeur atteinte est de 15 m environ (174,2 mNGF). Ce profil a donné lieu à 52 acquisitions tout au long du suivi temporel.

Ce profil est parallèle au profil N100. On y retrouve les zones déjà identifiées sur le profil S50 (Figure II.22) :

- la zone 1, superficielle et très hétérogène, sur 2 m d'épaisseur.
- la zone 2, intermédiaire et de résistivité moyenne. Sa profondeur est comprise entre 2 et 7 m au nord-ouest et 15 m au sud-est.
- la zone 3, de résistivité faible, avec les deux anomalies (est et ouest) décrites sur le profil S50. Sa profondeur est comprise entre 2 et 7 m.
- la zone 4, homogène, de résistivité élevée avec le même type d'anomalie conductrice décrite sur les profils N100 et S50 confirmant l'hypothèse d'une réalité physique de cette anomalie. Sa profondeur est comprise entre 7 et 15 m au nord-ouest et décroît jusqu'à presque disparaître au sud-est.

Comme sur le profil N100, on distingue deux zones supplémentaires :

- Zone 3^{bis}, dans le prolongement de la zone 3. La résistivité y est plus faible que celles des zones 2 et 3. Sa profondeur est comprise entre 2 et 7 m.
- Zone 5, de résistivité faible et dans le prolongement spatial de la zone 5 du profil N100 attribuée à des formations argilo-sableuses. Sa profondeur est comprise entre 4 et 15 m.

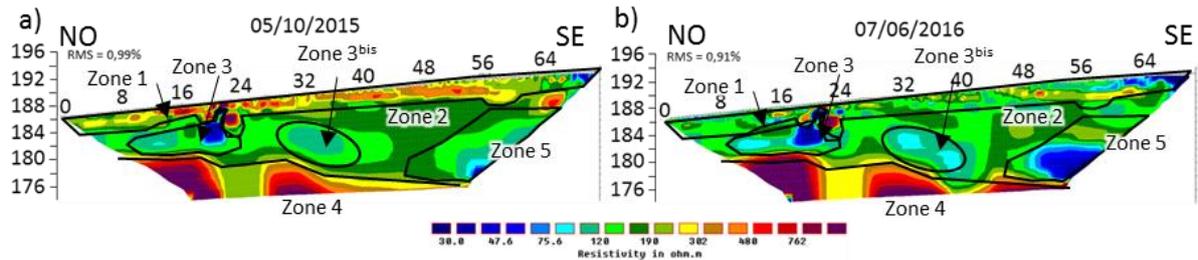


Figure II.22 : Exemple d'inversion du profil S100. A gauche, une date d'été/automne et à droite, une date d'hiver/printemps. N'ayant pas de mesure le 18/05/2016, nous présentons ici les données pour le 07/06/2016 (printemps/été).

Au cours du suivi temporel (Annexe 3.C), la résistivité de la zone 3 varie de la même manière que celle de la zone 3 du profil S50, avec cependant une différence : le lien entre les anomalies ouest et est semble plus permanent que sur le profil S50, probablement dû à un effet de la taille des blocs, plus important pour le profil S100 que le profil S50. Ensuite, la résistivité de la zone 3^{bis} varie tant temporellement que spatialement, s'étendant parfois jusqu'à la zone 3. Le comportement de la zone 5 est sensiblement similaire à celui des zones 5 et 3^{bis} du profil N100 : la résistivité diminue en hiver/printemps et augmente en été/automne. Enfin, les zones 1 et 4 présentent les mêmes variations que les zones 1 et 4 des profils N100 et S50.

2.2. Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA)

L'observation de l'évolution des valeurs de résistivité au cours des six années de suivi temporel donne une première idée du fonctionnement du massif au cours du temps et permet de subodorer les grandes tendances en terme d'assèchement et d'humidification du massif. Afin de préciser et de quantifier ces tendances, les données de résistivité ont été traitées à l'aide de deux méthodes statistiques : l'Analyse en Composantes Principales (ACP) et la Classification Hiérarchique Ascendante (CHA). Ces deux analyses multivariées sont réalisées avec le logiciel Minitab 18®.

2.2.1. Principe de l'ACP et de la CHA

2.2.1.1 Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'analyse en composantes principales permet de transformer une série de variables en de nouvelles variables indépendantes, appelées composantes principales. Cela permet de diminuer le nombre de variables à analyser et de faciliter la compréhension des relations entre les données. De plus, nous avons ici choisi de normaliser les résistivités de chaque bloc (chaque individu) par la taille des blocs comme cela a été publié par Xu *et al.* (2016).

Les blocs auxquels les résistivités sont attribuées au cours d'une inversion ont une taille qui augmente avec la profondeur. Le volume de terrain représenté par la résistivité n'est alors pas le même entre un bloc proche de la surface (petit) et un bloc en profondeur (grand), alors que le poids statistique de la résistivité des deux blocs est le même. Les résistivités sont donc pondérées par l'aire du bloc correspondant (Xu *et al.*, 2017), donnant la résistivité normalisée par unité de surface (Équation II.3) :

$$\rho_{US_i} = \frac{\rho_i}{S_{bloc_i}} \quad \text{Équation II.3}$$

avec ρ_{US_i} la résistivité par unité de surface, S_{bloc_i} la surface du bloc « *i* » de résistivité ρ_i .

Ensuite, afin de limiter l'influence de valeurs élevées de résistivité, on utilise les logarithmes en base 10 des résistivités normalisées, qui, ensuite, sont centrées et réduites (Équation II.4) :

$$[\log_{10}(\rho)]_{DCR_i} = \frac{\log_{10}(\rho_{US_i}) - \overline{\log_{10}(\rho_{US})}}{\sigma_{\log_{10}(\rho_{US})}} \quad \text{Équation II.4}$$

avec $[\log_{10}(\rho)]_{DCR_i}$ le log10 de la résistivité centré réduit, $\overline{\log_{10}(\rho_{US})}$ la moyenne du log10 de la résistivité par unité de surface et $\sigma_{\log_{10}(\rho_{US})}$ l'écart-type du log10 de la résistivité par unité de surface.

Pour chacun des blocs des profils et pour chaque date, nous disposons de la résistivité corrigée de l'effet de la température. Ces données sont organisées en une matrice à autant de lignes que de blocs et autant de colonnes que de dates auxquelles les mesures ont été réalisées. L'analyse en composantes principales est une méthode efficace pour de tels ensembles de données. Elle permet une représentation visuelle dans des plans dits factoriels, absorbant le maximum de variance possible (c.à.d. le maximum de dispersion). Cette représentation se fait dans les axes principaux issus, dans notre cas, de la diagonalisation de la matrice des corrélations puisque les données ont été centrées et réduites (DCR). La variance totale est égale au nombre de variables (*i.e.* de dates). Les axes principaux sont porteurs de nouvelles variables indépendantes entre elles et dont les corrélations avec les variables initiales (les dates) sont représentées dans chacun des plans de l'hypersphère des corrélations.

2.2.1.2 Classification Hiérarchique Ascendante (CHA)

La CHA est la seconde méthode statistique multivariée utilisée, complémentaire à l'ACP. Le principe général est de regrouper entre eux des individus proches sur un critère de distance (distance euclidienne) et avec une méthode d'agrégation (méthode de Ward). On obtient alors un dendrogramme à partir duquel est défini le nombre de classes. Les blocs sont regroupés en classes dont le comportement résistif a été semblable au cours de la période de mesure. Sur chaque profil (N50, N100, S50 et S100) est représentée l'appartenance d'un bloc à une classe. Une analyse spatiale et temporelle des profils est ainsi rendue possible.

2.2.2. Traitements statistiques des valeurs de résistivité électrique des quatre profils

Les premières analyses réalisées par classification hiérarchique ascendante (CHA) et analyses en composantes principales (ACP) des 53 dates montrent des différences par rapport aux analyses de Xu *et al.* (2017). Afin de mieux comprendre les phénomènes, nous avons choisi de traiter séparément les données analysées par Xu (2015) et celles obtenues depuis. Nous faisons l'hypothèse que les différences observées entre ces deux périodes peuvent être dues à une différence de pluviométrie. En effet, entre la période allant du 06/06/2012 au 28/03/2014 (660 jours), et la période bien plus longue allant du 18/12/2014 au 08/12/2017 (1086 jours), la pluviométrie a varié, passant de 2 à 1,4 mm.j⁻¹. Le débit cumulé a, lui, diminué entre ces périodes, passant de 1,6 à 0,7 m³.j⁻¹. La première période sera donc nommée « humide » (PH, de juin 2012 à mars 2014) et la seconde période de « sèche » (PS, de décembre 2014 à décembre 2017). Une CHA et une ACP sont réalisées pour chacun des quatre profils et pour chacune des deux périodes.

La lithologie et les propriétés électriques de la matrice seront considérées comme invariantes au cours du temps. La porosité ne varie pas et la résistivité du fluide (ici, de l'eau) varie peu au cours du temps : Houillon (2016) mesure une variation de la conductivité de l'eau au SAS1 de 630 à 710 μS.cm⁻¹, soit de 16 à 14 Ω.m. Selon la loi d'Archie (1942, voir PARTIE I.2.2.1), les variations de résistivités observées ne

sont alors dues qu'à des variations de degré de saturation (quantité d'eau présente dans les pores). Par la suite, le parallèle entre degré de saturation et résistivité sera fait directement.

2.2.2.1 Profil sud 50 (S50)

La synthèse des statistiques élémentaires de chacune des deux périodes, humide (PH) et sèche (PS), est présentée en Figure II.23.

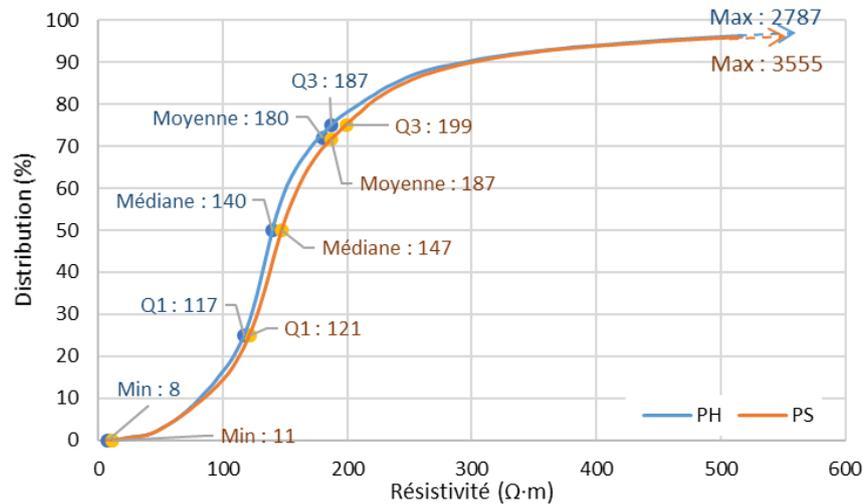


Figure II.23 : Fonction de distribution des résistivités aux périodes humide (PH, en bleu, 2012 – 2014) et sèche (PS, en orange, 2014 – 2017). Profil S50. Les valeurs données sur les courbes sont en $\Omega \cdot m$. Q1 et Q3 sont les premier et troisième quartiles.

La distribution des résistivités en Figure II.23 montre une augmentation générale des résistivités de la période humide à la période sèche. Le changement de résistivité s'explique par une diminution de la quantité d'eau globale d'une période à l'autre.

Par ailleurs, et comme le montrera l'ACP (Figure II.24.a et Figure II.25.a), une première catégorisation des dates en deux groupes est possible selon la disposition des dates sur le cercle des corrélations (F1 ;F2). En effet, les résultats des deux ACP montrent pour chacune des périodes (PS et PH) des composantes positives sur l'axe F1 pour toutes les dates et, dans un cas comme dans l'autre, des composantes positives ou négatives sur l'axe F2. Nous réunissons, à ce stade de l'étude, les dates des deux périodes ; dans le groupe G1 si elles ont des composantes positives sur F2 et dans le groupe G2 si elles ont des composantes négatives sur F2.

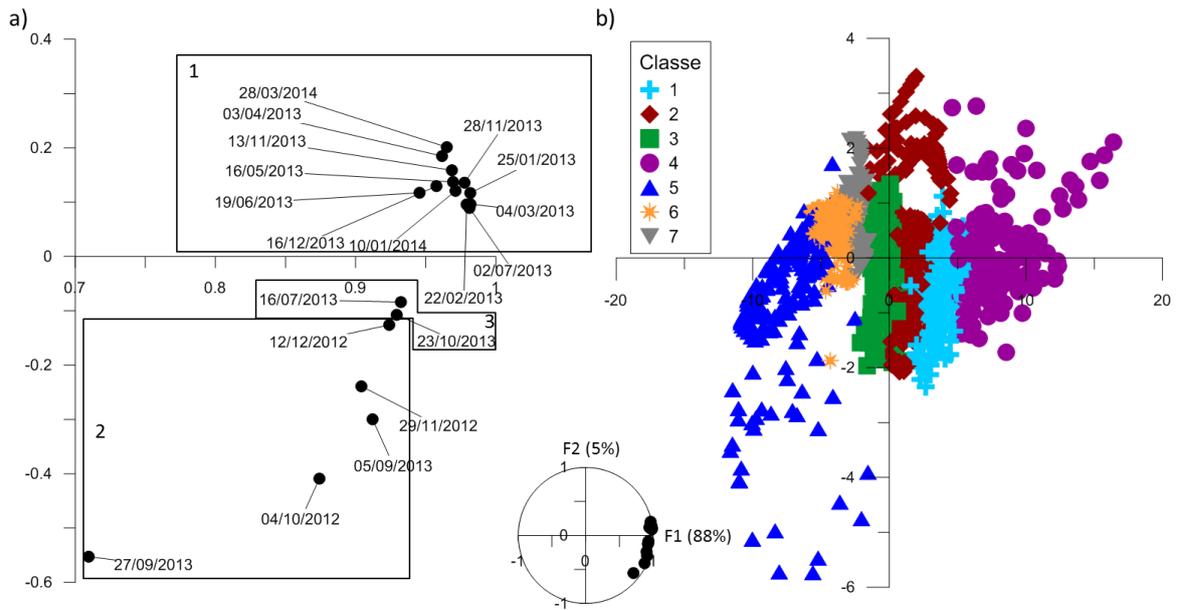


Figure II.24 : Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil S50. (a) Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). On trouve les dates appartenant au groupe 1, au groupe 2 et au groupe 3⁷. La variance absorbée est précisée sur la figure. (b) plan (F1;F2) où chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

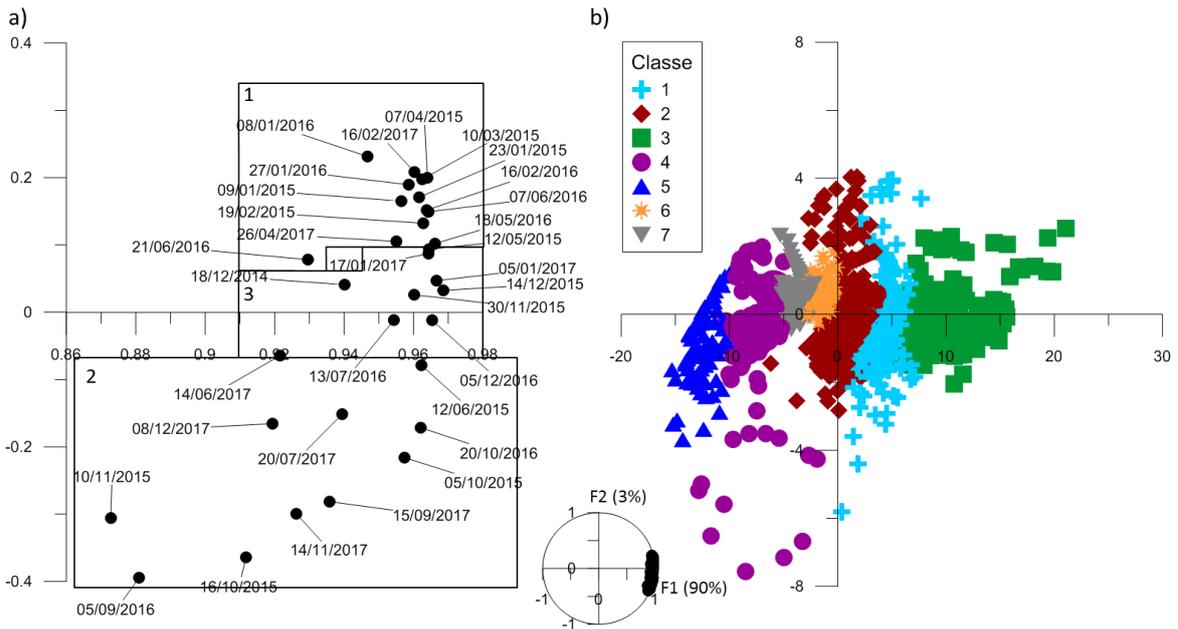


Figure II.25 : Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la période sèche pour le profil S50. (a) Agrandissement du cercle des corrélations avec projection des variables (dates). On trouve les dates appartenant au groupe 1, au groupe 2 et au groupe 3⁷. La variance absorbée est précisée sur la figure. (b) plan (F1;F2) où chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

⁷Certaines des dates appartenant aux groupes 1 et 2 seront ensuite réunies dans un nouveau groupe, le groupe 3 (cf. paragraphe ci-dessous), qui pour des raisons de simplification des représentations graphiques est déjà identifié sur ces deux figures.

Les Figure II.24 et Figure II.25 montrent des résultats obtenus avec des valeurs transformées (les $\log_{10}(\rho)$). Par la suite, les calculs sont effectués sur les résistivités. Les médianes et moyennes de chaque groupe de dates de chaque période sont comparées. Les résultats sont synthétisés dans le Tableau II.1 et Figure II.26.

Tableau II.1 : Médianes, moyennes et extrema des valeurs de résistivité pour les dates des groupes 1 et 2 des périodes humide et sèche. Profil S50.

		Période humide (2012-2014)	Période sèche (2014-2017)
Groupe 1 (F2>0)	médiane	134	140
	moyenne	157	166
	minimum	10	11
	maximum	1424	1611
Groupe 2 (F2<0)	médiane	161	164
	moyenne	219	219
	minimum	8	11
	maximum	2787	3555

Les fonctions de distributions (Figure II.26) calculées pour les dates des groupes G1 et G2 aux deux périodes montrent plusieurs différences d'une période à l'autre. D'abord, l'écart entre les valeurs de Q3 pour les deux groupes est plus important en période humide (74 $\Omega \cdot m$, Figure II.26.a) qu'en période sèche (56 $\Omega \cdot m$, Figure II.26.b) avec des valeurs de résistivité de Q3-PH du groupe 1 plus faibles que celles de Q3-PS, et inversement pour le groupe 2. Par ailleurs, en période sèche les résistivités élevées des deux groupes de dates se rapprochent plus qu'en période humide. Les courbes montrent également que les résistivités maximales des deux groupes sont un peu plus élevées en période sèche qu'en période humide, alors que les résistivités minimales restent très proches.

Ainsi, le terrain semble globalement plus sec en période sèche, quel que soit le groupe de dates, et que les variations de degré de saturation du sol d'un groupe de date à l'autre sont plus importantes en période humide qu'en période sèche. Le sol semble être le plus humide en périodes humides aux dates du groupe 1.

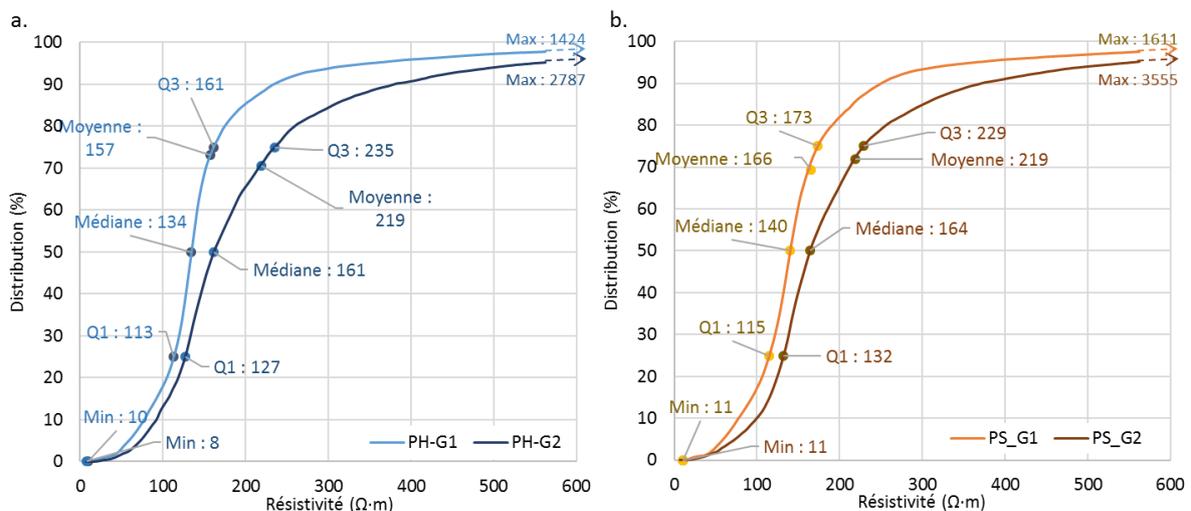


Figure II.26 : Fonctions de distribution des résistivités du profil S50 suivant les groupes de dates (G1 en orange et G2 en bleu) et les périodes (a) période humide et (b) période sèche.

La Figure II.27 montre par ailleurs que les moyennes et les médianes évoluent de manière similaire au cours des deux périodes. Aux dates auxquelles la résistivité est faible, les écarts entre la moyenne et la médiane restent constants, autour de 20-25 $\Omega\cdot m$. En revanche, pour les dates où la résistivité est plus élevée, l'écart augmente avec les valeurs de résistivité, jusqu'à atteindre environ 70 $\Omega\cdot m$ (Figure II.27).

Un schéma de comportement général de la résistivité au cours du temps se dégage sur la Figure II.27 : d'une part, les résistivités médianes et moyennes atteignent toutes deux un palier de valeur faible, autour de 130 $\Omega\cdot m$ pour les médianes et autour de 150 $\Omega\cdot m$ pour les moyennes en période humide (et 140 et 160 $\Omega\cdot m$ en période sèche). D'autre part, les résistivités médianes et moyennes augmentent de manière à atteindre un pic de valeur élevée oscillant entre 180 et 200 $\Omega\cdot m$ pour la médiane et entre 260 $\Omega\cdot m$ et 280 $\Omega\cdot m$ pour la moyenne, quelle que soit la période (Figure II.27).

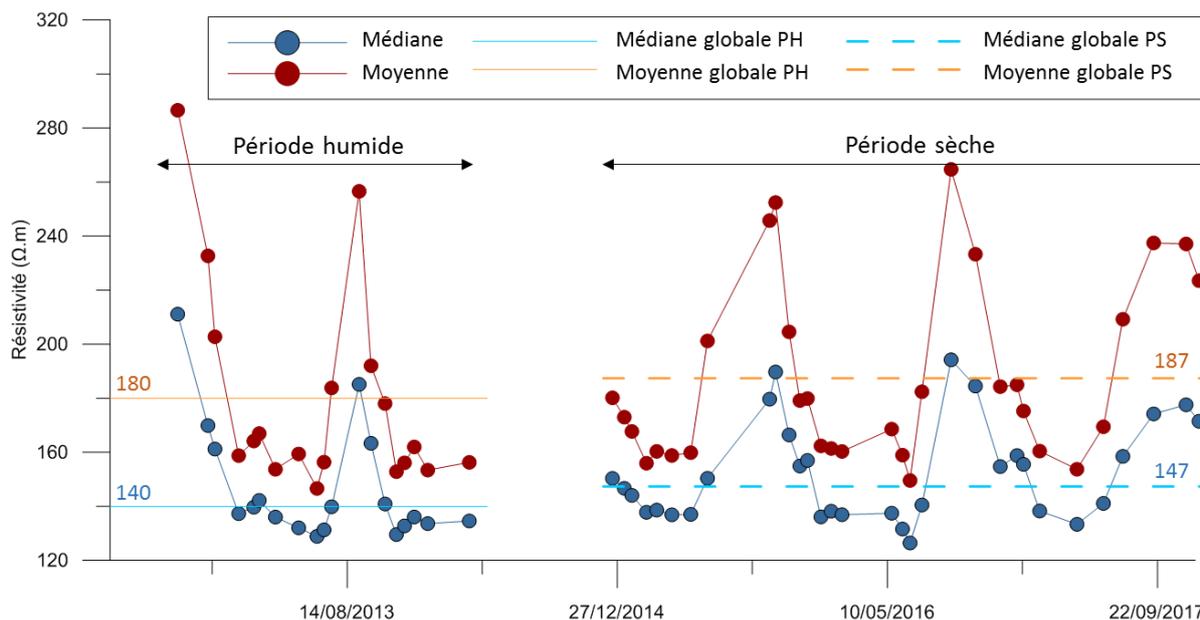


Figure II.27 : Evolution des médianes et moyennes au cours du temps pour le profil S50. Les périodes sèches (PS) et humides (PH) sont représentées. Les lignes représentent les médianes et moyennes globales de chacune des périodes.

De manière plus détaillée, des différences apparaissent entre période humide et période sèche, en plus des différences de valeurs des résistivités médianes et moyennes déjà évoquées. L'évolution au cours de la période humide des valeurs médianes et moyennes est comparée respectivement à la médiane globale de toutes les valeurs de la période humide et à la moyenne globale de toutes les valeurs de la période humide. La même comparaison est réalisée pour la période sèche (Figure II.27). La durée pendant laquelle la médiane des résistivités pour chaque date est supérieure à la médiane globale est plus faible lors de la période humide (deux à trois mois) que lors de la période sèche (quatre à six mois). Il en va de même pour les moyennes. Inversement, la durée pendant laquelle les valeurs médianes (respectivement pour les valeurs moyennes) des résistivités sont faibles est plus longue durant la période humide que durant la période sèche (Figure II.27).

La position de la résistivité médiane (respectivement moyenne) pour une date donnée par rapport à la médiane (idem moyenne) générale de sa période d'appartenance (Figure II.27) permet d'affiner la catégorisation des groupes 1 et 2 obtenus à partir de l'analyse de la composante F2 en trois groupes :

- les dates dont la résistivité médiane (respectivement moyenne) est inférieure à la médiane (respectivement moyenne) générale de la période restent catégorisées comme appartenant au groupe 1 (G1). La résistivité à ces dates est donc plus faible qu'aux dates des autres groupes.
- les dates dont la résistivité médiane (respectivement moyenne) est supérieure à la médiane (respectivement moyenne) générale de la période restent catégorisées comme appartenant au groupe 2 (G2). La résistivité à ces dates est donc plus forte qu'aux dates des autres groupes.
- enfin, les dates dont la résistivité médiane est inférieure (respectivement supérieure) à la médiane générale de la période et dont la moyenne est supérieure (respectivement inférieure) à la moyenne générale de la période sont catégorisées comme appartenant au groupe 3 (G3). La résistivité à ces dates est donc plutôt intermédiaire, entre celle des deux autres groupes.

Une observation des Figure II.24.a et Figure II.25.a permet de retrouver ces trois groupes de dates. Les dates sont réparties de part et d'autres de l'axe F1, suivant que leur composante (*i.e.* corrélation) sur F2 est positive ou négative. Il s'ensuit (Figure II.24.b et Figure II.25.b) que la résistivité des blocs croissante avec F1 croissant, aura aussi tendance à être de plus en plus élevée lorsque leur composante sur l'axe F2 sera élevée aux dates du groupe 1 et décroissante aux dates du groupe 2. On distingue donc un troisième groupe de dates : celles dont la composante sur F2 est proche de zéro. Ainsi, les dates sont réparties dans la Figure II.28 :

2012-2013 : 04/10/2012 - 29/11/2012 - 12/12/2012 - 25/01/2013 - 22/02/2013 - 04/03/2013 - 03/04/2013 -
 16/05/2013 - 19/06/2013 - 02/07/2013 - 16/07/2013 - 05/09/2013 - 27/09/2013

2013-2014 : 23/10/2013 - 13/11/2013 - 28/11/2013 - 16/12/2013 - 10/01/2014 - 28/03/2014

2014-2015 : 18/12/2014 - 09/01/2015 - 23/01/2015 - 19/02/2015 - 10/03/2015 - 07/04/2015 - 12/05/2015 - 12/06/2015

2015-2016 : 05/10/2015 - 16/10/2015 - 10/11/2015 - 30/11/2015 - 14/12/2015 - 08/01/2016 - 27/01/2016 - 16/02/2016 -
 18/05/2016 - 07/06/2016 - 21/06/2016 - 13/07/2016 - 05/09/2016

2016-2017 : 20/10/2016 - 05/12/2016 - 05/01/2017 - 17/01/2017 - 16/02/2017 - 26/04/2017 -
 14/06/2017 - 20/07/2017 - 15/09/2017

2017 : 14/11/2017 - 08/12/2017

Figure II.28: Appartenance des dates à chaque catégorie pour chaque cycle : G1 en bleu, G2 en rouge et G3 en orange.

La Figure II.28 montre une périodicité au cours d'une année du type G2-G3-G1 la plupart du temps (ce n'est pas le cas en juillet 2013, PH). A l'exception de l'année 2013 (année particulièrement humide), les dates du groupe 1 démarrent toujours en janvier-février. Les dates du groupe 2 démarrent en juillet (sauf en 2016 ou elles démarrent en septembre ou août car ces années sont sèches). En 2012-2013, les dates du groupe 2 s'étendent jusqu'en décembre suivi d'un long moment durant lequel les dates appartiennent au groupe 1, jusqu'à au moins juillet 2013 (7 mois).

Les dates du groupe 1 sont systématiquement associées à un écoulement dans le SAS1 (Figure II.29). Et au contraire, les dates du groupe 2 sont associées à l'absence d'écoulement (sinon à la présence de quelques gouttes) dans le SAS1. Les dates du groupe 3 correspondent à des périodes de transition entre les dates des groupes 1 et 2 ; ces dernières sont actuellement en nombre insuffisant, la période de transition pouvant être plus rapide que le temps entre une date G1 et une date G2. Cela pourrait expliquer l'absence de dates appartenant au groupe 3 entre décembre 2012 et janvier 2013.

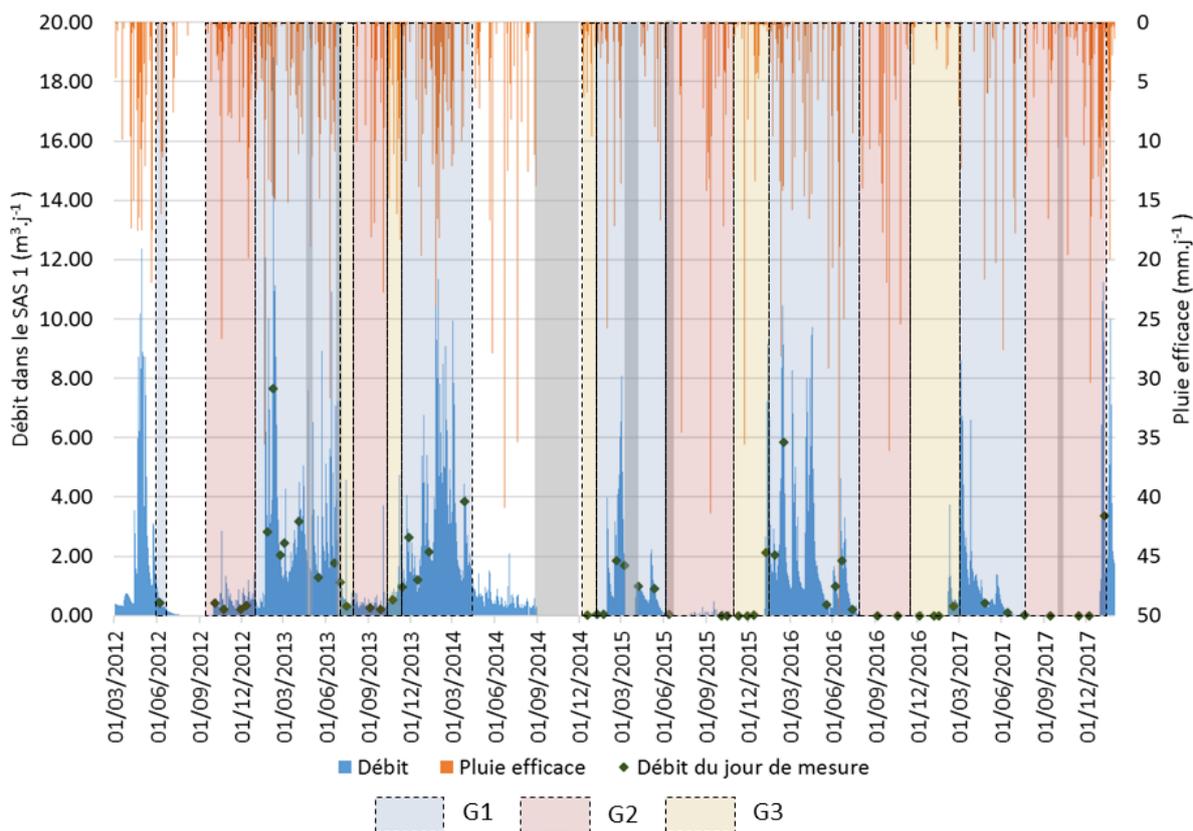


Figure II.29 : Pluie efficace, débit et dates des mesures. L'appartenance aux trois groupes de dates identifiés est représentée.

L'analyse du cercle des corrélations montre que toutes les dates ont une très forte composante positive selon F1. Les blocs sont tous rangés dans l'ordre des résistivités croissantes selon l'axe F1 (Figure II.24 et Figure II.25). Les composantes positives des dates du groupe 1 (corrélations positives) indiquent que, pour ces dates, les blocs ayant une composante donnée sur F1 présentent des résistivités croissantes avec F2 croissant. Ces mêmes blocs présentent des résistivités décroissantes avec F2 croissant aux dates du groupe G2. Ainsi (Figure II.24.b et Figure II.25.b) :

- la résistivité est croissante avec F2 croissant au cours des dates du groupe G1,
- la résistivité est décroissante avec F2 croissant au cours des dates du groupe G2.

La médiane aux dates des groupes G1 et G3 a augmenté de la période humide (PH) à la période sèche (PS) (Tableau II.2). En revanche, la médiane est sensiblement la même pour les dates du groupe 2 (G2). Cela signifie que lors des dates appartenant aux groupes G1 et G3, la quantité d'eau présente dans le sol est plus faible en période sèche qu'en période humide. Aux dates du groupe 2 (G2), le terrain s'assèche autant en période sèche qu'en période humide.

Tableau II.2 : Médianes des résistivités pour les périodes humide (PH) et sèche (PS) aux dates du groupe 1 (G1), du groupe 2 (G2) et du groupe 3 (G3) comme définis Figure II.28. Profil S50.

Médiane ($\Omega \cdot m$)	PH	PS	Globale
G1	134	137	136
G3	141	155	150
G2	174	173	173

Le milieu étant karstique, il n'est pas homogène. Certaines zones sont plus ou moins sensibles aux variations de quantité d'eau dans le sous-sol, soit en raison des différences de porosité des matériaux, soit en raison de la nature différente des matériaux. L'observation des résultats de la CHA met à jour ces différentes zones dont le comportement est variable.

A partir du résultat de la CHA, nous avons coupé le dendrogramme pour créer 2, 3 et finalement 7 classes. Les dendrogrammes coupés à 2 et 3 classes regroupent les blocs de telle sorte que l'on retrouve la stratification du massif.

Les sept classes sont reportées dans l'espace (F1 ;F2) sur la Figure II.24.b et la Figure II.25.b. Les dendrogrammes permettant la création des classes sont présentés en Figure II.30.b et Figure II.31.b, avec la représentation des classes des blocs sur le profil (Figure II.30.a et Figure II.31.a).

Le dendrogramme montre que les blocs peuvent être divisés en deux grands ensembles de classes : les classes 1, 2, 3 et 4 de la période humide (Figure II.30) et les classes 1, 2, 3 et 6 de la période sèche (Figure II.31) d'une part, et les classes 5, 6 et 7 de la période humide et les classes 4, 5 et 7 de la période sèche d'autre part. Le premier ensemble est composé de blocs superficiels, dont la profondeur est comprise entre 0 et 2,5 m. Le deuxième ensemble est composé de blocs plus en profondeur, entre 2,5 et 7,5 m de profondeur.

Enfin, les blocs de la dernière ligne sont traités à part avec les blocs profonds car bien qu'appartenant au deuxième ensemble, ils sont séparés spatialement de ce dernier.

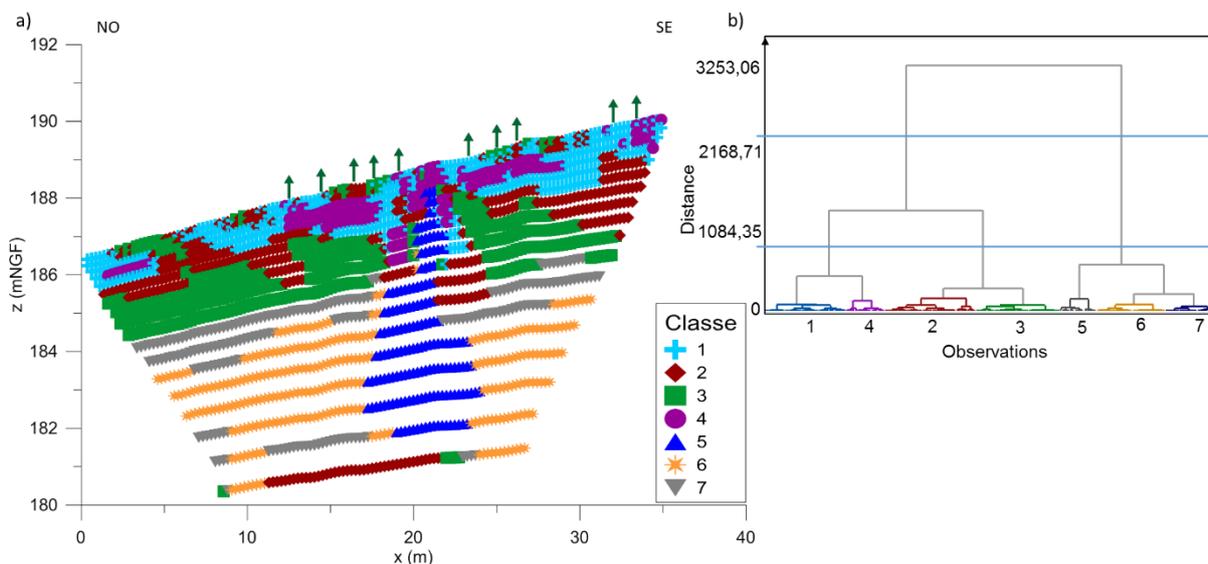


Figure II.30 : Résultats de la CHA par individu pour les dates de la période humide pour le profil S50. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. Les lignes bleues montrent le découpage en deux ou trois classes.

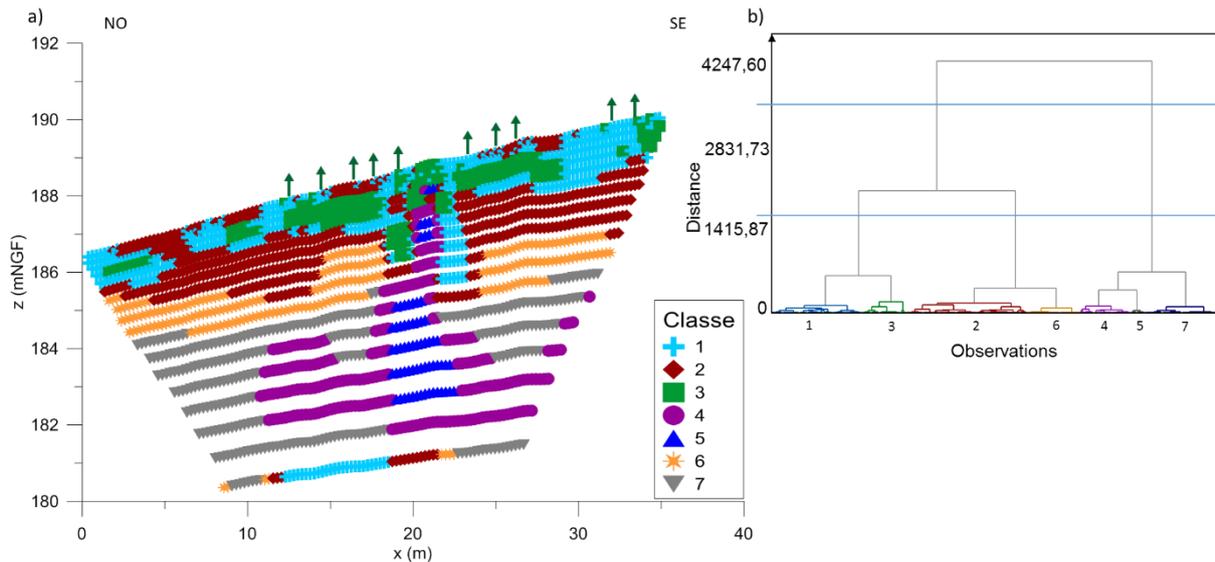


Figure II.31 : Résultats de la CHA par individu pour les dates de la période sèche pour le profil S50. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant la coupure en sept classes. Les lignes bleues montrent le découpage en deux ou trois classes.

L'organisation générale des profils reste la même d'une période à l'autre (sèche et humide) et une équivalence entre les classes peut être trouvée. Les paires de classes à comparer sont (classe période humide (PH) – classe période sèche (PS)) :

- classe 1-PH – classe 1-PS (entre 0 et 1 m de profondeur);
- classe 2-PH – classe 2-PS (entre 1 et 2,5 m de profondeur) ;
- classe 3-PH – classe 6-PS (entre 1 et 2,5 m de profondeur) ;
- classe 4-PH – classe 3-PS (entre 0,5 et 1 m de profondeur) ;
- classe 5-PH – classe 5-PS (entre 1 et 6,6 m de profondeur et de 17 à 24 m en abscisse) ;
- classe 6-PH – classe 4-PS (entre 4 et 6,6 m de profondeur) ;
- classe 7-PH – classe 7-PS (entre 3 et 4 m de profondeur en PH et jusqu'à 7,5 m en PS).

Le regroupement des blocs par classe n'est pas strictement identique d'une période à l'autre. En effet, le principe de la CHA est de regrouper les blocs ayant un comportement électrique proches les uns des autres au sens d'un critère de distance. Par conséquent, le changement de classe des blocs est dû à une différence de teneur en eau dans le sol pour ces blocs, la lithologie ne changeant pas au cours de la période de mesure.

Une manière d'analyser le comportement de ces sept classes est d'observer les médianes de chacune des classes et de les comparer aux données liées à l'eau du site, c'est-à-dire la pluie efficace, le débit dans le SAS1 et les écoulements aux joints de la salle des Taureaux (ST). La présence d'arbres et leur influence potentielle (PARTIE II.1.5) sur les mesures est également prise en compte. La projection des arbres est symbolisée par des flèches vertes à la surface des profils (Figure II.30.a et Figure II.31.a).

La tendance générale de la médiane des classes superficielles (<2,5 m) est la même pour chaque période, au cours desquelles l'évolution des médianes est semblable à celle des pluies efficaces.

Les trois classes profondes se comportent cependant de manière un peu différente les unes des autres au cours du temps. Une analyse détaillée de ces classes est donc nécessaire. Les classes équivalentes d'une période à l'autre sont mises en vis-à-vis sur les graphiques.

Classes superficielles

Les classes superficielles sont composées des classes 1 à 4 pendant la période humide et des classes 1, 2, 3 et 6 pendant la période sèche (Figure II.32). Les blocs de ces classes sont globalement réparties de manière subhorizontales, conformément au pendage subhorizontal (4°SE) des couches calcaires relevé sur le terrain par Lopez (2009).

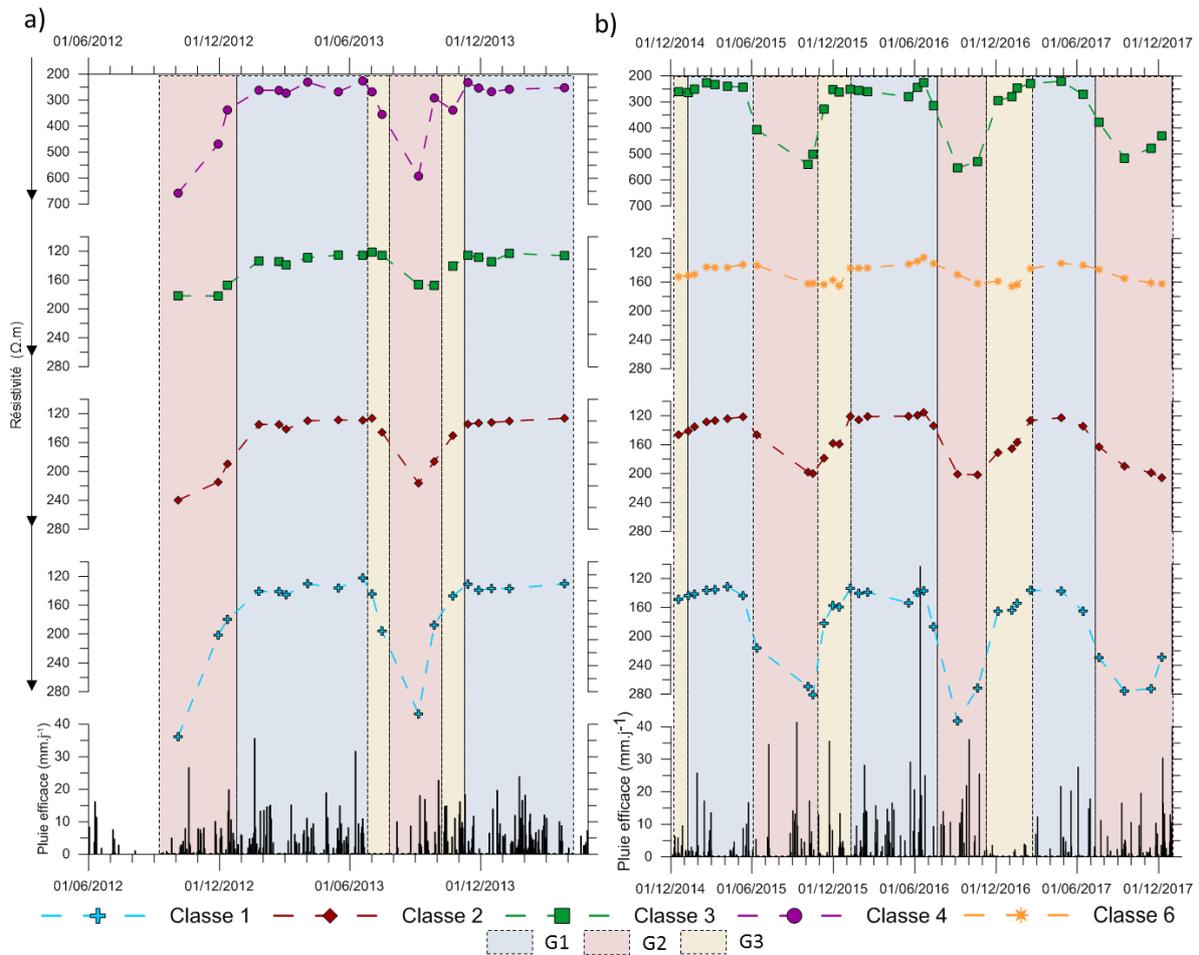


Figure II.32 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil S50, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés*. (a) classes 1, 2, 3 et 4 en période humide et (b) classes 1, 2, 6 et 3 en période sèche. L'échelle verticale est différente pour la classe 4-PH (éq⁸. 3-PS).

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

⁸ « éq. » sera utilisé pour définir la classe équivalente sur la période complémentaire à celle du texte, lorsque l'analyse d'une classe à une période est la même que celle de la classe équivalente sur l'autre période.

Tableau II.3 : Amplitude des médianes des classes superficielles pour les périodes sèche et humide du profil S50. La valeur minimale est toujours atteinte lors d'une date G1 et la valeur maximale lors d'une date G2. Les classes équivalentes d'une période à l'autre sont mises en regard l'une de l'autre.

Amplitude PH ($\Omega\cdot m$)			Amplitude PS ($\Omega\cdot m$)		
	G1 (min)	G2 (max)		G1 (min)	G2 (max)
classe 1	130	325	classe 1	140	320
classe 2	125	225	classe 2	120	200
classe 3	125	175	classe 6	140	170
classe 4	250	600	classe 3	250	550

Les blocs des classes 1, 2 et 3-PH (resp. éq. 1, 2 et 6-PS) sont spatialement situés les uns sous les autres, dans l'ordre des profondeurs croissantes. Globalement, les minima des médianes des résistivités sont assez proches avec un palier autour de 130 $\Omega\cdot m$ (Tableau II.3) quelle que soit la profondeur. Par contre, les maxima sont décroissants avec la profondeur, avec des valeurs très proches quelle que soit la période (Tableau II.3).

De plus, on constate une décroissance de l'amplitude des variations entre les valeurs maximales et minimales avec la profondeur (Tableau II.3, Figure II.32), quelle que soit la période.

La résistivité médiane de toutes les classes augmente aux dates du groupe 2 (Figure II.32), après l'arrêt des pluies ; elle diminue aux dates du groupe 1, après la reprise des pluies. Elle atteint alors une valeur seuil en-deçà de laquelle elle ne diminue plus. Ce seuil est variable d'une classe à une autre, et d'une période à l'autre. Pour les classes 1, 2 et 3-PH (resp. éq. 1, 2 et 6-PS), ce seuil est autour de 130 $\Omega\cdot m$ en PH et 140 $\Omega\cdot m$ en PS. Pour la classe 4-PH (éq. 3-PS), le seuil est à 250 $\Omega\cdot m$ en PH et PS.

L'augmentation de la résistivité après l'arrêt des pluies, aux dates G3, est plus rapide dans la classe 1 que dans les classes 2 et 3-PH (resp. éq. 2 et 6-PS). Le déphasage de la classe 2 par rapport à la classe 1 est de moins de 1 mois. Le déphasage de la classe 3-PH (éq. 6-PS) par rapport à la classe 1 est compris entre 1 mois en période humide et 2 mois en période sèche. Le pas de mesure utilisé (quasi mensuel) ne permet pas plus de précision.

Les classes 3-PH et 2-PH d'une part, et 6-PS et 2-PS d'autre part ne formeraient respectivement qu'une seule classe si chacun des dendrogrammes avaient été coupés pour ne former que cinq classes. Ce regroupement de classes rassemble alors les mêmes blocs aux deux périodes (voir Figure II.30.b et Figure II.31.b). Dans le détail, l'observation des classes 3-PH et 6-PS montre que l'amplitude des variations de résistivité a diminué de la période humide à la période sèche, passant de 50 à 30 $\Omega\cdot m$. Cela peut s'expliquer en partie par un plus grand nombre de blocs, et qui sont moins profonds, en période humide (391 blocs) qu'en période sèche (253 blocs). On observe également un déphasage plus important des variations de la médiane de la classe 6-PS par rapport à l'arrêt ou la reprise des pluies (la résistivité augmente ou diminue plus tard). Cela est vraisemblablement dû à une plus grande profondeur des blocs de cette classe par rapport à la classe 3-PH.

L'interprétation des médianes des résistivités des différentes classes peut être conduite selon le schéma suivant : les médianes des résistivités montrent des valeurs minimales du même ordre de grandeur aux dates du groupe G1 (dates ou les écoulements dans le SAS1 sont présents). Compte tenu de l'hypothèse faite précédemment (lithologie constante), on considère que cette résistivité correspond à un degré de saturation en eau critique pouvant correspondre à un seuil de percolation. (tel que défini par Kozlov, 2012; Zhou et Stenby, 1997).

A l'arrêt des pluies, c'est-à-dire aux dates du groupe 3, les couches de sols de la classe 1 (PH et PS) s'assèchent en premier, suivie moins d'un mois plus tard par la classe 2 (PH et PS), et ensuite d'encore un mois supplémentaire par la classe 3 (éq. 6-PS). Les blocs de la classe 3-PH (éq. 6-PS) sont localisés entre 1 et 2 m de profondeur. Il faut donc entre 1 et 2 mois pour que l'eau s'infilte et commence à modifier la saturation du milieu en profondeur (Figure II.32). Par ailleurs, aux dates du groupe 2 (sans écoulement dans le SAS1, peu de pluies), le terrain ne s'assèche pas autant en période humide qu'en période sèche. Cela se manifeste sur les dates du groupe 1 par une durée de ré-humidification de la classe 6-PS lorsque les pluies ont repris, qui est plus importante qu'en période humide (classe 3-PH).

Les blocs des classes 4-PH et 3-PS se situent au sein de la classe 1 (PH et PS) entre 0,5 et 1 m de profondeur, avec une résistivité médiane toujours supérieure à celle des autres classes et une amplitude de variation bien plus importante (Tableau II.3). La résistivité médiane maximale, pour chaque période, est très élevée aux dates du groupe 2 et plus faible aux dates du groupe 1 mais sans atteindre la valeur seuil de 130 $\Omega \cdot m$ obtenue pour les autres classes superficielles.

L'interprétation proposée est un assèchement plus important du terrain correspondant à ces classes (4-PH et 3-PS). Cet assèchement peut s'expliquer par la position des blocs, situés systématiquement sous des chênes. Comme le montre Drénou (2006) (PARTIE II.1.5), les racines de ces arbres sont actives et peuvent atteindre des profondeurs de 1,1 à 1,5 m. Elles prélèvent alors de l'eau jusqu'à ces profondeurs comme cela sera précisé lors de la synthèse. Ces arbres prélèvent l'eau du sol de façon abondante l'été (mesuré entre 28 et 32 m³ d'eau par jour sur le site de Lascaux par Domec (2017)). Au dates du groupe G1, les pluies ayant repris, la résistivité diminue, mais les arbres, toujours actifs, prélèvent de l'eau également en hiver, bien qu'en moindre quantité qu'en été.

Classes profondes

Les classes profondes sont au nombre de trois tant en période sèche (PS) qu'en période humide (PH). Il s'agit des classes 5 à 7 en période humide et les classes 4, 5 et 7 en période sèche. Ces classes présentent un comportement des résistivités médianes très différent au cours du temps (Figure II.33).

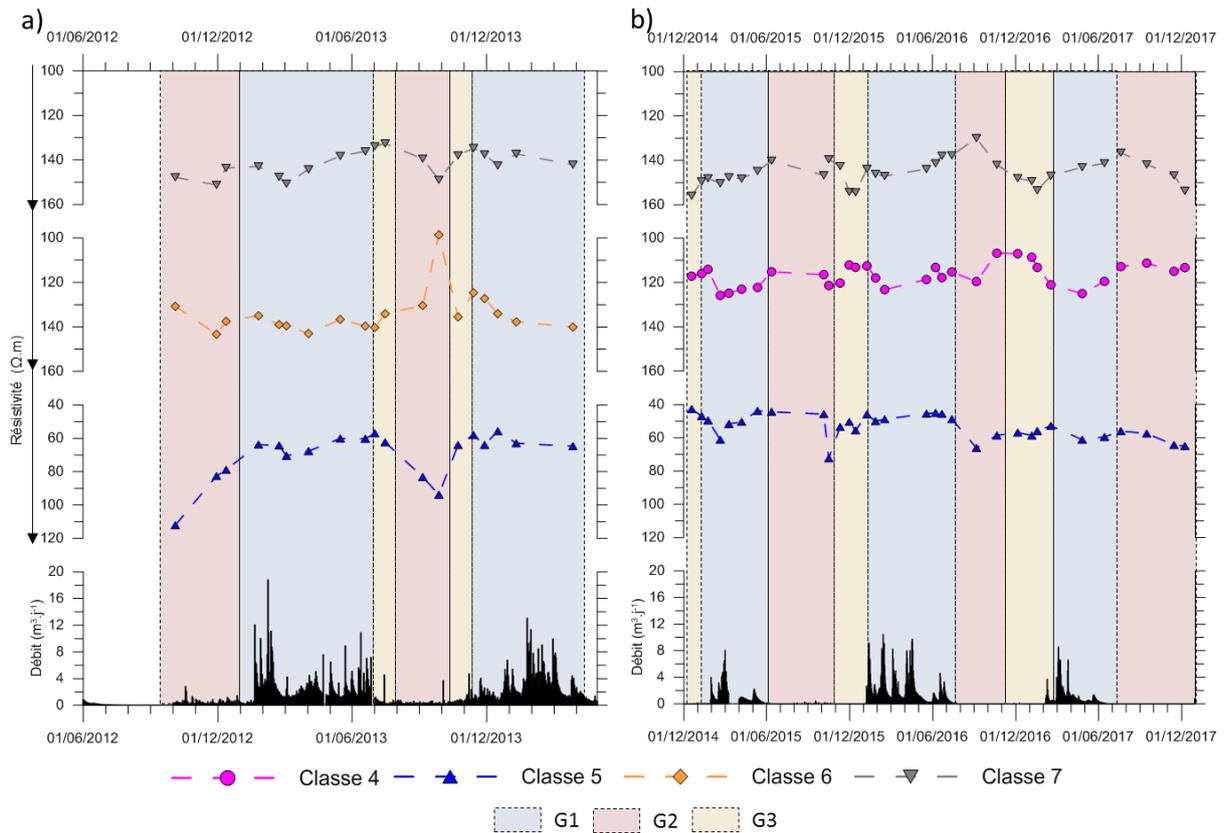


Figure II.33 : Résistivités médianes des classes profondes du profil S50, comparées au débit du SAS1. Les groupes de dates sont représentés*. (a) classes 5, 6 et 7 en période humide et (b) classes 5, 4 et 7 en période sèche. L'échelle verticale de la classe 5 est différente.

Les blocs des classes 7 PH et PS présentent des valeurs des médianes de résistivité variant entre 130 et 160 $\Omega\cdot m$. Spatialement, ces blocs entourent les classes 6-PH (éq. 4-PS) et 5 (PH et PS). La classe 7-PS regroupe par ailleurs plus de blocs que la classe 7-PH, avec une profondeur atteignant 7,5 m en période sèche (Figure II.30.a et Figure II.31.a). Les variations de résistivité sont relativement faibles. En période humide, ces variations sont quasiment synchrones à celles de la classe 3-PH (éq. 6-PS), classe la plus profonde des classes superficielles.

Les classes 6-PH et 4-PS sont situées plus au centre du profil, entre 3 et 6 m de profondeur. L'extension de la classe 6-PH est plus importante que celle de la classe 4-PS. La résistivité médiane de la classe 6-PH est légèrement plus élevée (135 $\Omega\cdot m$) que celle de la classe 4-PS (120 $\Omega\cdot m$) (Figure II.33). Les valeurs des médianes de résistivité présentent une très faible amplitude dans les deux cas. Cependant, des variations sont observées, particulièrement visibles en période sèche. Ces variations vont dans le sens inverse de celles observées pour les autres classes : aux dates du groupe 1, la médiane des résistivités est la plus forte et décroît aux dates du groupe 2 pour être minimale aux dates du groupe 3.

Les classes 5 PH et PS se situent au centre du profil et se développent depuis la surface jusqu'à 6,5 m de profondeur. Elles sont les classes dont la résistivité médiane est la plus faible sur ce profil. Aux dates du groupe 1, les résistivités médianes atteignent un palier à 65 $\Omega\cdot m$ en période humide et 45 $\Omega\cdot m$ en période sèche (Figure II.33.a et b). Cela constitue une apparente contradiction. La résistivité médiane

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

augmente aux dates du groupe 2 pour atteindre 100 $\Omega\cdot m$ en période humide et 60 $\Omega\cdot m$ en période sèche. La résistivité médiane décroît aux dates du groupe 3.

La résistivité médiane est plus faible en période sèche car les blocs composant cette classe ne sont pas tout à fait les mêmes d'une période à l'autre : la classe 5-PH comprend plus de blocs que la classe 5-PS. Les blocs supplémentaires de la classe 5-PH constituent, en période sèche, une bordure à la classe 5-PS. Ces blocs font partis de la classe 4-PS. L'observation de l'évolution des médianes des blocs appartenant à la classe 5 aux deux périodes et des blocs appartenant à la classe $5-PH \cap 4-PS$ fait apparaître un comportement similaire d'une période à l'autre (Figure II.34).

Les valeurs de la médiane des blocs n'appartenant qu'à la classe 5, à la fois en PH et en PS présentent une baisse des résistivités médianes aux dates du groupe 3 pour atteindre un palier aux dates du groupe 1 autour de 50 $\Omega\cdot m$. La résistivité médiane de cette classe augmente aux dates du groupe 2. La résistivité médiane des blocs appartenant exclusivement à la classe $5-PH \cap 4-PS$ ⁹ varie de même, avec un palier à 90 $\Omega\cdot m$ et une amplitude plus importante.

L'étude des médianes des résistivités des différentes classes peut être conduite selon le schéma suivant : la classe 7-PH et PS est une classe dont les terrains sont peu sensibles aux variations de quantité d'eau, peut-être moins perméables et pouvant stocker de l'eau.

Le débit dans le SAS1 est déphasé jusqu'à 6 mois par rapport aux variations de la médiane des résistivités de la classe 6-PH (éq. 4-PS). Il semblerait que le milieu composé des blocs de ces classes soit toujours saturé, avec seulement de très faibles variations lorsque de l'eau est drainée vers le SAS1. La classe 6-PH (éq. 4-PS) est interprétée comme une zone de stockage de taille variable au cours du temps (cf. réservoir de tailles variables dans Minvielle, 2015), selon que l'on se trouve dans une période sèche ou humide. Cela permet de faire deux hypothèses : il s'agit soit d'un calcaire marneux, soit d'un calcaire dont les joints seraient marno-sableux. Ces deux hypothèses sont soutenues par des travaux de reconnaissance antérieurs de Vouvé qui montrent la présence d'un « plancher marneux servant de base au réseau très supérieur du Cabinet des félins [situé à la cote] 182,5 m » (Vouvé, 1967b). Avec le pendage des couches autour de 4°SE (PARTIE I.1.2.3.1), cela donne une cote autour de 187 mNGF environ au niveau des profils, correspondant donc à la profondeur de la zone B (voir paragraphe « Synthèse pour le profil S50 »). Par ailleurs, « entre la surface du sol et le plafond du boyau (extrémité des salles ensablées), les calcaires sont en bancs compacts séparés par des joints marno-sableux » (Vouvé, 1967a) et au niveau de la fouille Vouvé, au sud-ouest du boyau, des « blocs de calcaires disjoints, enrobés dans une argile sableuse humide très compact » (Vouvé, 1968b) avaient été reconnus.

On observe un décalage entre le moment où la médiane des blocs appartenant exclusivement aux classes 5 PH et PS atteint son palier et le moment où les écoulements dans le SAS1 ont lieu. Ce décalage est différent d'une période à l'autre. Lors de la période humide, le décalage est de quelques jours, tandis qu'en période sèche, il peut atteindre un mois (Figure II.34). Cette différence de décalage peut s'expliquer par la quantité d'eau nécessaire dans le sol pour déclencher l'écoulement dans le SAS1. En PH, le sol est déjà très saturé, et le seuil de percolation à partir duquel les écoulements ont lieu est atteint rapidement. Lorsqu'il pleut, le sol se recharge en eau et la pression de l'eau permet un

⁹ Blocs appartenant à l'intersection des classes 5-PH et 4-PS, c'est-à-dire appartenant strictement aux deux classes.

écoulement, ici vers le SAS1. Le temps de recharge est donc bien plus court en PH qu'en PS, période à laquelle la différence du degré de saturation entre G1 et G2 est plus important.

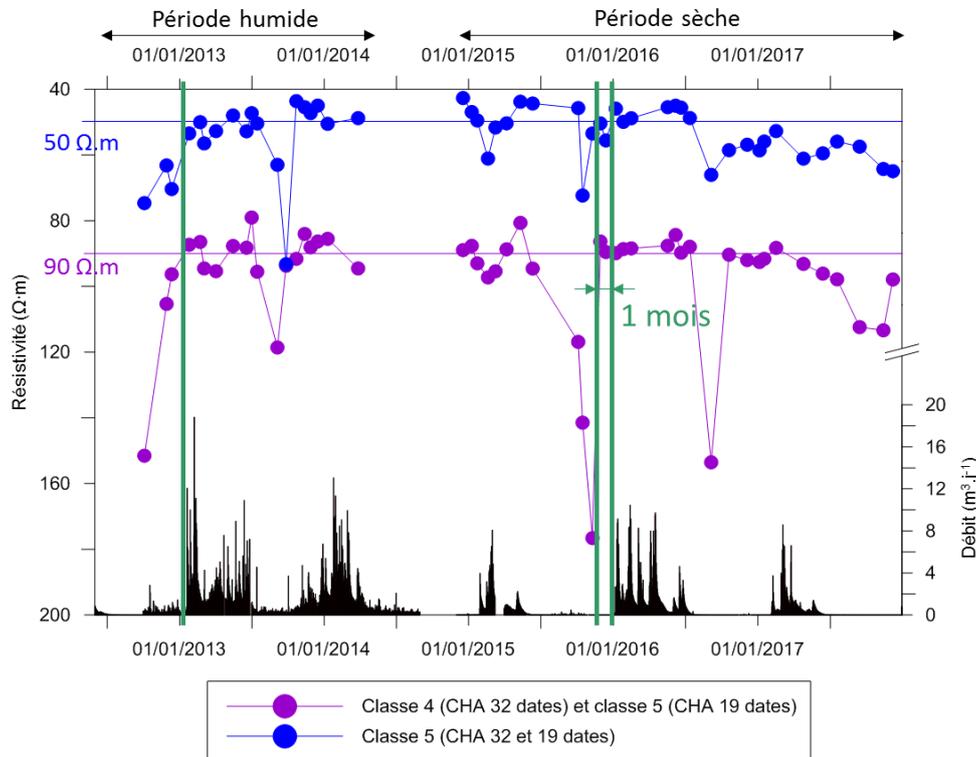


Figure II.34 : Comparaison des médianes des résistivités des blocs communs aux classes 5 PH et PS, et des blocs communs à la classe 5-PH et à la classe 4-PS (blocs en bordure de la classe 5-PS). Le décalage entre le palier de résistivité faible et la reprise des écoulements est symbolisé par les traits verts (de quelques jours en PH à un mois en PS). Profils S50.

Une valeur de résistivité seuil à partir de laquelle les écoulements ont lieu dans le SAS1 semble pouvoir être déterminée à $50 \Omega \cdot m$. L'observation du premier décile des résistivités des classes 5 PH et PS montre qu'un seuil égal pour toutes les périodes et tous les cycles apparaît à $19 \Omega \cdot m$ (Figure II.35). Les blocs correspondant à ce premier décile sont tous regroupés proches de la surface (Figure II.36). Cette valeur de résistivité est proche de la conductivité de l'eau mesurée à l'émergence du SAS1 (entre 14 et $16 \Omega \cdot m$). Le seuil de percolation est indirectement défini *via* la résistivité électrique : lorsque 10% des blocs connexes ont une résistivité médiane inférieure ou égale à $19 \Omega \cdot m$, les écoulements apparaissent dans le SAS1. Au vu de la répartition spatiale et compte tenu de leur résistivité, il semblerait que la partie de la zone proche de la surface (entre 0,7 et 2,5 m) soit une zone de transfert rapide, probablement une fracture. On ne peut pas négliger non plus l'hypothèse d'une conduite enterrée qui irait d'une cuve proche du SAS1 à un tuyau émergeant à proximité du profil sud.

Par ailleurs, plus en profondeur, la zone centrale composée de la classe 5 PH \cap PS présente une résistivité qui est décroissante vers son centre, atteignant $40 \Omega \cdot m$ (Figure II.36), quelle que soit la date et la période. Donc, il s'agirait probablement d'un changement de propriété des matériaux en se rapprochant du centre, vraisemblablement une augmentation de la porosité par altération (dissolution du calcaire). Nous émettons l'hypothèse qu'il s'agirait d'un calcaire s'altérant au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre, comme il pourrait l'être par un processus de fantômisation (Dubois *et al.*, 2014a; Kaufmann et Deceuster, 2014).

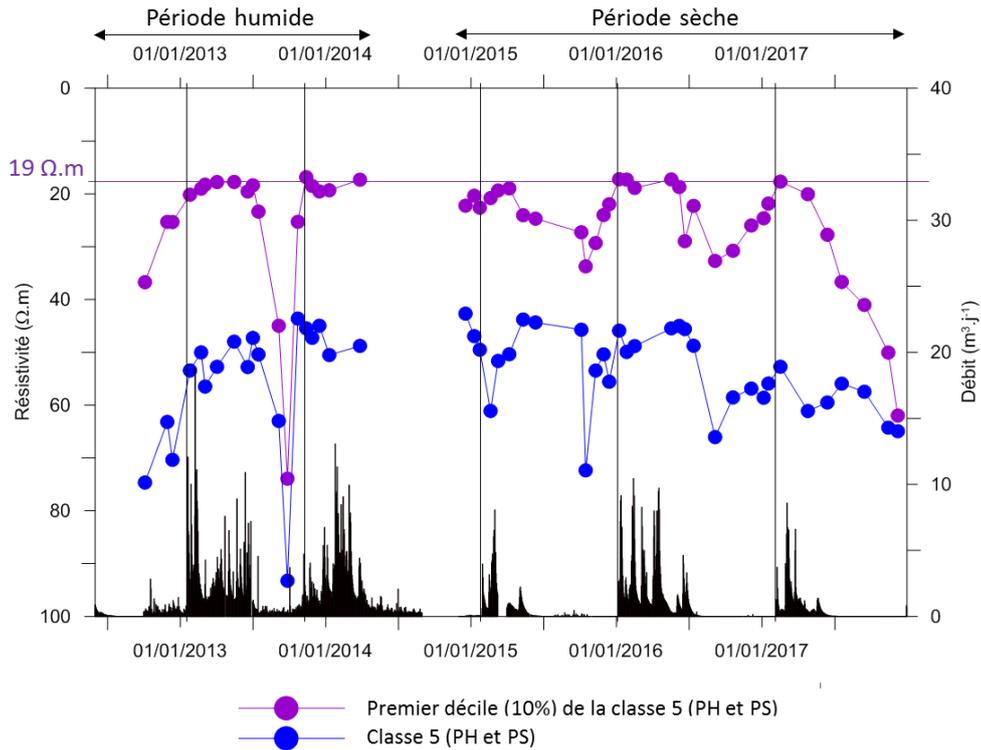


Figure II.35 : Premier décile de la classe 5 PH∩PS et médiane de la classe 5 PH∩PS. Les lignes noires indiquent la reprise des écoulements dans le SAS1.

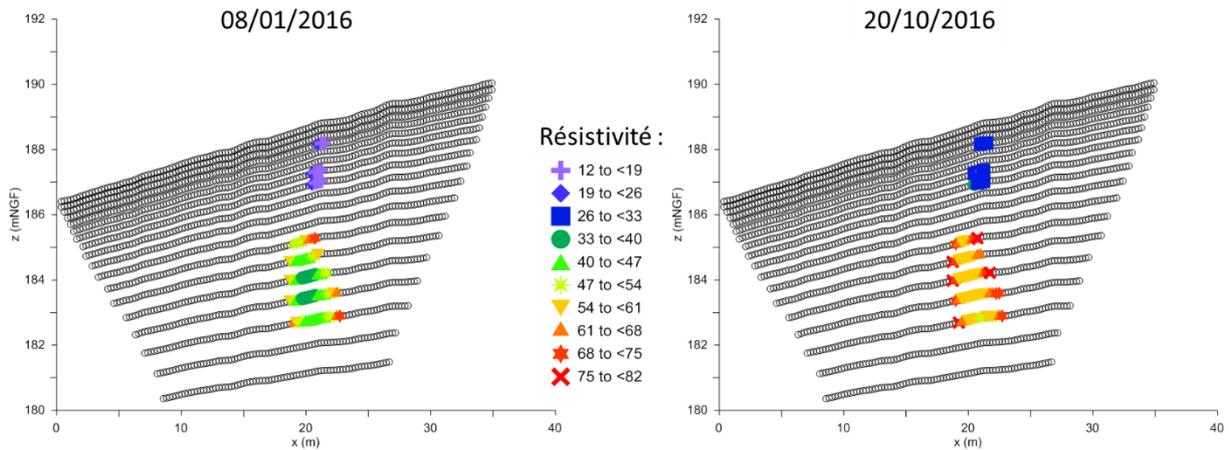


Figure II.36 : Représentation de la résistivité de la classe 5 du profil S50 en période sèche par intervalle de valeurs de résistivité régulier à une date du groupe 1 (gauche) et du groupe 2 (droite). Cette représentation met en évidence l'augmentation de l'altération vers le centre de la classe 5 et les blocs appartenant au premier décile proche de la surface.

La zone au bas du profil, apparaissant comme un ensemble de blocs appartenant aux classes 1-PS, 2-PS, 6-PS, 2-PH et 3-PH est une zone où la résistivité est élevée, dont la médiane générale sur les six ans de mesure est de 585 Ω.m. Il s'agit probablement du calcaire compact, déjà identifié aux environs de la cote 179 mNGF par Xu *et al.* (2016).

Synthèse pour le profil S50

Les différentes observations permettent de proposer une synthèse le long d'une coupe du terrain en terme de résistivité. Toujours en se basant sur l'hypothèse que les variations de résistivité au cours du

temps sont dues aux variations du degré de saturation du sous-sol, celles-ci permettent de faire des hypothèses quant au fonctionnement hydrogéologique, et aux formations géologiques au droit du profil de mesure. Une interprétation possible est synthétisée sur la Figure II.37.

De manière générale, les résultats de la CHA permettent d'affiner la délimitation et le comportement temporel des différentes zones identifiées sur les analyses qualitatives des profils (PARTIE II.2.1.3) : Les zones A et E (Figure II.37) correspondent à la zone 1 (Figure II.20), la zone B est définie par la zone 2 et une partie des zones 3 (Figure II.20), la zone C par la zone 3 ouest (Figure II.20) et la zone D par la zone 3 est (Figure II.20). Enfin, la zone G est à rapprocher de la zone 4 (Figure II.20).

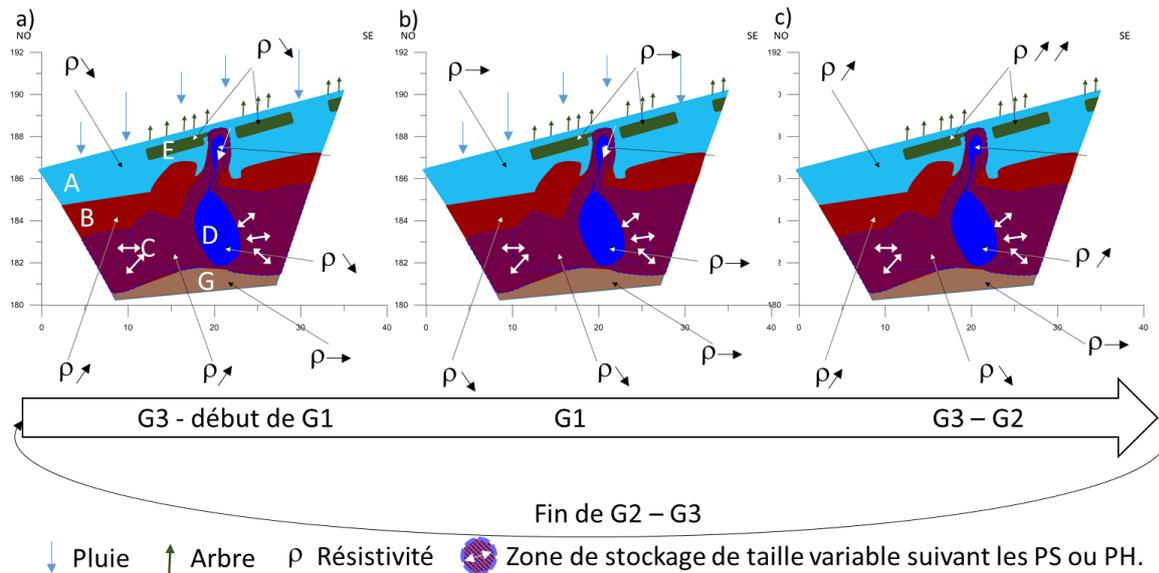


Figure II.37 : Synthèse des variations des résistivités au cours du temps pour le profil S50.

Aux dates du groupe G3 – début des dates du groupe G1* (Figure II.37.a) et sur une année type, la pluie s'infiltré, faisant diminuer la résistivité des zones superficielles A et E (entre 0 et 2,5 m). Plus en profondeur (entre 2,5 et 3,5 m), l'eau n'a pas encore atteint la zone B, et la résistivité de cette zone continue d'augmenter. Par ailleurs, la résistivité de la zone C (entre 3,5 et 6,6 m) augmente. Ces augmentations semblent signifier que l'eau de ces zones est drainée vers d'autres zones, plus profondes (zone G et voir profil S100), ou dont le degré de saturation est plus faible indiquant qu'il puisse s'agir d'un effet de succion qui se superpose à l'écoulement visqueux, gravitaire. Cette zone peut être la zone D car elle montre une résistivité qui diminue au cours des dates du groupe G3, ce qui peut indiquer que le degré de saturation augmente à ces dates et donc qu'elle peut drainer l'eau de la zone C. Du fait que l'eau puisse provenir des zones B et C, il est aussi possible que l'eau s'infiltré directement des zones superficielles *via* la fracturation/altération dans les zones A et B (vers 20 m à partir de la gauche du profil). Cela pourrait être confirmé par un suivi temporel avec un pas de temps plus court et sur une période d'au moins une semaine à cheval entre les dates des groupes G3 et G1.

Aux dates du groupe G1 (Figure II.37.b), la pluie continue de s'infiltrer dans les zones superficielles A et E. Ces zones ne présentent plus de diminution de leur résistivité, qui s'est stabilisée à un seuil bas (autour de 125 Ω.m). Cela signifie que les terrains constitutifs de ces zones ont atteint un degré de

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

saturation maximal au-delà duquel l'eau n'est plus retenue : l'eau s'écoule par gravité, ce qui compense les arrivées sans pour autant que le sol soit nécessairement saturé à 100%.

L'eau s'infiltré dans les zones B et C, durant une période comprise entre un mois en période humide et trois mois en période sèche après que les pluies aient repris. La résistivité des zones B et C diminue tout au long de la période définie par les dates du groupe 1. La zone C présente par ailleurs une extension différente en période sèche et en période humide. En période sèche, la zone C voit son extension diminuer car la surface où un degré de saturation élevé est atteint n'est pas aussi étendue qu'en période humide. On notera que la zone C est localisée autour de la zone D. Enfin, l'eau continue de s'infiltrer dans la zone D par la fracturation et par la zone C. A l'instar de la résistivité dans les zones superficielles, celle de la zone C se stabilise également. Cette stabilisation intervient simultanément à la reprise des écoulements dans le SAS1, qui est à la même altitude que la zone D et spatialement très proche. L'eau de la zone D semble donc pouvoir être transférée vers le SAS1 (d'altitude de 183 mNGF) à partir d'un seuil de résistivité pouvant être l'indicateur d'un seuil percolation (PARTIE II.1.3.1.2).

Aux dates des groupes G3-G2 (Figure II.37.c), la pluie s'est arrêtée. La résistivité des zones superficielles augmente, ce qui est dû à l'assèchement de ces zones. N'étant plus alimentée, la zone B s'assèche également. Les transferts d'eau de la zone B vers la zone C semblent continuer car la résistivité de cette dernière continue de diminuer faiblement.

La zone D s'assèche également, probablement parce que l'apport en eau depuis la surface s'est arrêté. Cette augmentation de résistivité intervient au même moment que l'arrêt des écoulements dans le SAS1. Cela semble confirmer le lien entre la zone D et le SAS1.

La zone E présente des variations de résistivité fortes (entre 250 et 600 $\Omega \cdot m$) au sein de la zone A, dont les variations de résistivité sont plus faibles (entre 130 et 320 $\Omega \cdot m$). Cette zone se situe sous les arbres.

Afin d'étudier l'éventuel **effet des arbres** sur cette zone E, une étude des variations de résistivité à un pas de temps inférieur a été réalisée. En juin 2018, une campagne de mesure allant du 21/06/2018 19h11 au 22/06/2018 15h39, soit sur presque 24 h a été menée. Pour des raisons techniques, le Syscal Pro d'Iris Instruments couplé au SMU (Syscal Monitoring Unit) d'Iris Instruments ne permet l'enregistrement que d'un seul dispositif de mesure. Nous avons choisi le dispositif gradient (6 m de profondeur) car il permet une meilleure résolution en situation proche de la surface, ce dont nous avons besoin pour mettre en évidence l'effet des racines. Par ailleurs, la programmation du SMU permet de réaliser jusqu'à dix mesures dans la configuration que nous avons choisie. Le pas de temps choisi n'est pas régulier car nous souhaitons avoir une mesure strictement après le coucher du soleil et une immédiatement avant le lever du soleil afin d'englober la période de ralentissement du flux de sève des arbres. Onze mesures ont été réalisées. Le dispositif utilisé n'étant pas exactement le même, nous ne pouvons pas extraire les mêmes blocs que dans le suivi temporel pluriannuel. Nous choisissons donc de calculer la médiane des blocs spatialement équivalents aux blocs situés sous les arbres (classe 4-PH, éq. 3-PS, zone E) précédemment identifiés.

Les résultats sont reportés sur la Figure II.38 et comparés à la mesure du flux de sève du 21/06/2018 11h30 au 22/06/2018 (15h). Pour comparaison, la médiane globale du profil est également reportée. Cette dernière varie très peu au cours de la mesure, rendant significatives les variations de la médiane des blocs sous les arbres.

Une diminution du flux de sève (dès 12h00) dans les arbres avant le coucher du soleil, à 21h52, précède une diminution de la résistivité dans le sous-sol entre 21h et 23h. Une augmentation du flux de sève,

vers 6h00 du matin (en même temps que le lever du soleil ayant eu lieu à 6h17) est suivie par une augmentation de la résistivité, après 11h du matin. On observe également un flux de sève assez constant et faible entre le coucher et le lever du soleil, que l'on retrouve sur la résistivité entre 4h et 11h. Un déphasage d'environ 7h de la résistivité par rapport au flux de sève est observé. Ce déphasage apparent pourrait en fait être lié au fait qu'avant 21h52, les arbres prélèvent de moins en moins l'eau du sol, jusqu'au coucher du soleil. A partir de là, les arbres ne prélèvent presque plus d'eau. La résistivité diminue alors, due à une augmentation du degré de saturation dans le sol. Ainsi, les changements, même faibles, de la quantité d'eau dans le sol dus aux arbres sont visibles et évalué à partir de la résistivité des blocs sous les arbres.

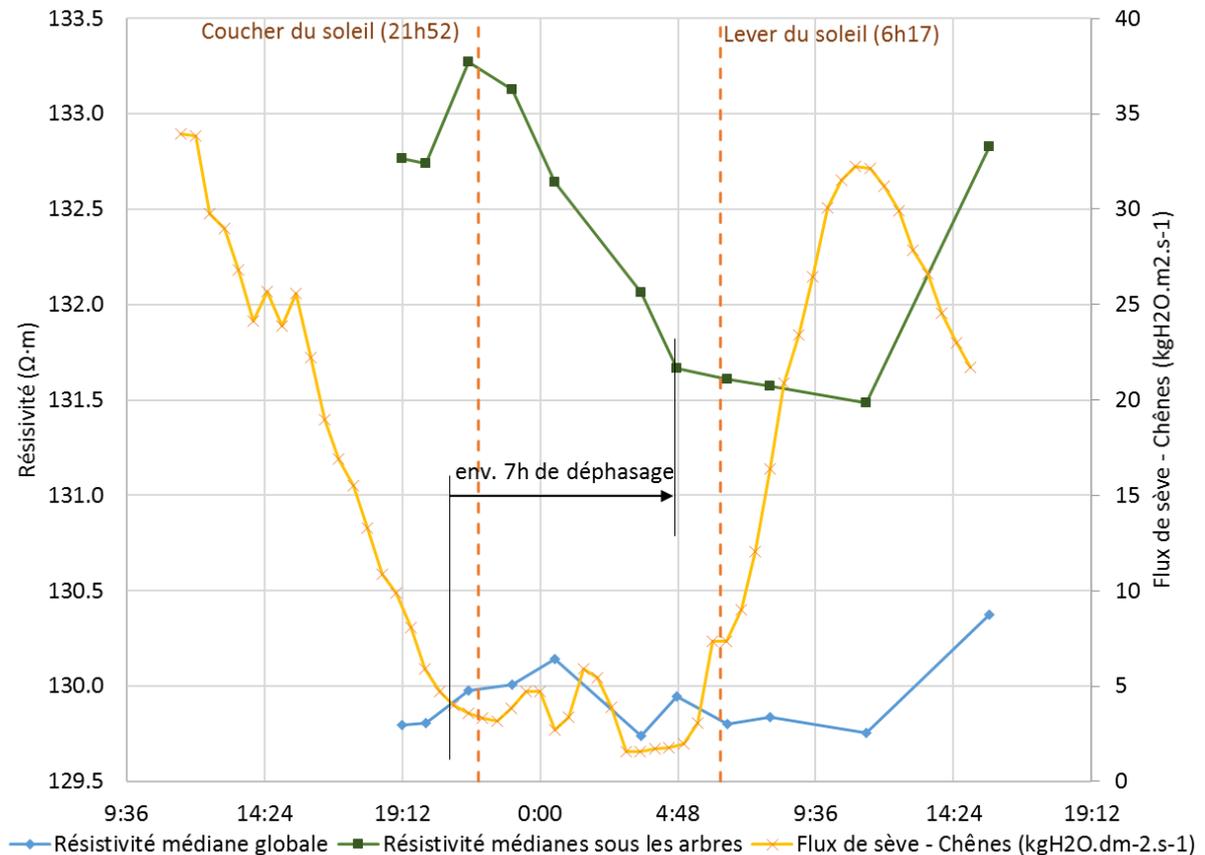


Figure II.38 : Résistivité médiane des blocs dont la résistivité est influencée par la présence des arbres (blocs de la zone E) au cours des 19h de suivi temporel en juin 2018 et résistivité médiane global du profil comparées au flux de sève des chênes mesuré à la même période.

Un modèle de terrain hydrogéologique pourrait ainsi être synthétisé pour le profil S50 (Figure II.39). Les terrains superficiels constitués des zones A et E ont pour fonction l'infiltration des précipitations et sont constitués de calcaires altérés. La zone E se distingue par le rôle des racines des arbres et de l'ETP due aux arbres dans le sous-sol. La zone B se caractérise par une résistivité faible et présentant peu de variations au cours du temps. Elle est donc assimilée à des calcaires marneux ou à interbanks marno-sableux (cf. Vouvé (1967a, 1967b)) qui jouent le rôle de zone de transmission lente et de stockage. La zone C est une zone plus altérée et plus poreuse au travers de laquelle l'eau est transférée vers la zone D. La zone D est constituée de calcaires altérés, et dont l'altération est d'autant plus importante que l'on se rapproche du centre (zone D), peut-être fantômisé et/ou fracturé. Kaufmann et Deceuster (2014) ont trouvé des valeurs de résistivités proches de celles mesurées à Lascaux pour

des fantômes de roche (PARTIE I.2.1.2). Les variations de résistivité de la zone D quasi-synchrones au débit du SAS1 semble en faire une zone de transfert vers le SAS1, probablement de type « drain ». Cette dernière hypothèse est soutenue par l'arrivée de sable à l'émergence du SAS1, provenant nécessairement des terrains traversés par l'eau et l'absence d'arrivée d'argiles ou d'eau turbides (communication orale, Philippe Malaurent). Ici, ces arrivées ponctuelles sont marqueurs de terrains vraisemblablement peu cohérents, ce qui correspondrait à un calcaire fantômisé. La zone G sera présentée avec la synthèse du profil S100.

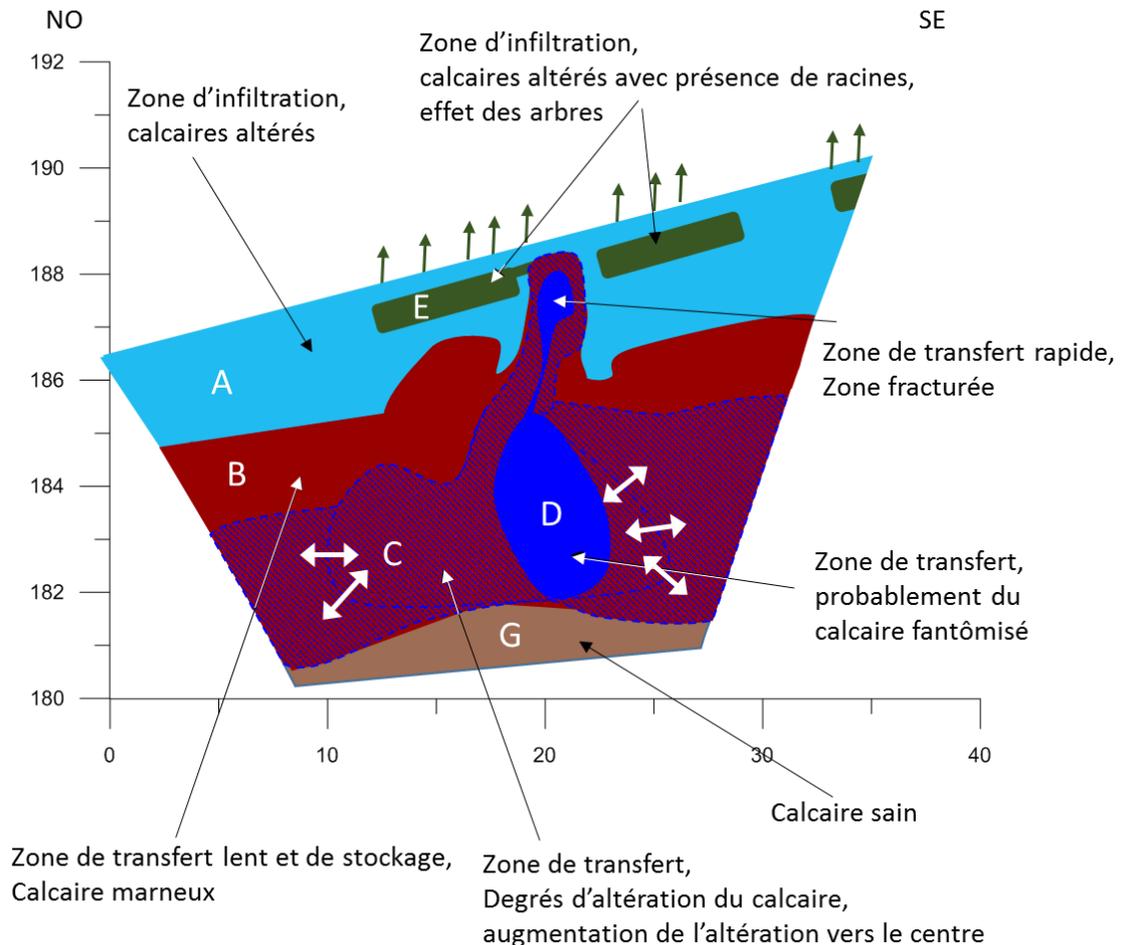


Figure II.39 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées pour le profil S50.

2.2.2.2 Profil sud 100 (S100)

Le profil S100 partage la même origine que le profil S50 et le prolonge pour atteindre 71 m. Les principales observations du S50 sont retrouvées sur la première moitié NO du profil S100. Le profil est ensuite analysé de manière similaire au S50. La méthode d'interprétation repose essentiellement sur celle utilisée pour le profil S50.

Les dates des groupes 1, 2 et 3 obtenues par ACP sont les mêmes que celles définies pour le profil S50. Les graphiques présentant les résultats de l'ACP (cercle des corrélations et espace des variables) sont donnés en Annexe 4.A. La classification des dates est conservée (Figure II.28). Il faut ajouter quelques dates auxquelles des mesures ont été réalisées pour le profil S100 mais pas pour le profil S50. Ainsi, pour la période humide (PH, du 06/06/2012 au 28/03/2014, Figure II.28), la date du 24/10/2012 est

ajouté aux dates du groupe 2 (G2), et les 07/06/2012 et 06/02/2013 sont ajoutés aux dates du groupe 1 (G1).

La CHA a permis de créer 7 classes (Figure II.40 et Figure II.41), reportées sur le profil pour les périodes sèche et humide (Figure II.40.a et Figure II.41.a).

La plupart des classes de la période humide (PH – Figure II.40) trouvent leur équivalent en période sèche (PS – Figure II.41). Les paires de classes (PH-PS) sont ainsi :

- classe 1-PH – classe 1-PS ;
- classe 2-PH – classe 3-PS ;
- classe 4-PH et 7-PH – classe 7-PS ;
- classe 3-PH – classes 2-PS et 4-PS ;
- classe 5-PH – classe 6-PS ;
- classe 6-PH – classe 5-PS

La structure générale reste la même d'une période à l'autre et les grands ensembles dégagés sur le S50 sont retrouvés. Ainsi, la structuration en couches subhorizontales est toujours présente, avec la division des dendrogrammes (Figure II.40.b et Figure II.41.b) en trois groupes :

- le groupe 1 est composé des classes 1-PH (1-PS) et 3-PH (2-PS et 4-PS) de profondeur comprise entre 0 et 3 m,
- le groupe 2 est composé des classes 2-PH (3-PS), 4-PH et 7-PH (7-PS), entre 2 et 13 m de profondeur,
- le groupe 3 est composé des classes 5-PH (6-PS) et 6-PH (5-PS), dont la répartition spatiale se divise en deux sous-groupes, suivant la position des blocs sur l'axe x :
 - o sous-groupe 1 des blocs dont l'abscisse est inférieure à 30 m, de profondeur comprise entre 3 et 5 m, au nord-ouest,
 - o sous-groupe 2 des blocs dont l'abscisse est comprise entre 30 et 60 m, de profondeur comprise entre 4 et 12 m, au sud-est.
 - o à ces deux sous-groupes, s'ajoute un troisième sous-groupe spécifique à la classe 6-PS (5-PH). Il comprend les blocs dont l'abscisse est supérieure à 60 m, et de profondeur comprise entre 0 et 2 m.

Précisons que les classes du groupe 1 sont séparées en deux sous-groupes suivant leurs profondeurs. Le fait que des blocs spatialement éloignés soient regroupés dans une même classe provient de la méthode choisie. En divisant la résistivité par l'unité de surface, les résistivités élevées en profondeur sont artificiellement diminuées, les rendant proches (au sens de la CHA) de celles des blocs de la surface. On distinguera alors les blocs superficiels, dont la profondeur est inférieure à 7 m compris, et les blocs en profondeur, dont la profondeur est supérieure à 7 m. Le même procédé est appliqué aux blocs des classes 2-PH (3-PS) et 3-PH (4-PS).

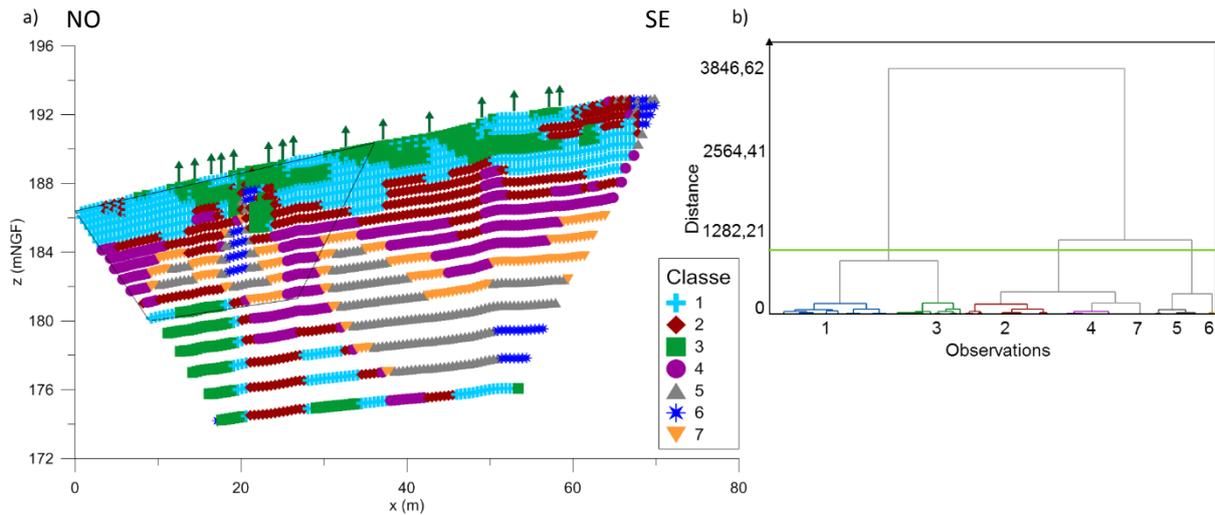


Figure II.40: Résultats de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil S100. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. L'emprise du profil S50 est indiqué en noir. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de trois groupes de blocs.

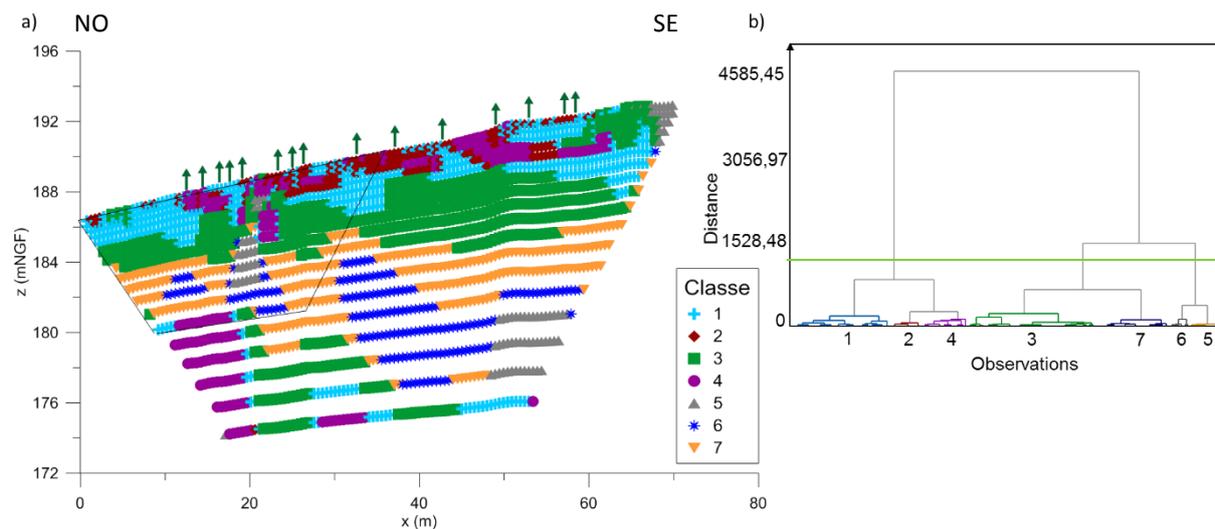


Figure II.41 : Résultats de la CHA pour les dates de la période sèche pour le profil S100. (a) répartition des blocs tenant compte de leur classe. Les flèches vertes représentent les arbres le long du profil. L'emprise du profil S50 est indiqué en noir. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de trois groupes de blocs.

Les blocs des classes superficielles (classes 1-PH (1-PS), 2-PH (3-PS) et 3-PH (2&4-PS)) présentent une variation de la résistivité médiane corrélée aux pluies. Les classes de profondeur intermédiaires, (classes 4&7-PH (7-PS), 5-PH (6-PS) et 6-PH (5-PS)) présentent des médianes dont la variation est plutôt liée au débit dans le SAS1.

Le profil S100 a une plus grande profondeur d'investigation que le profil S50. Cette partie profonde commençait déjà à être identifiée sur la dernière ligne de blocs du S50, et elle regroupe plusieurs classes. Les blocs les plus profonds des classes 1-PH (1-PS), 2-PH (3-PS) et 3-PH (4-PS) présentent une variation des valeurs de la médiane qui n'est synchrone ni au débit ni à la pluie. La résistivité médiane globale de toutes les classes réunies de cette partie profonde varie peu d'une période à l'autre et est

d'environ 530 Ω·m. Cette résistivité correspond à celle attribuée par Xu *et al.* (2016) au calcaire sain de la zone de transmission. Dans cette zone de transmission, sur le plan hydrogéologique, le transfert d'eau se fait préférentiellement par la porosité secondaire (fracturation à grande échelle) et peu par la porosité primaire (matricielle, cf. PARTIE I.1.1.1). Les écoulements dans les fractures sont par nature rapides. Le pas de temps mensuel de nos mesures de TRE ne permet pas de les observer.

Classes superficielles

Les classes superficielles sont composées des blocs de profondeur inférieure à 3 m. En période humide, il s'agit des classes 1, 2, 3 et des blocs de la classe 6 dont l'abscisse x est supérieure à 60 m. En période sèche, il s'agit des classes 1, 2, 3, 4 et des blocs de la classe 5 dont l'abscisse x est supérieure à 60 m. Les médianes de ces classes et leur évolution temporelle sont présentées sur la Figure II.42.a pour la période humide et Figure II.42.b pour la période sèche.

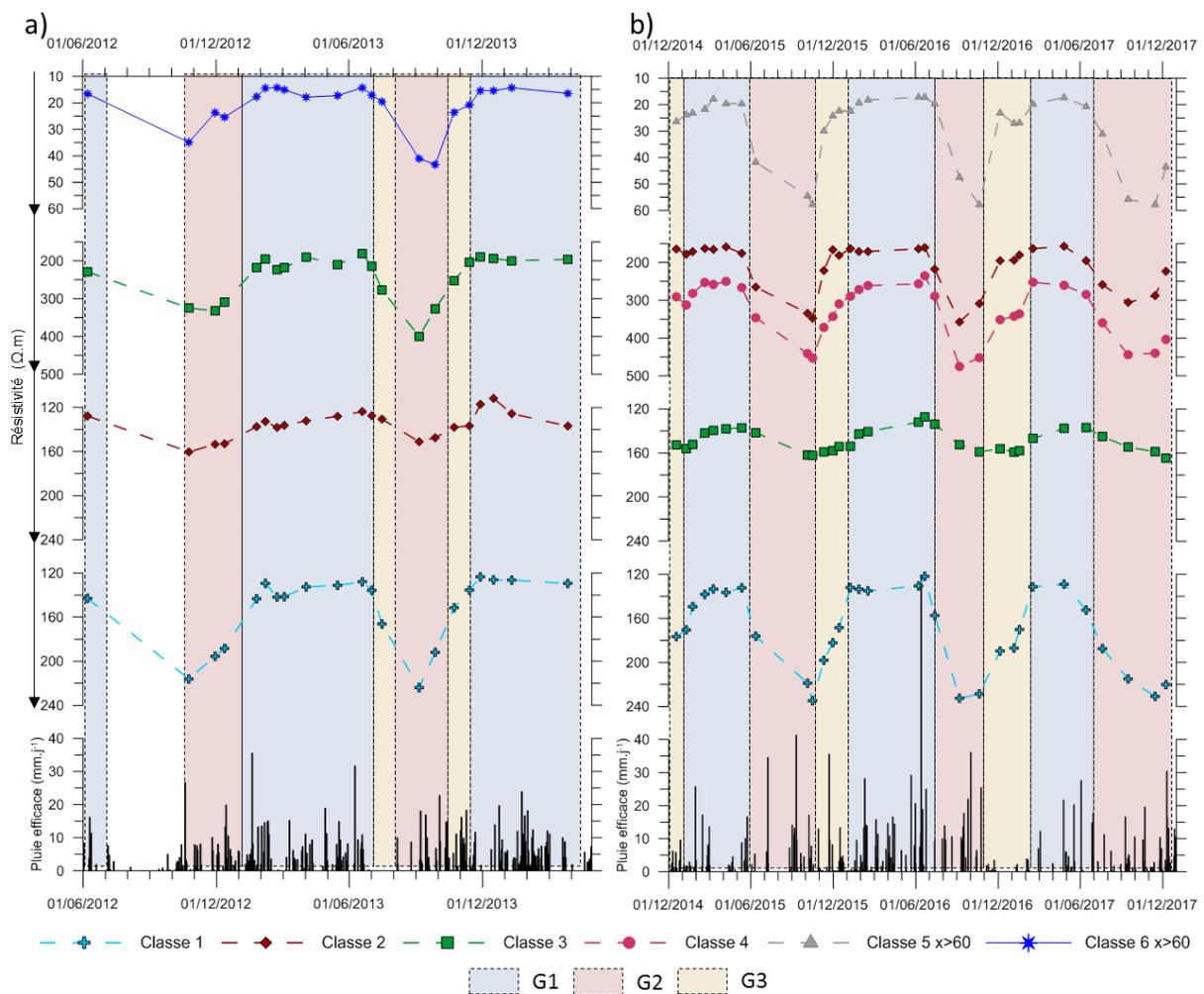


Figure II.42 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil S100, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés*. (a) classes 1, 2, 3 et 6 (x>60 m) en période humide et (b) classes 1, 3, 2, 4 et 5 (x>60 m) en période sèches. L'échelle verticale est différente pour les classes 6-PH (ég. 5-PS) et 3-PH (ég. 2 et 4-PS).

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
 PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

De même que pour le profil S50, les classes 1-PH (éq. 1-PS) et 2-PH (éq. 3-PS) sont situées l'une sous l'autre, dans l'ordre des profondeurs croissantes. La résistivité médiane des classes superficielles et l'amplitude de la variation de leur résistivité médiane sont décroissantes avec la profondeur, quelle que soit la période (Figure II.42).

La classe 3-PH et les classes 2-PS et 4-PS sont situées à l'aplomb des arbres, entre 0 et 1,8 m de profondeur, soit sur une épaisseur un peu plus importante que pour la classe 4-PH (3-PS) du profil S50 (PARTIE II.2.2.2.1). Cette différence de géométrie est liée à une meilleure résolution à proximité de la surface pour le profil S50 que pour le profil S100. Par ailleurs, le fait qu'en période sèche, deux classes soient présentes, contre une seule en période humide, signifie que la différence de résistivité entre les blocs composants ces deux classes est plus importante en période sèche qu'en période humide. La résistivité médiane de la classe 4-PS (variation entre 250 et 450 $\Omega \cdot m$) est en effet plus importante que celle de la classe 2-PS (160 – 340 $\Omega \cdot m$), elle-même proche de celle de la classe 3-PH (175 – 375 $\Omega \cdot m$).

L'étude des résistivités médianes des différentes classes conduit à une interprétation semblable à celle du profil S50. Les blocs proches de la surface sont plutôt très sensibles aux variations climatiques saisonnières (pluie, évaporation). Cette sensibilité décroît jusqu'à 2 m de profondeur. Les terrains représentés par les classes 3-PH et 2 et 4-PS montrent un assèchement plus important, dû aux arbres. Le degré d'assèchement est plus marqué en période sèche et ce d'autant plus que l'on se rapproche des arbres.

Les blocs appartenant aux classes 6-PH (Figure II.42.a) et 5-PS (Figure II.42.b) situés en surface ont une résistivité médiane qui varie respectivement entre 15 et 40 $\Omega \cdot m$, et entre 20 et 60 $\Omega \cdot m$. Ces blocs sont situés en bout de profil, à l'extérieur de l'enceinte de protection, sur le chemin entourant l'enceinte. Il s'agit d'un chemin dont le matériau est argilo-sableux. Cela explique la résistivité faible de ces blocs et le peu de différence entre période humide et sèche.

Classes profondes

Les classes profondes comprennent les classes dont la profondeur est supérieure à 3 m. Il s'agit des classes 4, 5, 6 et 7 en période humide et des classes 5, 6 et 7 en période sèche dont les médianes sont reportées respectivement sur les Figure II.43.a et b. Nous rajoutons à cela les blocs des classes 1-PH (1-PS), 2-PH (3-PS) et 3-PH (4-PS) dont les profondeurs sont supérieures à 7 m et dont les résistivités médianes au cours de la période de mesure sont représentées sur les Figure II.44.a en PH et b. en PS*.

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

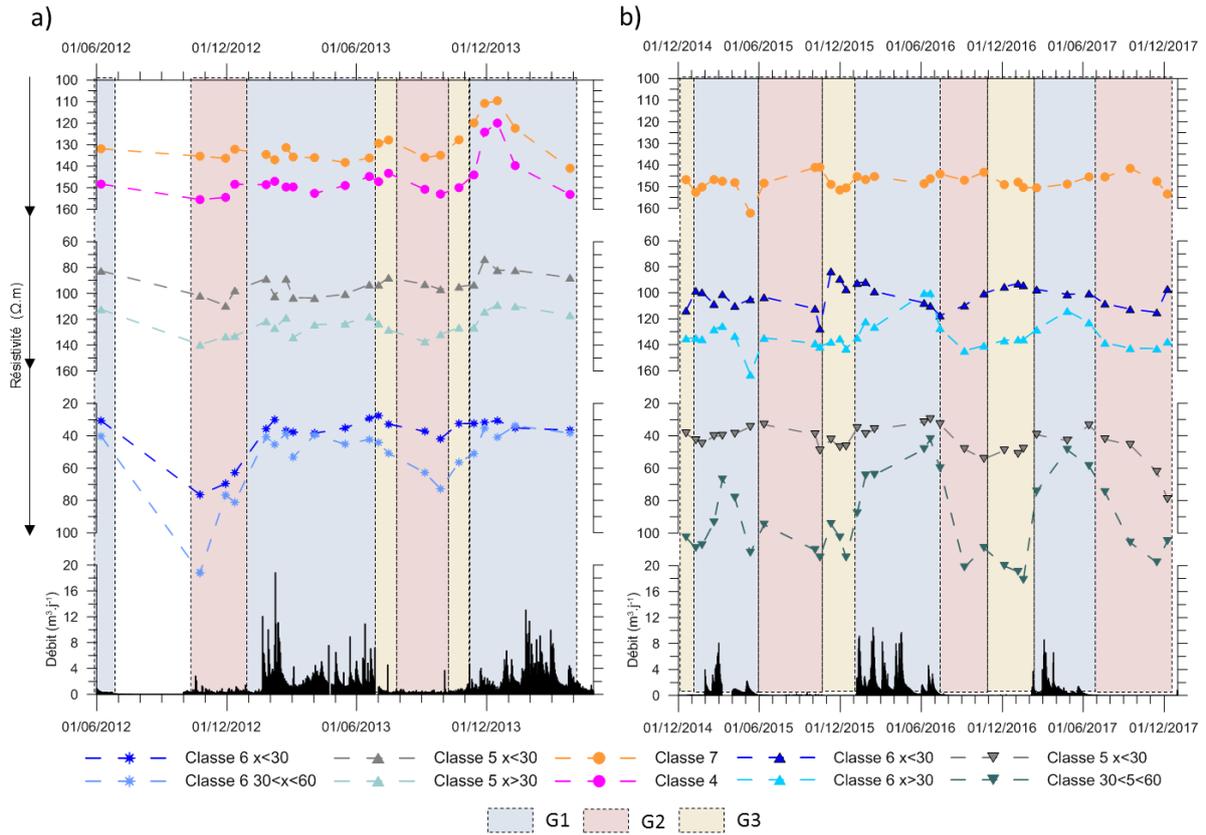


Figure II.43 : Résistivités médianes des classes profondes du profil S100, mises en relation avec le débit du SAS1. (a) classes 6, 5, 4 et 7 en période humide et (b) classes 5, 6 et 7 en période sèches.

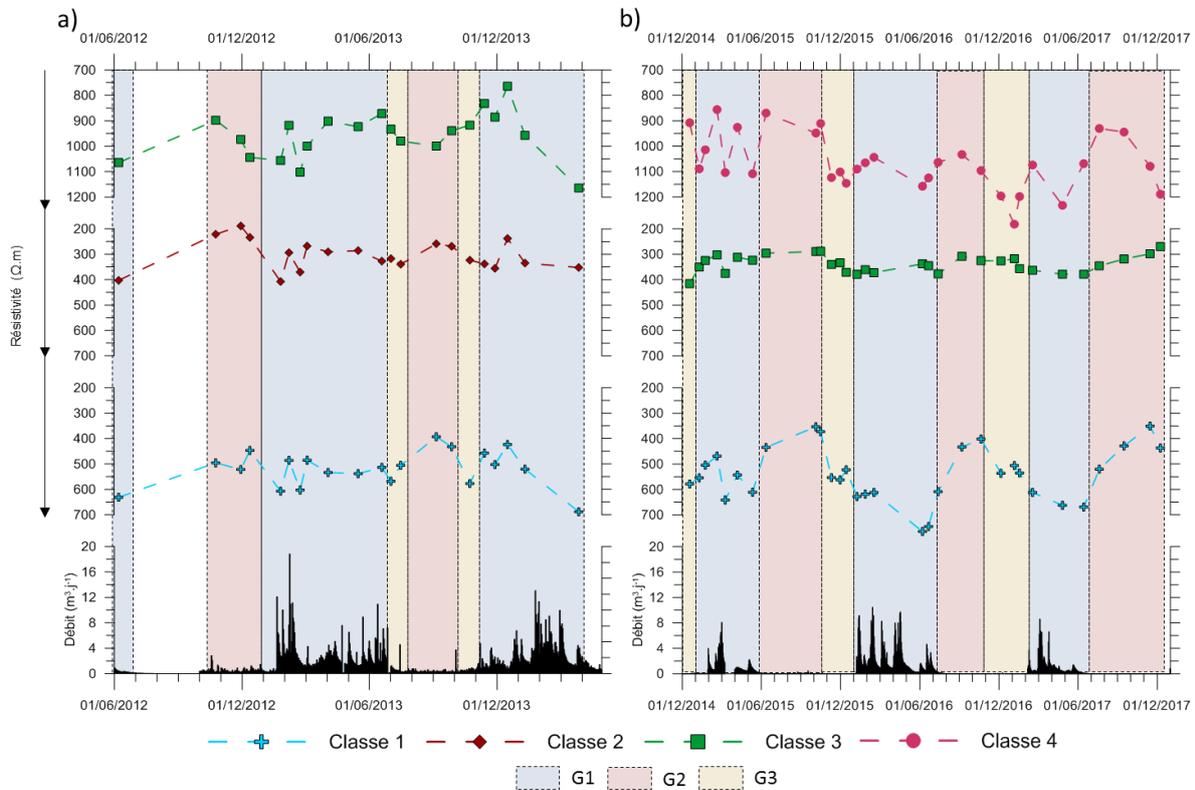


Figure II.44 : Résistivités médianes des classes profondes (prof.>7m) du profil S100, mises en relation avec le débit du SAS1. (a) classes 1, 2 et 3 en période humide et (b) classes 1, 3 et 4 en période sèches.

Les classes 6-PH et 5-PS sont séparées en trois groupes de blocs suivant leur position sur le profil. Le premier groupe est constitué de blocs dont l'abscisse est inférieure à 30 m, le deuxième de blocs dont l'abscisse est comprise entre 30 et 60 m et le troisième, déjà étudié avec les classes superficielles, de blocs d'abscisse supérieure à 60 m.

Les classes 5-PH et 6-PS sont séparées en deux groupes de blocs. Le premier est constitué des blocs dont l'abscisse est inférieure à 30 m et le second des blocs dont l'abscisse est supérieure à 30 m (profondeur supérieure à 7 m).

L'évolution des résistivités médianes pour la période humide des classes 4-PH, 5-PH, 6-PH et 7-PH est présentée en Figure II.43.a et celle des blocs profonds des classes 1-PH, 2-PH et 3-PH en Figure II.44.a. L'évolution des résistivités médianes pour la période sèche des classes 5-PS, 6-PS et 7-PS est présentée en Figure II.43.b et celle des blocs profonds des classes 1-PS, 3-PS et 4-PS en Figure II.44.b.

La classe 7-PS regroupe les mêmes blocs que ceux des classes 4-PH et 7-PH. La classe 4-PH et la classe 7-PS présente une résistivité médiane entre 140 et 155 $\Omega\cdot m$, avec de très faibles variations, sauf en décembre 2013 (période humide) où la médiane est descendue à 120 $\Omega\cdot m$. La classe 7-PH présente les mêmes variations, avec des résistivités plus faibles. L'amplitude est comprise entre 125 et 135 $\Omega\cdot m$, avec une forte diminution à 110 $\Omega\cdot m$ en décembre 2013.

Les médianes des classes 5-PH ($x < 30$) et 6-PS ($x < 30$) sont comprises respectivement entre 80 et 100 $\Omega\cdot m$ et entre 100 et 120 $\Omega\cdot m$. Suivant la période, on observe une diminution de la résistivité aux dates du groupe 3, entre quinze jours (PH) et deux mois (PS) avant les dates du groupe 1, soit avant la reprise des écoulements au SAS1. Nous retrouvons ainsi les mêmes caractéristiques que celles de la classe 6-PH (4-PS) du profil S50.

En période humide, la médiane de la classe 6-PH ($x < 30$ m) varie entre 30 et 70 $\Omega\cdot m$ de juin 2012 à novembre 2012, avant de se stabiliser autour de 30 - 40 $\Omega\cdot m$ de février 2012 à avril 2013 (Figure II.43.a). En période sèche, la résistivité médiane de la classe 5-PS ($x < 30$ m) varie entre 30 et 50 $\Omega\cdot m$ jusqu'en juin 2017. En décembre 2017 on observe une forte augmentation de la résistivité jusqu'à 80 $\Omega\cdot m$. Entre janvier et juin 2017, la médiane reste assez élevée.

Ces observations sont identiques à celles effectuées sur la classe 5-PH (5-PS) du profil S50. Il semble que cette zone montre un seuil de résistivité à partir duquel les écoulements ont lieu dans le SAS1. Ce seuil peut être défini par le premier décile de la résistivité des blocs appartenant à la fois à la classe 6-PH et à la classe 5-PS (Figure II.45). On observe un seuil à 15 $\Omega\cdot m$, légèrement inférieur à celui obtenu pour le profil S50, à 19 $\Omega\cdot m$. On observe par ailleurs un seuil à 38 $\Omega\cdot m$ pour l'ensemble de la classe. Nous considérons qu'il existe un seuil de résistivité faible en dessous duquel la médiane des résistivités ne descend pas, quelle que soit la période.

Les variations des classes 4-PH et 7-PH (éq. 7-PS) montrent que la médiane diminue avant que les écoulements dans le SAS1 ne reprennent et augmente une fois qu'ils sont actifs (à l'exception de mai 2015). En 2013, la valeur très faible de résistivité est notée environ quinze jours avant qu'un pic de débit ne soit observé dans le SAS1, épisode où les écoulements ont été les plus importants au cours des six années de suivi. Ces observations rappellent celles effectuées pour la classe 7-PH et PS du profil S50. Elles confirment le rôle de zone de stockage de l'eau de ces classes, pour relâcher l'eau plus tard vers les zones définies par la classe 6-PH (éq. 5-PS, $x < 30$ m). Cette dernière présente une évolution des valeurs de résistivités médianes quasi-synchrone à celle du débit dans le SAS1 (Figure II.43.a et b). En 2017, la résistivité médiane de la classe 6-PH (éq. 5-PS) très élevée s'explique par un terrain

particulièrement sec. Un seuil de degré de saturation ou degré de saturation critique, est déterminé à partir de cette classe 6-PH (éq. 5-PS, $x < 30$ m). Il peut permettre de déterminer quand les écoulements ont lieu dans le SAS1 (seuil de percolation).

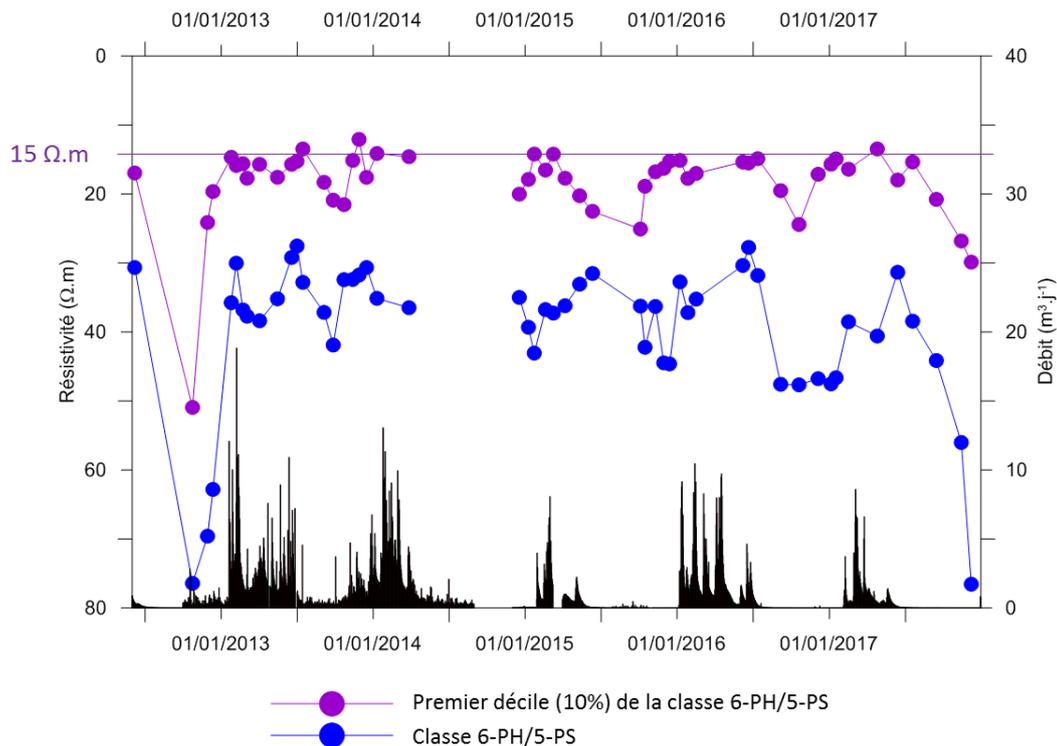


Figure II.45 : Premier décile et médiane des blocs de la classe 6-PH et 5-PS

Les blocs des classes 6-PH et 5-PS compris entre 30 et 60 m sur le profil ont une résistivité médiane dont les variations sont cohérentes avec celles du débit, avec une résistivité comprise entre 40 et 120 Ω.m en période humide (Figure II.43.a) et entre 60 et 130 Ω.m en période sèche (Figure II.43.b). Au vu de la situation spatiale de cette classe dont le toit se situe à moins de 180 mNGF (Figure II.40 et Figure II.41), il est difficile d'imaginer qu'elle puisse être en lien direct avec le SAS1 dont le toit est à 183 mNGF. L'eau contenue dans cette zone est donc sans doute drainée vers un autre endroit, en dehors de la zone investiguée.

Les médianes des résistivités des classes 5-PH ($x > 30$ m) et 6-PS ($x > 30$ m) varient toutes deux entre 110 et 150 Ω.m (Figure II.43.a et b). Ces médianes ne varient pas de manière tout à fait synchrone au débit : il y a une certaine concordance en période humide, ce qui n'est pas le cas en période sèche. De plus, la limite supérieure de ces blocs se trouve à 183 mNGF, soit à la même altitude que le toit du SAS1. Ainsi, il pourrait s'agir d'une zone de stockage de l'eau dont le transfert se ferait d'une part vers le SAS1 lorsque le degré de saturation atteint un certain seuil à la cote 183 mNGF, et d'autre part vers la classe 6-PH (5-PS, $30 \text{ m} < x < 60 \text{ m}$), plus en profondeur (Figure II.40 et Figure II.41).

Enfin, les blocs en profondeur des classes 1-PH (éq. 1-PS), 2-PH (éq. 3-PS) et 3-PH (éq. 4-PS) présentent des résistivités médianes bien plus élevées que celles de toutes les autres classes (Figure II.44.a et b). Ces blocs sont attribués au calcaire de la zone d'infiltration. Il est intéressant de noter que les blocs de la classe 2-PH (3-PS) présentent la résistivité médiane la plus faible de ces trois classes (autour de 350 Ω.m). De par sa position sur le profil, il pourrait s'agir d'une zone où le calcaire serait en début d'altération ou fracturé et qui pourrait être une zone préférentielle d'écoulement entre les couches immédiatement au-dessus et la profondeur (voir vers le joint principal de la Salle des Taureaux).

Synthèse pour le profil S100

A partir des données de résistivité et de l'analyse réalisée sur ce profil, l'interprétation permise par le profil S50 est confirmée et complétée (Figure II.46 et Figure II.48).

Aux dates des groupes G3 et début de G1* (Figure II.46.a), la résistivité en surface diminue, en raison de l'infiltration des eaux de pluies, faisant augmenter progressivement la saturation des terrains superficiels (zone A). Plus en profondeur (zones B et C), la résistivité augmente tant que l'eau de pluie n'a pas encore atteint cette profondeur. Par ailleurs, puisque la résistivité augmente (zone B et C), c'est que l'eau encore présente doit s'écouler vers d'autres zones plus en profondeur (zones G') ou vers des zones drainantes (zone D). La résistivité de la zone centrale (D) diminuant, on peut faire l'hypothèse que c'est vers cette zone que l'eau s'écoule préférentiellement. Dans le même temps, les écoulements sont déclenchés dans le SAS1, dont le toit est à 183 mNGF, ce qui correspond à la base de la zone D (Figure II.48). Nous faisons donc l'hypothèse que l'eau de la zone D s'écoule vers le SAS1.

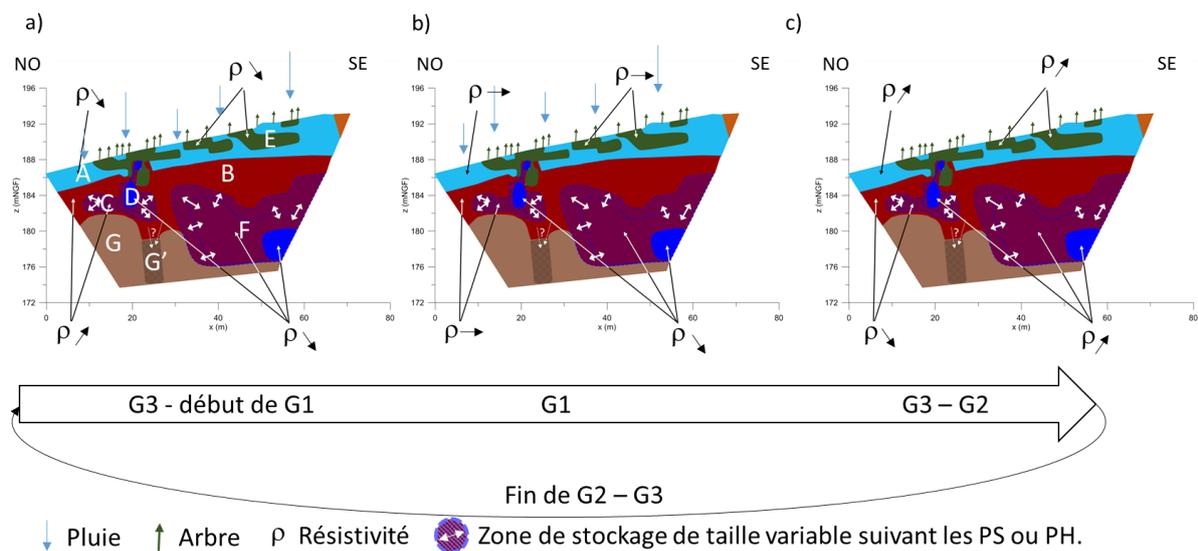


Figure II.46 : Synthèse des variations de résistivité au cours du temps pour le profil S100.

Plus au sud-est du profil, en profondeur (zone F) et aux dates du groupe 3, la résistivité diminue (Figure II.46.a). L'explication est la même que précédemment : l'eau s'écoule également de la zone B vers la zone F, augmentant le degré de saturation en eau.

Aux dates du groupe G1 (Figure II.46.b), la résistivité de la zone superficielle (A) se stabilise, alors que les pluies continuent. Cela s'explique par le fait que le sol a atteint son degré de saturation maximal. L'eau est transférée vers d'autres zones plus en profondeur (zones B, C, D et F). Ce transfert est visible sur les zones B et C dont la résistivité se stabilise autour de 120 Ω·m, alors que celles des zones D et F diminuent. L'eau des zones B et C continue de circuler vers les zones D et F, et dans le même temps, elles sont alimentées en eau par la zone superficielle.

Aux dates des groupes G3-G2 (Figure II.46.c), les pluies se sont arrêtées et la résistivité de la zone A augmente. Elle augmente d'autant plus dans la zone E que les arbres pompent l'eau du sol, augmentant la résistivité de manière similaire à celle de la zone E du profil S50. Plus en profondeur, la

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
 PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

zone B a une résistivité qui diminue, indiquant que l'eau de la zone A continue de s'y infiltrer. La zone C a également une résistivité qui diminue, indiquant une infiltration de l'eau de la zone B vers la zone C. Cette zone a par ailleurs une taille variable suivant la période sèche ou humide, de même que la zone F : avec une plus grande taille en PH qu'en PS. La zone F a par ailleurs et pour les dates du groupe G2, une résistivité qui augmente, signifiant que l'eau s'écoule quelque part. Deux hypothèses existent :

- lorsque l'altitude de la zone F est inférieure à celle de la zone C, l'eau ne peut que s'infiltrer vers la profondeur (peut-être zone G'). Cette condition est particulièrement réalisée en période sèche.
- lorsque l'altitude de la zone F est égale ou supérieure à celle de la zone C, l'eau de la zone F peut, pour partie, être transférée vers la zone C, et pour partie vers la profondeur (peut-être zone G').

La zone G' (Figure II.46.c) présente une résistivité faible dans le calcaire sain (entre 300 et 400 $\Omega\cdot m$) qui diminue au cours des dates du groupe 2. L'eau présente en zone F pourrait donc bien s'infiltrer vers cette zone plus profonde. La diminution de la résistivité intervient entre deux à trois mois après la reprise du débit, ce qui correspond à l'apparition du suintement au joint de la salle des Taureaux décalé de 2 mois par rapport au débit dans le SAS1. De plus, l'altitude du joint est proche de celle de la zone G' (Figure II.48 et Figure II.47). Ainsi, on peut penser que les zones C et F alimentent la zone G' qui a son tour alimente les écoulements du joint.

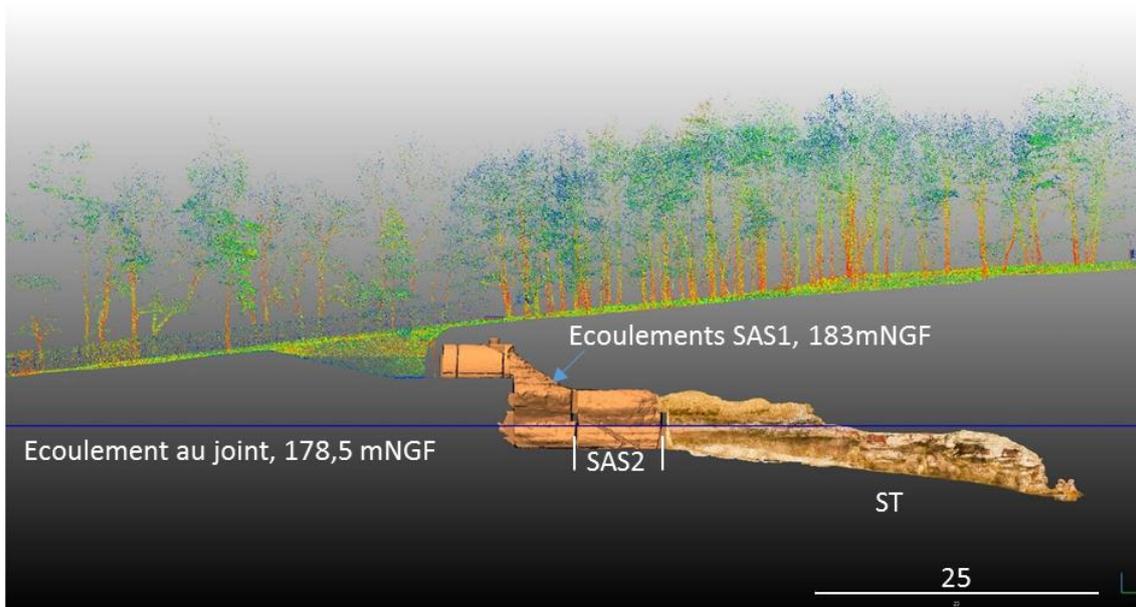


Figure II.47 : Coupe transversale de la salle des Taureaux (ST) au SAS1 avec la position des écoulements.

Finalement, **un modèle de terrain hydrogéologique** pourrait être synthétisé sur le profil S100 (Figure II.48). Les terrains superficiels sont constitués de la zone A, qui a pour fonction l'infiltration des précipitations et est constituée de calcaires altérés. Les terrains plus profonds sont assimilés à des calcaires montrant divers degrés d'altération. La zone B est constituée de calcaires marneux ou à inter-joints sablo-marneux (la résistivité est trop faible par rapport au calcaire de la colline et trop élevée par rapport aux calcaires altérés) qui ont fonction de zone de transfert lent et de stockage. Les zones C et F sont constituées de calcaires altérés dont l'altération augmente en s'approchant de la zone D. Ainsi, les zones C et F ont une fonction de zone de transfert et de stockage. La zone D est quant à elle constituée de calcaires très altérés, fantômés et/ou fracturés. Il s'agirait aussi d'une zone de

transfert. Outre cette analyse hydrogéologique, nous ajoutons la zone E qui se caractérise par le rôle important des arbres sus-jacents.

Enfin, la zone la plus profonde, G, est constituée de calcaires massifs. Au sein de ces calcaires, il y a une zone plus fracturée ou en début d'altération (zone G') par laquelle l'eau peut circuler vers les couches plus profondes et la grotte (salle des Taureaux).

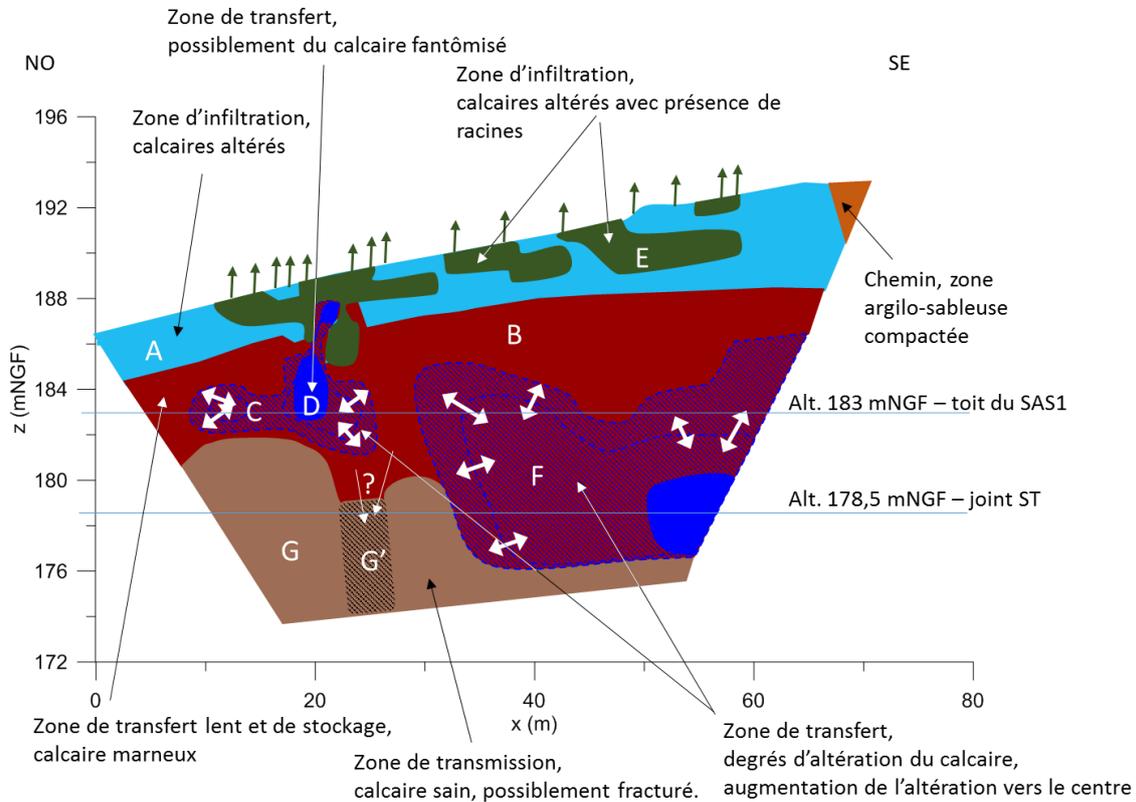


Figure II.48 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées du profil S100.

2.2.2.3 Profils nord 50 et 100 (N50 et N100)

Le profil N50 est parallèle au profil S50, et est localisé un peu plus au nord. Le profil N100 partage la même origine que le N50 et le prolonge, parallèlement au profil S100 (Figure II.1). L'organisation générale des blocs issus de la CHA et des valeurs de résistivité relevées sur les profils S50 et S100 sont similaires, avec quelques variantes, notamment spatiales. Le découpage des deux périodes sèche et humide en dates du groupe 1 et 2 est identique à celui des profils S50 et S100. Pour la période humide (du 06/06/2012 au 28/03/2014), il faut rajouter le 06/06/2012 aux dates du groupe 1, et le 24/10/2012 aux dates du groupe 2.

Les graphiques présentant les résultats de l'ACP (cercle des corrélations et espace des variables) sont représentés en Annexe 4.B pour le profil N50 et Annexe 4.C pour le profil N100.

Nous avons choisi de couper le dendrogramme (CHA) à un niveau délimitant sept classes (PH, Figure II.49.b et PS, Figure II.50.b), reportées sur le profil pour les périodes sèches et humides (PH, Figure II.49.a et PS, Figure II.50.a). Contrairement aux données des profils S50 et S100 où l'organisation spatiale changeait, elle change peu d'une période à l'autre sur les profils N50 et N100. Les classes en période humide sont, pour la plupart, identiques à celles de la période sèche. Pour le profil N100, les

classes formées en période humide sont les mêmes que celles formées en période sèche. Pour le profil N50, les changements principaux entre les périodes ont lieu à proximité de la surface. Ainsi, les couples de classes entre période humide et période sèche pour le profil N50 sont :

- classe 1-PH – classe 1-PS ;
- classe 2-PH – classe 5-PS ;
- classe 3-PH – classe 2-PS ;
- classe 4-PH – classe 3-PS ;
- classe 5-PH – classe 4-PS ;
- classe 6-PH – classe 7-PS ;
- classe 7-PH – classe 6-PS.

Il faut également noter la présence, entre 2 et 2,5 m de profondeur, de blocs appartenant à la classe 3 en période humide, non retrouvés dans la classe 2 en période sèche.

L'organisation spatiale des classes sur le profil N50 reste très proche de celle observée sur le profil S50. De même que pour ce dernier profil, le dendrogramme peut être coupé pour former deux groupes de classes (Figure II.49.b.gauche et Figure II.50.b.gauche) :

- Les classes 1-PH (éq. 1-PS), 3-PH (éq. 2-PS) et 4-PH (éq. 3-PH) forment les classes superficielles, entre 0 et 3,5 m de profondeur. Au vu du dendrogramme de la période sèche et de la disposition subhorizontale des classes, nous choisissons d'ajouter la classe 2-PH (éq. 5-PS) à ce premier groupe. Les résistivités médianes des classes de ce groupe sont comparées aux pluies efficaces.
- Les classes 5-PH (éq. 4-PS), 6-PH (éq.7-PS) et 7-PH (éq. 6-PS) forment les classes profondes, entre 3,5 et 7,5 m de profondeur. Les valeurs de résistivités médianes sont comparées au débit dans le SAS1.

Le même type d'organisation est retrouvé pour le profil N100, avec à nouveau un découpage du dendrogramme en deux groupes de classes (Figure II.49.b.droit et Figure II.50.b.droit). Il est de plus nécessaire d'ajouter un découpage à l'intérieur des classes 2 et 3 en fonction de la localisation spatiale des blocs (Figure II.49.a.droit et Figure II.50.a.droit), c'est-à-dire s'ils sont proches de la surface ou tout à fait en profondeur. La limite est fixée arbitrairement à 8 m de profondeur. Les trois groupes définis sont constitués de telle sorte que :

- Les classes 1, 2 (prof.<8 m), 3 (prof.<8 m) et 5 forment les classes superficielles, majoritairement situées entre 0 et 3 m de profondeur (plus quelques blocs de la classe 3 allant jusqu'à 8 m au sud-est du profil).
- Les classes 4, 6 et 7 forment les classes profondes, comprises au nord-ouest entre 3 et 8 m et au sud-est entre 3 et 13 m de profondeur. Au vu de la répartition spatiale des classes 6 et 7 pour lesquelles deux groupes de blocs séparés sont visibles, ces classes sont subdivisées en deux sous-classes. La classe 6 est subdivisée en fonction de la position horizontale des deux groupes de blocs, suivant si l'abscisse du groupe est inférieure ou supérieure à 30 m. Ces sous-groupes forment également des sous-classes dans la CHA. La classe 7 est subdivisée en fonction de la position verticale des deux groupes de blocs, suivant que la profondeur du groupe est inférieure ou supérieure à 8 m de profondeur.
- Enfin, les classes 2 (prof.>8 m) et 3 (prof.>8 m) forment le groupe de blocs le plus profond.

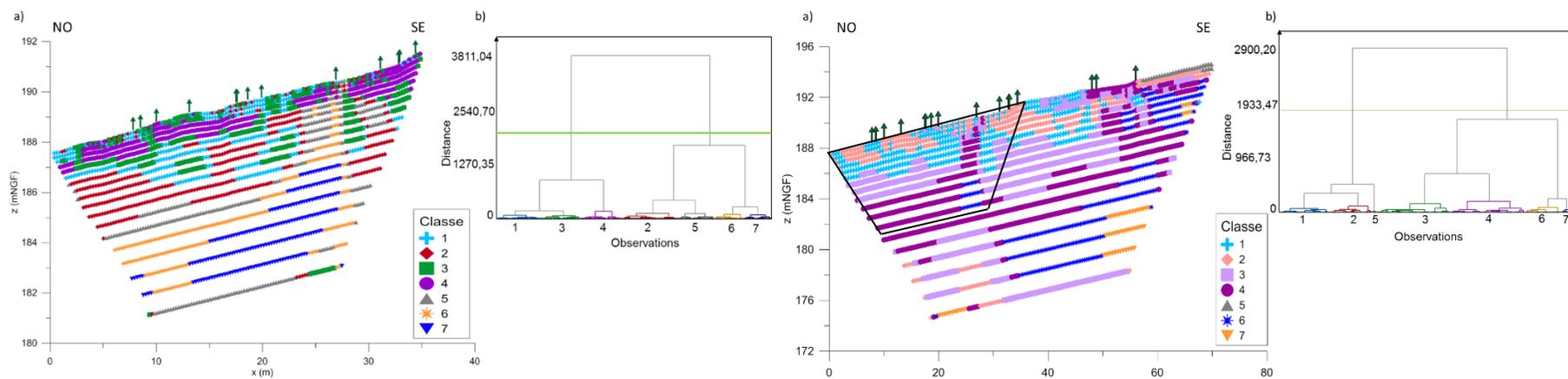


Figure II.49 : Résultat de la CHA pour les dates de la période humide pour le profil N50 (à gauche) et N100 (à droite). (a) répartition des blocs tenant compte de leurs classes. Les flèches vertes représentent des arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de deux groupes de blocs.

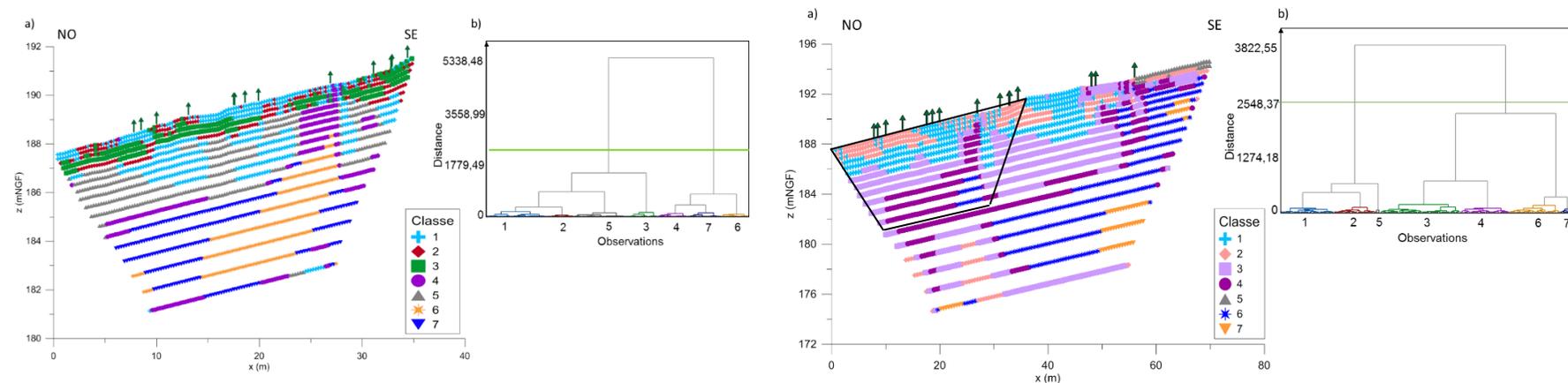


Figure II.50 : Résultat de la CHA pour les dates de la période sèche pour les profil N50 (à gauche) et N100 (à droite). (a) répartition des blocs tenant compte de leurs classes. Les flèches vertes représentent des arbres le long du profil. (b) Dendrogramme permettant de créer sept classes. La ligne verte présente la coupure du dendrogramme permettant la création de deux groupes de blocs.

Classes superficielles

Les classes superficielles ont des résistivités médianes élevées aux dates du groupe 2, et faibles aux dates du groupe 1, quelle que soit la période (PH ou PS). Les médianes des résistivités pour le profil N50 sont présentées en Figure II.51 et en Figure II.52 pour le profil N100.

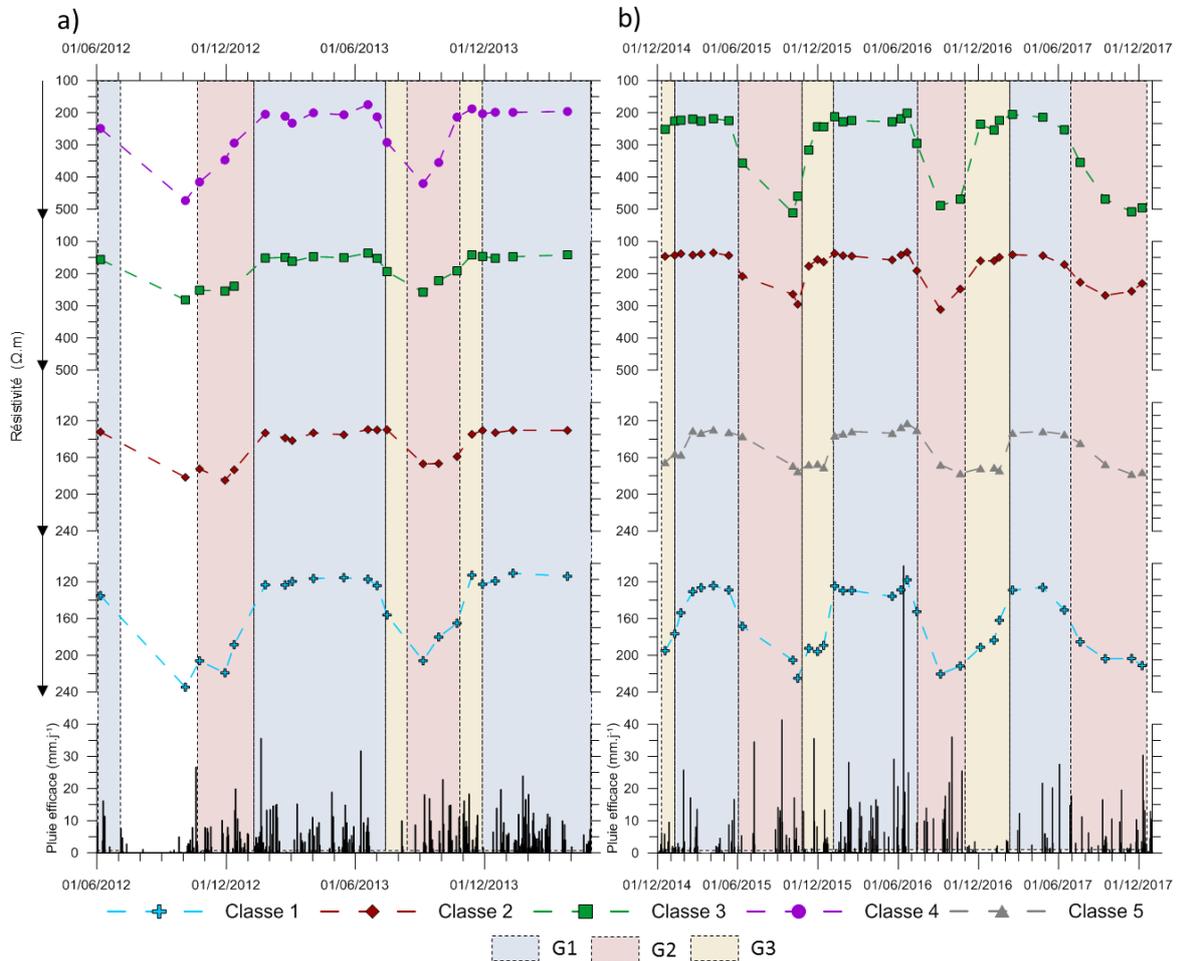


Figure II.51 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil N50, comparées à la pluie efficace. Les groupes de dates sont représentés*. (a) classes 1, 2, 3 et 4 en période humide et (b) classes 1, 5, 2 et 3 en période sèche.

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
 PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

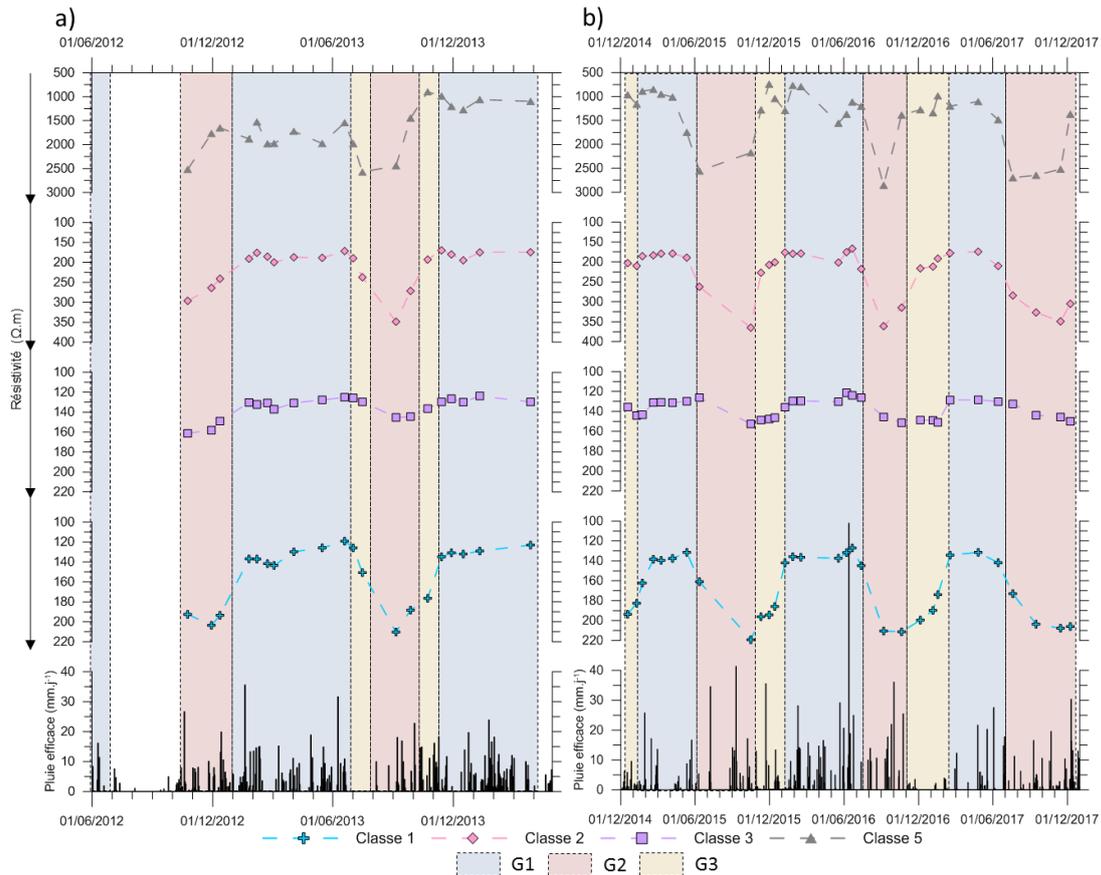


Figure II.52 : Résistivités médianes des classes superficielles du profil N100, comparées à la pluie efficace. (a) classes 1, 2, 3 et 5 en période humide et (b) classes 1, 2, 3 et 5 en période sèche.

Les variations des médianes de la classe 1 des quatre profils (N50 Figure II.51.a et b et N100 Figure II.52.a et b) sont similaires à celles de la classe 1 des profils S50 et S100. Elles présentent toujours une augmentation de la résistivité aux dates du groupe 2 (jusqu'à 220 $\Omega \cdot m$), une diminution aux dates du groupe 3 et un plateau de faible résistivité aux dates du groupe 1 (120 $\Omega \cdot m$).

La classe S50-4-PH (eq. 3-PS) dont les blocs sont situés immédiatement sous les arbres montre des valeurs comparables à celles des profils N50 et N100 (classe 2). Il faut ajouter à cette observation que deux classes (3-PH (éq.2-PS) et 4-PH (éq. 3-PS)) sur le profil N50 se trouvent sous les arbres. Les médianes des classes N50-3-PH (éq. 2-PS) augmentent jusqu'à 300 $\Omega \cdot m$ aux dates du groupe 2 et diminuent pour atteindre un palier à 130 $\Omega \cdot m$ aux dates des groupes 1 et 3. Les médianes des classes N50-4-PH et 3-PS varient de même avec des valeurs plus élevées, entre 200 et 500 $\Omega \cdot m$. On note par ailleurs que les blocs de la classe N50-3-PH (éq. 2-PS) englobent les blocs de la classe N50-4-PH (éq. 3-PS). L'effet des arbres se fait sentir par un gradient de résistivité de plus en plus élevé au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'arbre. La résistivité est plus élevée aux dates du groupe 2 de la période sèche (classe 3-PS, 500 $\Omega \cdot m$) qu'aux dates du groupe 2 de la période humide (classe 4-PH, plus proche de 450 $\Omega \cdot m$).

Pour ce qui est du profil N100, la résolution spatiale des TRE n'est pas suffisante pour retrouver le découpage du profil N50. La résistivité de la classe 2 est comprise entre 180 et 400 $\Omega \cdot m$, ce qui se rapproche des classes sous les arbres du profil N50, et les variations leurs sont semblables.

L'observation des médianes des classes sous les arbres montre que le déficit en eau est d'autant plus grand que l'on se rapproche de l'arbre, et un degré de saturation plus élevé en période humide qu'en période sèche.

Plus en profondeur, entre 2 et 4 m sur les profils N50 (PH et PS) et jusqu'à 5 m sur les profils N100 (PH et PS), les classes N50-2-PH, N50-5-PS et N100-3 (PH et PS) ont une résistivité variant entre 120 $\Omega\cdot m$ et 180 $\Omega\cdot m$. Aux dates du groupe 2, la résistivité est élevée et reste élevée aux dates du groupe 3, contrairement aux classes entre 1 et 2 m, dont la résistivité décroît aux dates du groupe 3. La résistivité décroît finalement, et atteint rapidement un plateau aux dates du groupe 1 (120 $\Omega\cdot m$). Ainsi, on observe entre les classes les plus superficielles (entre 1 et 2 m) et les classes un peu plus profondes (entre 2 et 4-5 m) un déphasage d'1 mois de la diminution de la résistivité. A noter que pour l'année 2016-2017, particulièrement sèche, le déphasage est de 3 mois.

Ces résultats confirment les conclusions pour les couches superficielles des profils S50 et S100 : entre la surface et 2 m de profondeur se trouvent des calcaires très altérés, ayant une fonction de zone d'infiltration des pluies. A 2 m de profondeur se trouve une discontinuité de perméabilité. Entre 2 et 4-5 m de profondeur se trouve un banc de calcaires marneux, fracturés et altérés, ayant une fonction de zone de stockage et de transfert lent.

Enfin, le profil N100 comprend une nouvelle classe en surface, la classe 5, à partir de 56 m le long du profil et sur moins de 50 cm de profondeur. La résistivité y est très élevée, entre 1000 et 2500 $\Omega\cdot m$. Sur le site, cette zone est située au-delà de la clôture d'enceinte. Des tarières superficielles ont été réalisées (PARTIE II.1.4 et Figure II.11, Annexe 2) et ont montré qu'il s'agit de sables, ce qui concorde avec la très forte variation des médianes de résistivité observé, et donc du degré de saturation.

Classes profondes

Parmi les classes profondes, on peut distinguer deux groupes. Un premier groupe dont les blocs sont situés entre 5 et 7,5-8 m de profondeur pour les profils N50 (Figure II.53.a et b) et au nord-ouest du profil N100, et jusqu'à 13 m de profondeur au sud-est du profil N100 (Figure II.54.a et b). Un second groupe comprend les blocs situés en-dessous de 8 m (Figure II.55.a et b)*.

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

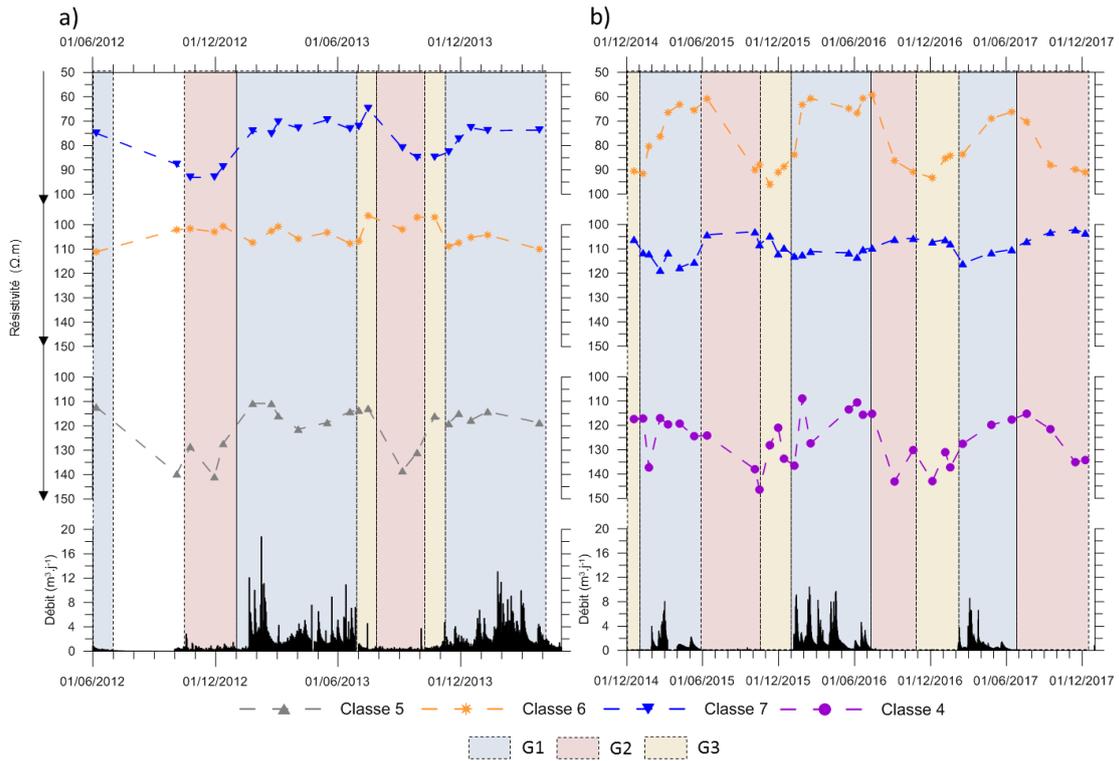


Figure II.53 : Résistivités médianes des classes profondes du profil N50, comparées au débit du SAS1. (a) classes 5, 6 et 7 en période humide et (b) classes 4, 7 et 6 en période sèche.

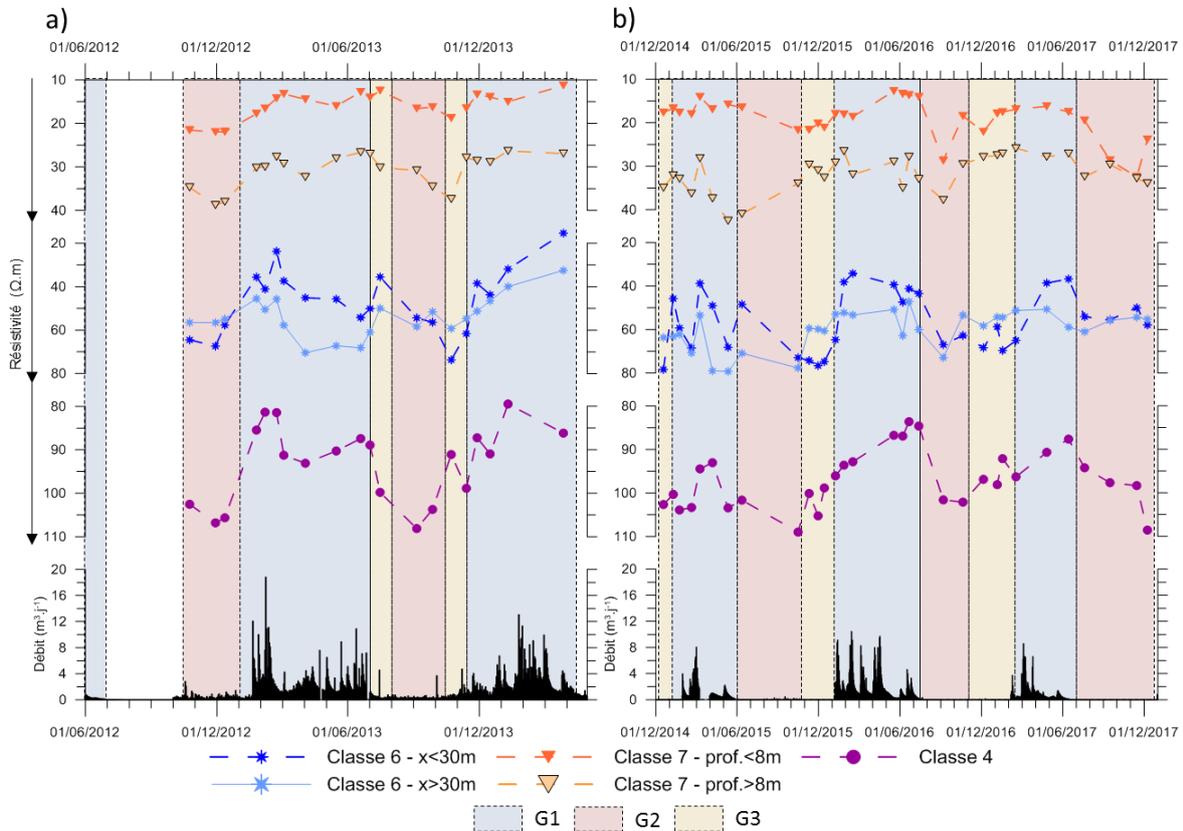


Figure II.54 : Résistivités médianes des classes profondes du profil N100, comparées au débit du SAS1. (a) classes 4, 6, et 7 en période humide et (b) classes 4, 6 et 7 en période sèche.

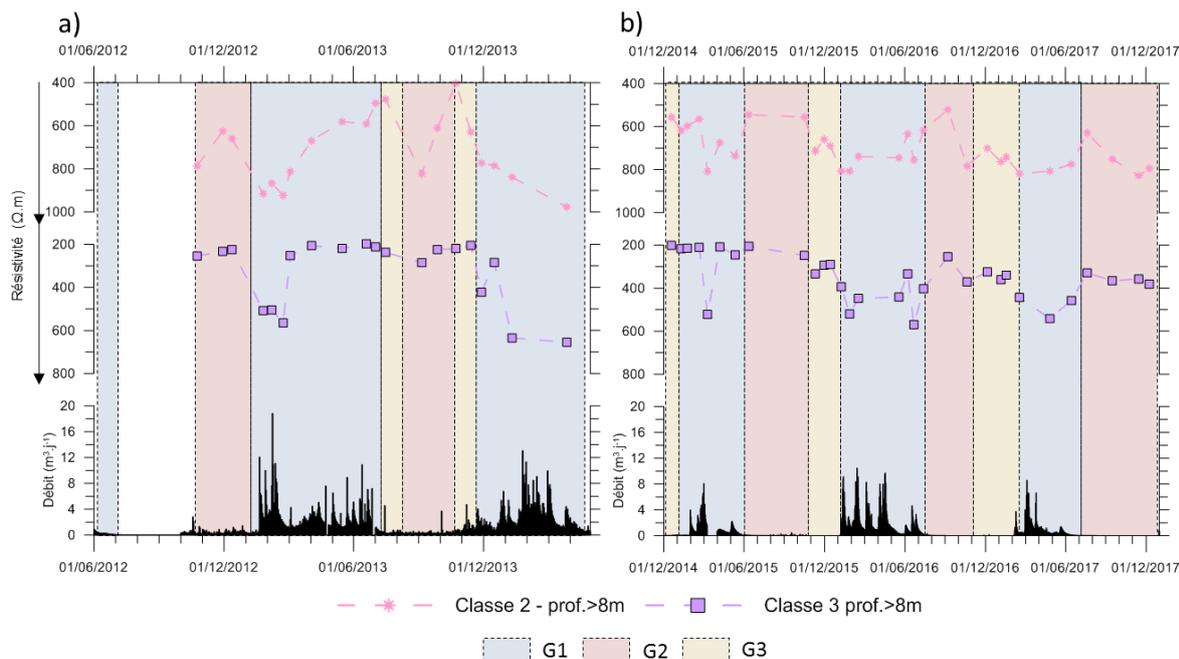


Figure II.55 : Résistivités médianes des classes profondes (prof. > 8 m) du profil N100, comparées au débit du SAS1. (a) classes 2 et 3 en période humide et (b) classes 2 et 3 en période sèche.

La répartition des classes pour les profils N50 et N100 est semblable pour la zone qui leur est commune (entourée de noir sur la Figure II.49.droite et Figure II.50.droite). La classe N50-7-PH (éq. N50-6-PS) correspond à la classe N100-6 ($x < 30$ m, PH et PS). Les classes N50-5-PH (éq. 4-PS) et 6-PH (éq. 7-PS) ont pour pendant la classe N100-4 (PH et P). Les classes peuvent donc être comparées.

La classe N50-6-PH (éq. 7-PS) (variations entre 90 et 110 $\Omega \cdot m$, Figure II.53) combinée à la classe 5-PH (éq. 4-PS) (variations entre 115 et 140 $\Omega \cdot m$ Figure II.53) correspondent à la classe N100-4 (PH et PS, Figure II.49 et Figure II.50). La médiane de ces classes présente une décroissance de la résistivité à partir des dates du groupe 3 et jusqu'aux dates du groupe 1, sans présenter de plateau (variations entre 85 et 110 $\Omega \cdot m$ Figure II.53). Aux dates du groupe 2, la résistivité médiane augmente. Toutefois, la résistivité de la classe N50-6-PH (éq. 7-PS) est légèrement plus élevée que celle de la classe N50-5-PH (éq. 4-PS) (Figure II.53.a et b) et l'on ne retrouve pas de classe équivalente à la classe N50-5-PH (éq. 4-PS) sur le profil N100. Il est possible que cette couche, définie par la classe N50-5-PH (éq. 4-PS), soit trop fine par rapport à la résolution du profil N100 et soit absorbée par la classe N100-4 (PH et PS). Cette couche rappelle, par son extension spatiale et les variations de sa résistivité médiane, la classe S50-5-PS. Les variations de ces classes présentent une diminution de la résistivité dès les dates du groupe 3, soit 2 à 3 mois avant que celles de la classe N50-7-PH (éq. 6-PS) et N100-6 (PH et PS) ne diminuent à leur tour, aux dates du groupe 1.

La médiane de la classe N50-7-PH (éq. N50-6-PS) varie entre 70 et 90 $\Omega \cdot m$ (Figure II.53.a et b), alors que la médiane de la classe N100-6 ($x < 30$ m, PH et PS) varie entre 30 et 70 $\Omega \cdot m$ (Figure II.54.a et b). Cette différence s'explique par l'extension spatiale de ces classes, plus étendue sur le profil N50 que sur le profil N100. Les médianes des résistivités des classes N50-7-PH (éq. 6-PS) et N100-6 (PH et PS) sont élevées aux dates du groupe 2 et du groupe 3, et les médianes des résistivités diminuent aux dates du groupe 1. En prenant le premier décile de la classe 7-PH (éq. 6-PS), la plage de variation de la médiane de la classe N100-6 (PH et PS) est retrouvée, variant entre 40 et 80 $\Omega \cdot m$ (Figure II.56). Les blocs du premier décile sont spatialement très proches de ceux de la classe N100-6 (PH et PS).

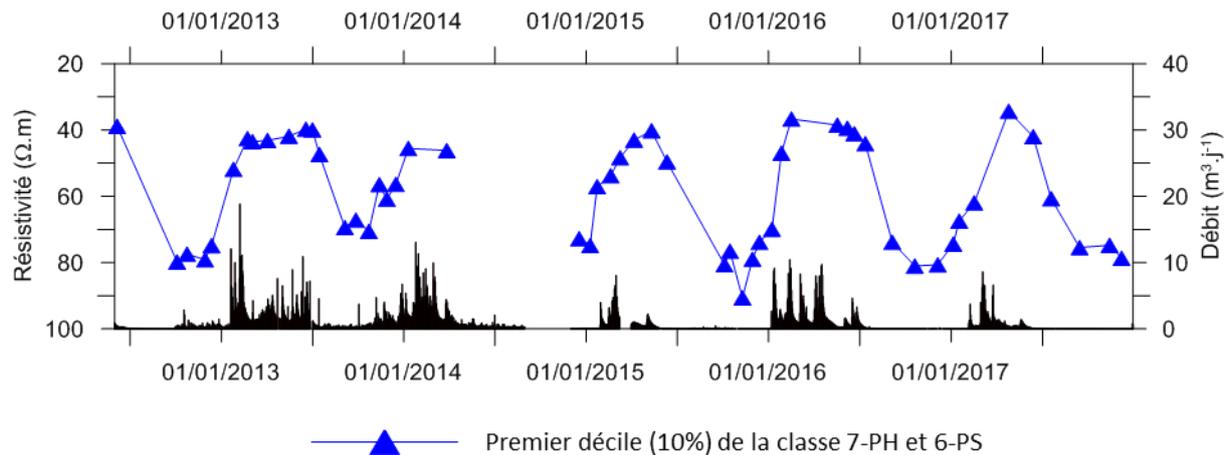


Figure II.56 : Evolution du premier décile de la classe 7-PH et 6-PS au cours des six ans de mesures, vis-à-vis du débit.

L'étude des médianes montre que le schéma mis en évidence sur les profils S50 et S100 est retrouvé. Les terrains composant les classes N50-6-PH (éq. 7-PS) et N100-4 (PH et PS) forment un contraste de perméabilité entre les classes superficielles et plus profondes, dû probablement à un banc calcaire plus marneux, peu épais. Les blocs de ces classes rappellent celles des classes S50-7-PH (éq. 6-PS) et correspondraient ainsi une zone de stockage et de transmission lente vers la classe N50-7-PH (éq. 6-PS) et N100-6 (PH et PS). Les terrains des classes N50-7-PH (éq. 6-PS) et N100-6 (PH et PS) forment une zone de stockage et de transfert de l'eau vers le SAS1.

Plus au sud-est du profil N100, on retrouve la classe 6, au-delà de 30 m le long du profil. Les variations de cette classe sont proches de celles de la classe 6 ($x < 30$), avec pour différence notable la diminution de la résistivité dès les dates du groupe 3 avec une résistivité médiane plus élevée. Ceci marque un calcaire *a priori* légèrement moins altéré que celui de la classe 6 plus au nord-ouest du profil.

La classe 7 possède une résistivité médiane faible (resp. 35 et 20 $\Omega \cdot m$), que ce soit le groupe de blocs avec une profondeur supérieure à 8 m ou celui dont la profondeur est inférieure à 8 m et avec de très faibles variations au cours du temps (Figure II.54.a et b). Des zones argileuses (Vouvé, 1967a) ayant été décrites sur la colline, les terrains représentés par les blocs de cette classe semblent pouvoir être constitués d'argile.

Enfin, tout à fait en profondeur, les blocs des classes N100-2 (PH et PS) et N100-3 (PH et PS) forment un groupe dont la résistivité est élevée (Figure II.55.a et b). Une trace de ces classes est d'ailleurs présente sur le profil N50, avec les blocs profonds (à 7,5 m) de la classe N50-4-PS dont la résistivité médiane est de 234 $\Omega \cdot m$. La médiane des classes N100-2 (PH et PS) et N100-3 (PH et PS) est plus élevée aux dates du groupe 1 qu'au dates du groupe 2. La médiane de la classe N100-3 (PH et PS) varie entre 200 et 600 $\Omega \cdot m$, et la classe N100-2 (PH et PS) entre 500 et 900 $\Omega \cdot m$. Ainsi, la résistivité en profondeur diminue environs 2 mois (PH) à 6 mois (PS) après que les écoulements dans le SAS1 aient repris. Ce décalage est interprété comme la durée qu'il a fallu à l'eau pour s'infiltrer dans un calcaire qui, au vu de sa résistivité, est plus compact/moins altéré qu'en surface. On note par ailleurs que ce décalage correspond au décalage observé entre le début des écoulements dans le SAS1 et ceux au joint de la ST. Par ailleurs, l'altitude de cette anomalie pourrait correspondre à celle des joints localisés dans la salle des Taureaux et celle déjà observée sur le profil S100 (classe 2-PH (éq. 3-PS)).

Synthèse pour les profils N50 et N100

A partir de l'analyse réalisée sur les données de résistivité des profils N50 et N100, un modèle du fonctionnement hydrogéologique de la zone couverte par les profils nord est proposé (Figure II.57 et Figure II.58).

Aux dates du groupe G3 et début de dates du groupe G1* (Figure II.57.a), la résistivité des zones superficielles A et E diminue, montrant que l'eau de pluie s'infiltré aux travers de ces zones. Plus au sud-est, la zone I montre une résistivité qui diminue très fortement (de 2500 $\Omega \cdot m$ à moins de 1000 $\Omega \cdot m$). Ceci peut indiquer que l'infiltration des eaux de pluie est rapide dans cette zone, faite de sables (cf. tarières et sondages effectués, Annexe 2). Plus en profondeur, l'eau n'a pas encore atteint les zones B et C. La résistivité de ces zones augmentant, le degré de saturation de ces zones diminue. L'eau est donc nécessairement drainée quelque part : soit en profondeur (zones G et G') soit vers un matériau où la succion est plus importante (zone D). La zone D présente une diminution de la résistivité, signifiant que de l'eau s'infiltré vers cette zone. Deux possibilités à cette arrivée d'eau : soit une infiltration directe de l'eau depuis les zones superficielles passant par une zone altérée ou fracturée de la zone B, au droit de la zone D, soit une infiltration de l'eau de la zone C vers la zone D. Plus au sud-est du profil, la résistivité de la zone F diminue, ce qui implique que de l'eau arrive dans cette zone, vraisemblablement par infiltration depuis la zone C sus-jacente. La résistivité de la zone H diminue également, montrant que la saturation augmente. L'eau provient certainement de la zone F englobant la zone H. Enfin, la résistivité des zones G et G' augmente, montrant un assèchement du massif en profondeur.

Aux dates du groupe 1 (Figure II.57.b), la pluie continue à tomber. Les zones superficielles A, E et I présentent une résistivité qui atteint un seuil bas. Cela signifie que le degré de saturation du sol a atteint un seuil suffisant pour que les écoulements gravitaires, vers les zones profondes, se mettent en place. Par ailleurs, comme l'apport en eau de pluie continue et, qu'aucun écoulement de surface n'est observé, l'eau est nécessairement absorbée par le sol. Ainsi, sous la pression de ce nouvel apport d'eau, l'eau s'infiltré vers les classes plus profondes. Par ailleurs, la résistivité de la zone B diminue. De l'eau s'y infiltré donc avec un décalage d'1 mois en PH et jusqu'à 3 mois en PS par rapport au début des pluies. La résistivité de la zone C au nord-ouest du profil continue d'augmenter, indiquant que non seulement l'eau n'a pas encore atteint cette classe mais aussi que l'eau encore présente doit être transférée quelque part. Puisque la résistivité de la zone G, profonde, continue à augmenter, il est probable que l'eau soit transférée de la zone C à la zone D. La zone C possède une taille variant suivant les périodes. En période humide, elle est plus étendue qu'en période sèche, montrant qu'un volume de terrain plus faible est mobilisé pour le stockage de l'eau en PS.

Toujours aux dates du groupe 1, la résistivité de la zone D atteint un seuil de résistivité faible en PH, signifiant que la zone a atteint un degré de saturation maximal. Par ailleurs, les écoulements dans le SAS1 ont débuté en même temps que la résistivité s'est stabilisée en zone D. Il est possible que le seuil de percolation ait été atteint, et que l'eau circule vers le SAS1. En PS, la résistivité de cette zone D continue de diminuer. Cela montre qu'en période sèche, la totalité de la zone D n'a pas encore atteint son seuil critique, d'où des écoulements moins importants. La résistivité de la zone C plus au sud-est

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

diminue, suggérant une augmentation de la saturation de cette zone. L'eau provient peut-être de la zone B.

Enfin, la résistivité de la zone F se stabilise, montrant que le degré de saturation a atteint son seuil critique. Cela peut être dû à un apport d'eau depuis la classe C couplé à un écoulement vers les zones plus profondes, hors du profil.

Aux dates des groupes G3 (PH) et G2, les pluies se sont arrêtées et la résistivité des zones superficielles A, E et I augmente : le terrain s'assèche. La zone B présente également une résistivité qui augmente : le terrain s'assèche et l'eau dans le sol continue de s'infiltrer vers des zones plus profondes. La zone C au nord-ouest présente une résistivité qui diminue, montrant que la saturation augmente. L'eau provient sans doute de la zone B. Toutes les zones du sud-est du profil (zones C-sud-est, F) présentent une résistivité qui augmente. Cela signifie que le degré de saturation diminue et donc que l'eau est évacuée plus en profondeur. La zone G (et G' en particulier) présente une diminution de la résistivité, probablement due à l'infiltration des eaux des zones supérieures (zone C en particulier).

La zone H présente une résistivité quasi-constante au cours du temps, montrant une faible variation du degré de saturation au cours des deux périodes.

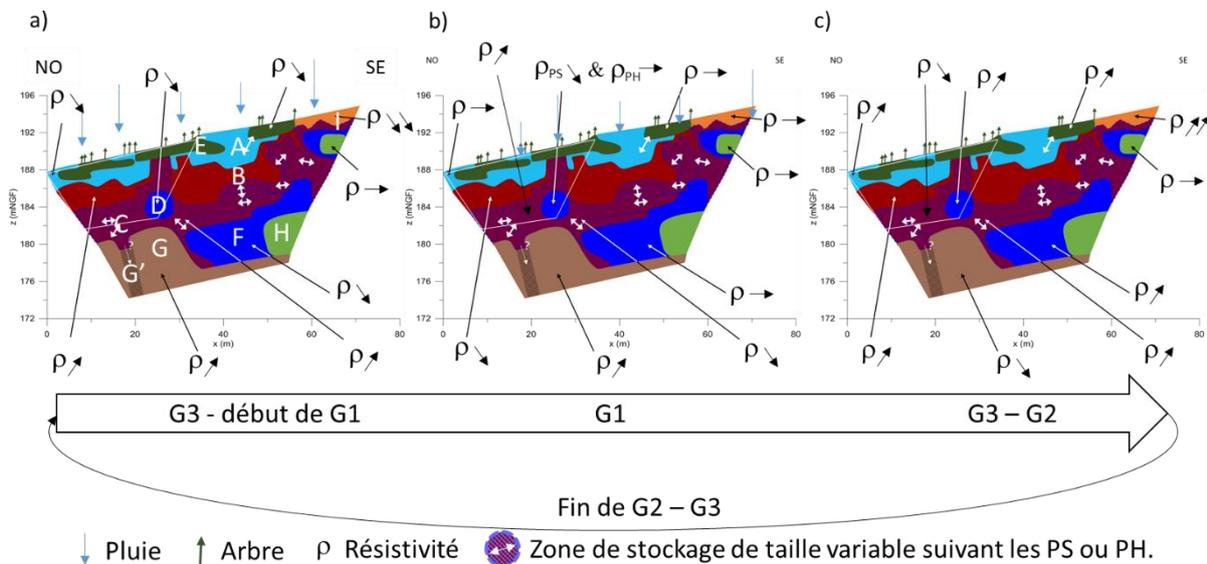


Figure II.57 : Synthèse des variations de résistivité au cours du temps pour les profil N50 (trace en blanc) et N100.

Le fonctionnement hydrogéologique de chaque zone et les matériaux les composants peut être proposé (Figure II.58). Les zones A, E et I, entre 0 et 3 m de profondeur, présentent des variations influencées par le début des pluies, il s'agit de la zone d'infiltration. Pour la zone A, la résistivité est compatible avec des calcaires altérés, ce qui est corroboré par les observations de terrain. La zone E est également composée de calcaires altérés sur lesquels les arbres poussent. La zone I présente de très fortes résistivités. Les observations de terrain montrent qu'il s'agit de sables.

En dessous, entre 3 et 5 m, la zone B présente des variations de résistivité déphasées d'1 à 3 mois après la reprise des pluies, avec une résistivité faible pour un calcaire sain, entre 130 et 160 $\Omega \cdot m$. L'eau d'infiltration mettant jusqu'à 3 mois pour traverser la zone d'infiltration et la zone B, il peut s'agir d'un calcaire marneux ou d'un calcaire dont les joints seraient marno-sableux.

Plus en profondeur (entre 5 et 7 m), la zone C présente une variabilité spatiale suivant que l'on soit en période humide ou sèche, avec une résistivité faible. Cela témoigne d'une zone de stockage telle que définie par Lopez (2009), et dont la particularité est de varier au cours du temps et suivant les cycles hydriques. Sa diminution de résistivité est légèrement en avance par rapport à la diminution de la zone D (entre moins d'1 mois (PH) et 3 mois (PS)), elle-même quasi-synchrone au débit du SAS1. Ainsi, on peut penser que la zone C est constituée de calcaires altérés, dont le gradient d'altération va croissant jusqu'à atteindre la zone D (comme montré sur le profil S50). Cette dernière semble complètement altérée, par fantômisation et/ou fracturation. De par son altitude légèrement supérieure à 183 mNGF (toit du SAS1) et sa résistivité synchrone au débit, elle joue le rôle de zone de transfert vers le SAS1.

La zone H est, de par sa très faible résistivité ($<40 \Omega \cdot m$) et ses faibles variations temporelles de résistivité, constituée d'argile.

La zone F ne varie pas de manière tout à fait synchrone au débit (baisse de résistivité en avance d'1 à 3 mois) et est située à une altitude inférieure à celle du SAS1. Au vu de la résistivité, il pourrait s'agir de calcaires en cours d'altération ou de blocs calcaires avec des joints argilo-sableux comme relevé par Vouvé (1968b) sur le site.

Enfin, la zone G, entre 7 et 15 m de profondeur, comprend des résistivités élevées, avec une médiane au-delà de $500 \Omega \cdot m$. Il s'agit de calcaires sains, composant la zone de transmission du milieu karstique. En son sein, la zone G', dont la résistivité est plus faible, correspondrait à une zone fracturée par où les écoulements se feraient préférentiellement. A noter que l'altitude de cette zone G' se situe aux environs de celle du joint du SAS2 qui se prolonge dans la salle des Taureaux.

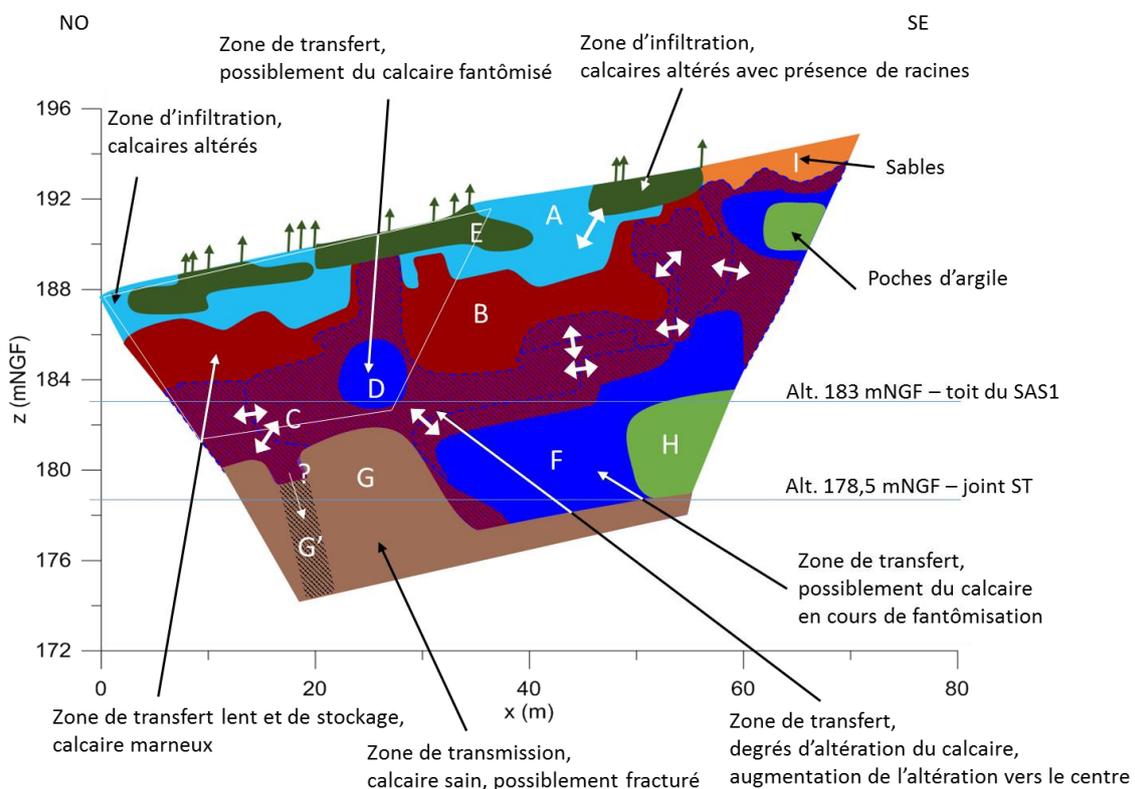


Figure II.58 : Hypothèse sur la lithologie et sur le rôle hydrogéologique des différentes zones identifiées sur les profils N50 (trace en blanc) et N100. (ST : salle des Taureaux)

2.3. Interprétation conjointe des quatre profils

L'analyse des quatre profils ayant été faites séparément, nous proposons à ce stade une synthèse en vue de comprendre l'environnement épikarstique de la grotte de Lascaux. Les analyses et mesures et analyses pétrophysiques sur échantillons aideront à cette compréhension.

2.3.1. Synthèse des analyses des quatre profils

Nous proposons dans un premier temps d'établir des correspondances entre les conclusions issues de l'analyse des profils géophysiques et les différents compartiments hydriques identifiés par Lopez (2009) et Minvielle (2015) (cf. PARTIE I.1.2.3.1 et PARTIE I.1.2.3.2) : zone épikarstique, zone de stockage, zone de transmission (composée de calcaires sains).

Lopez (2009) découpe le cycle hydrogéologique autour de la grotte de Lascaux en trois périodes (Figure II.59), que nous retrouvons avec l'analyse de l'ACP* :

- début de cycle (cycle déficitaire, Figure II.59.a) pendant lequel les zones transmissives proches du collecteur (ici l'émergence du SAS1) se remplissent d'eau, avec une aire d'alimentation restreinte. Cela correspond aux dates du groupe 3 précédant les dates appartenant au groupe 1 (Figure II.28).
- infiltration dominante (cycle excédentaire Figure II.59.b) pendant lequel les connections s'établissent entre les zones impliquées dans l'alimentation de l'émergence du SAS1. Le massif atteint alors une saturation suffisante pour que les écoulements se déclenchent dans le SAS1. Cela correspond aux dates du groupe 1 (Figure II.28).
- fin de cycle (drainage dominant Figure II.59.c) au cours duquel les connections se défont et que les écoulements gravitaires sont plus difficiles. Le terrain s'assèche. Cela correspond aux dates du groupe 3 précédant les dates du groupe 2 ainsi que les dates du groupe 1 (Figure II.28).

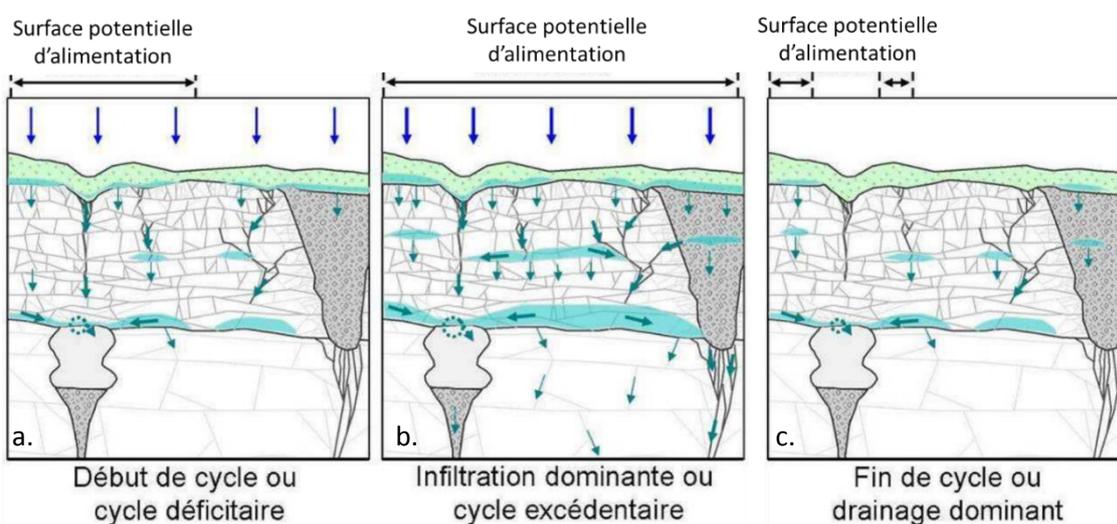


Figure II.59 : Schéma conceptuel de l'alimentation de l'émergence épikarstique en différentes périodes du cycle hydrogéologique. D'après Lopez (2009).

* Groupe 1 : écoulement dans le SAS1 ; Groupe 2 : pas d'écoulements ; Groupe 3 : précède les écoulements
PH : période humide (2012-2014) PS : période sèche (2014-2017)

Les zones identifiées à l'aide des profils de TRE au cours des six années de suivi temporel (Figure II.60) sont ainsi cohérentes avec le schéma fonctionnel en Figure II.61. Le sol pédologique à proprement parler n'apparaît pas sur les profils de TRE en raison de sa trop faible épaisseur, inférieure à la résolution de la tomographie. Les zones A et E (Figure II.60) des profils ont été interprétées comme étant des calcaires altérés. Par analogie avec la description de Lopez (2009), ces zones correspondraient à l'épikarst, siège des écoulements gravitaires principaux. L'étude des résistivités médianes concorde avec cette analyse. La zone B correspond à un contraste de perméabilité par rapport aux terrains sus-jacents. Cette hypothèse a déjà été avancée par Vouvé et repris par Lopez (2009) sur la Figure I.11. Bruxelles et Camus (2014) ont également repris cette hypothèse. Il pourrait s'agir d'un calcaire marneux ou d'un calcaire à joints marno-sableux.

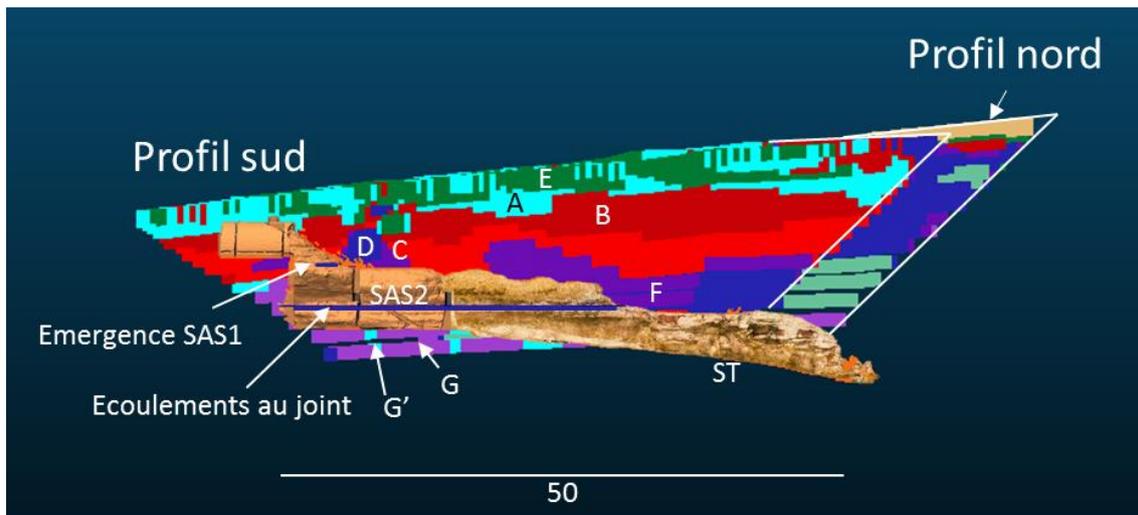


Figure II.60 : Repositionnement des profils en 3D par rapport à une coupe transversale de la salle des Taureaux (ST) au SAS1 avec la position des écoulements dans la grotte.

Les zones C, D et F correspondent à une zone de transition, au contact de l'épikarst et de la zone de transmission (Figure II.61.a). Ces zones deviennent beaucoup plus conductrices électriquement pendant le cycle d'infiltration dominante (dates du groupe 1). Les zones C, D et F n'ont pas la même extension suivant les cycles ; en effet, nous avons montré qu'au cours d'une période humide, ces zones sont plus étendues qu'en période sèche. Ces observations rejoignent la description que fait Lopez (2009) : « des connexions s'établissent dans le massif au cours de la période d'infiltration dominante ». L'étude des résistivités des zones C et F ont également montré qu'une connexion peut s'établir entre elles en période humide. Par analogie avec le modèle de Lopez (2009), les zones C et F sont des zones de stockage, permettant la concentration de l'eau vers une zone de circulation préférentielle. Les zones D des quatre profils sont analogues à une zone de circulation préférentielle de l'eau, *i.e.* de plus grande succion (Figure II.61.b). Une zone de fracturation est proposée par Lopez au droit des zones de circulations préférentielles. La zone potentiellement identifiée comme fracturée au niveau des blocs superficiels situés au-dessus de la zone D de chaque profil, et connectant les zones A et E aux zones D, centrales aux profils de TRE, pourraient représenter cette zone préférentielle. De plus, le centre de la zone D de chacun des profils montre une décroissance de la résistivité centripète pouvant aussi représenter une zone plus poreuse et de circulation préférentielle.

Enfin, la zone G est identifiée comme le calcaire compact. Il s'agirait, par analogie au modèle de Lopez, de la zone de transmission. Une zone de fracturation potentielle est identifiée sur les profils par la zone G'. Cette dernière pourrait être une zone de circulation préférentielle de l'eau vers une plus grande

profondeur. Nous pensons qu'il pourrait s'agir du chemin préférentiel de l'eau vers les joints de la salle des Taureaux car les variations de résistivité sont quasi-synchrones à l'humidification des joints dans la salle des machines.

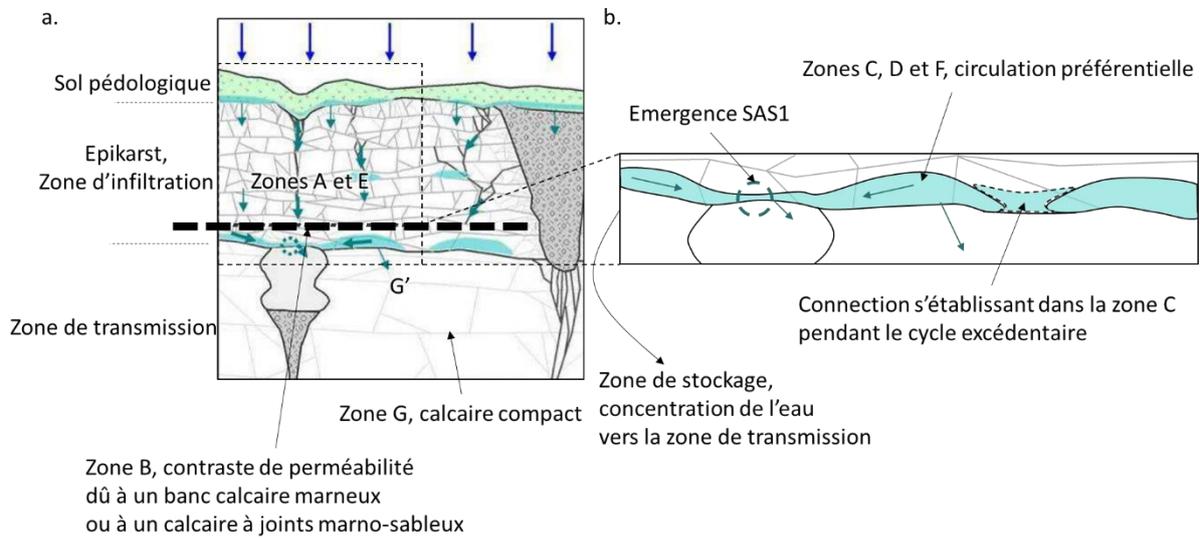


Figure II.61 : Schéma conceptuel modifié d'après Lopez (2009), avec les notations de Klimchouk (2004). Les différentes zones déterminées par l'étude des quatre profils de TRE au cours des six années de suivi y sont replacées.

Les résistivités des zones D (Figure II.48 et Figure II.58) pour les profils sud et nord sont légèrement déphasées dans le temps (Figure II.62). Aux dates du groupe 3 et début des dates du groupe 1, la résistivité de la zone D des profils sud diminue alors que celle des profils nord est encore élevée. Elle ne diminue qu'au début des dates du groupe 1 sur le profil nord. Cela est particulièrement vrai en période sèche. En période humide, la résistivité de la zone D du profil sud reste assez basse, signe d'un degré de saturation élevé et constant sur la période. La zone D du profil sud se sature donc plus rapidement en eau que celle du profil nord.

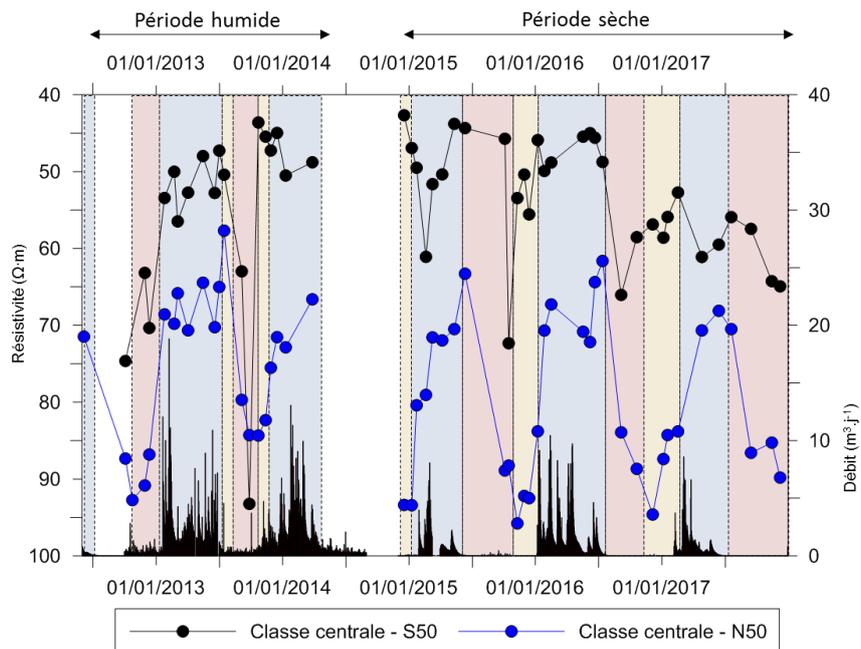


Figure II.62 : Comparaison des médianes de résistivités des zones D des profils sud 50 et nord 50.

Nous pouvons faire l'hypothèse d'une continuité spatiale de ces deux zones, identifiées comme zone de circulation préférentielle. Deux hypothèses de circulation sont possibles :

- les deux zones sont les marqueurs d'un conduit de fantômisation recoupé par les deux profils. La zone D du profil sud se sature en premier, et une connexion s'établit avec la zone D du profil nord entre 1 à 2 mois après. Une fois la connexion réalisée, l'eau s'écoule dans le SAS1, ou
- écoulement au travers d'une fracture (ou d'un faisceau de fractures) recoupée par les profils. Cette discontinuité se remplit alors d'eau, en commençant par la zone la plus proche de l'émergence. Une fois remplie jusqu'à ce que le seuil de percolation soit atteint, l'eau s'écoule dans le SAS1.

Pour savoir laquelle de ces hypothèses est la plus vraisemblable, il serait nécessaire de rajouter des mesures en amont et autour des deux profils existants. Cela sera fait par la modélisation 3D de l'amont du suivi temporel (cf. PARTIE II. Chapitre 4).

2.3.2. Perspectives quant à cette partie

A l'issue de ce premier travail, il serait nécessaire de réaliser des études complémentaires. Nous listons ainsi :

- L'analyse d'échantillons très altérés complémentaires en situation proche de la surface par des mesures de résistivités permettrait de mieux s'approcher d'une estimation de la quantité d'eau dans milieu, en supposant que ce volume soit suffisamment représentatif.
- La réalisation d'un suivi temporel journalier sur une à deux semaines autour de la reprise du débit, sur le profil S50, permettrait de mieux apprécier la durée les infiltrations proches de la surface.
- Il serait intéressant de réaliser à nouveaux les calculs des médianes sur l'ensemble des six années, quelle que soit la période, à partir de la classification réalisée en période sèche (la CHA est plus restrictive à cette période). Si cela permet de retrouver les conclusions de cette thèse, alors la classification par cette dernière CHA pourrait permettre une analyse immédiate des résistivités des profils futurs. Cela pourrait également permettre l'amélioration du modèle prédictif du débit réalisé par Xu (2015). A partir de là, une seule mesure permettrait de connaître l'état hydrique du site et la probabilité que les écoulements aient lieu à l'émergence.

Chapitre 3. Apport des analyses pétrophysiques

Les résultats obtenus par analyses statistiques du suivi temporel par TRE ont permis de distinguer les limites entre les différentes formations de l'environnement à l'amont de la grotte de Lascaux. Nous avons ainsi mis en évidence deux types de formations calcaires, de part et d'autre d'une limite subhorizontale située à une altitude d'environ 180 mNGF. Cette limite est confirmée par les travaux de Xu *et al.* (2016), qui a montré en trois dimensions qu'une limite existait autour de 179 mNGF plus au sud du site. Les formations calcaires de surface représentées sur la CHA du profil S100 par les zones A à F, montrent une résistivité médiane autour de 140 $\Omega\cdot\text{m}$, tandis que les calcaires plus profonds représentés sur la CHA du profil S100 par les zones G et G' présentent une résistivité médiane autour de 519 $\Omega\cdot\text{m}$ (cf. Figure II.60). La différence de résistivité entre les deux calcaires a été attribuée à une différence d'état d'altération, avec des calcaires plus altérés en surface qu'en profondeur. Il convient alors de caractériser l'état réel d'altération de la matrice calcaire de ces deux zones.

Ce chapitre présentera ainsi la caractérisation qualitative de la matrice à l'aide, dans un premier temps, de résultats acquis par imagerie avec un microscope électronique à balayage (MEB) couplée à de la microanalyse par spectrométrie à rayons X à dispersion d'énergie (EDS) et par des mesures en porosimétrie au mercure. Dans un deuxième temps, nous présenterons les résultats issus des mesures de résistivité électriques sur échantillon.

3.1. Mesures et analyses au MEB, microanalyse X et porosimétrie mercure

Les analyses effectuées sur deux échantillons sont présentées dans le cadre de cette thèse. L'échantillon Sa-a, pris dans la partie superficielle du massif, et l'échantillon S8-b, pris dans la partie profonde du massif (cf. PARTIE II.1.4).

L'échantillon Sa-a (187 mNGF, entre 0,1 et 2 m de profondeur, Figure II.11) est un calcaire argileux et, tenant compte de sa profondeur et des analyses des résistivités en 3D (Xu *et al.*, 2016), le prélèvement est situé dans la zone épikarstique.

L'échantillon S8-b (prélevé à 175,8 mNGF, à 7,7 m de profondeur, Figure II.11) est un calcaire plus profond, plus compact et dont la matrice semble moins altérée. Nous faisons ici l'hypothèse que le positionnement des forages réalisés en 1966 est suffisamment précis pour situer correctement l'altitude de l'échantillon.

La Figure II.63 montre deux mosaïques d'images électroniques faites sur les deux échantillons illustrés. On note qu'à cette échelle, les échantillons ne sont pas fondamentalement différents, mais qu'ils sont hétérogènes. Ces échantillons sont tous deux constitués de deux faciès : un faciès granulaire, majoritaire sur la lame (Figure II.63), et un faciès fait de larges plaques de calcite assimilé à un ciment secondaire (précipitation de calcite dans les zones d'écoulement préférentielles). Sur la Figure II.63.b, la flèche bleue indique un ciment secondaire présent dans le calcaire profond. Les rectangles blancs représentent des zones plutôt granulaires analysées par la suite.

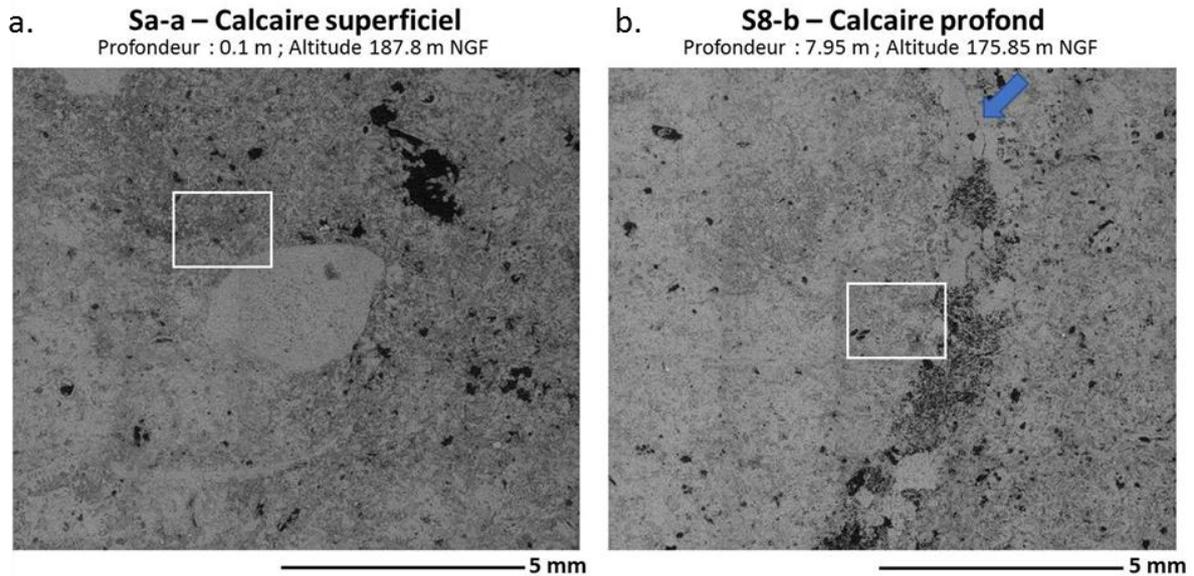


Figure II.63 : Mosaïques d'images électroniques d'un échantillon de calcaire (a) superficiel Sa-a et (b) en profondeur S8-b. La flèche bleue illustre la présence de ciments de calcite secondaire précipitant à partir de l'eau douce (pluies) percolante.

La porosité des échantillons a été qualifiée par porosimétrie au mercure. Cette dernière révèle que le calcaire de surface (Sa-a) a une porosité de 6,3%, légèrement supérieure à celle du calcaire profond (4%).

La Figure II.64 donne les fonctions de distribution du volume poreux des deux échantillons obtenus par porosimétrie au mercure. On rappelle que cette fonction de distribution donne la fraction du volume poreux accessible *via* des rayons d'entrée de pores quantifiés par la loi de Laplace (cf. PARTIE I.3.2.2). Les fonctions sont bimodales dans les deux cas. Le mode principal associé au faciès granuleux est caractérisé par des rayons d'entrée de pores plus grands dans le cas du calcaire superficiel. Le mode secondaire, centré sur des rayons d'accès plus petits et associés au ciment de calcite secondaire est sensiblement plus développé dans le calcaire de surface qui montrerait ainsi plus de remaniements diagénétiques.

Dans tous les cas, la faible différence de porosité entre le calcaire superficiel et le calcaire profond ne peut pas expliquer à elle seule la différence de résistivité mesurée à grande échelle sur le terrain.

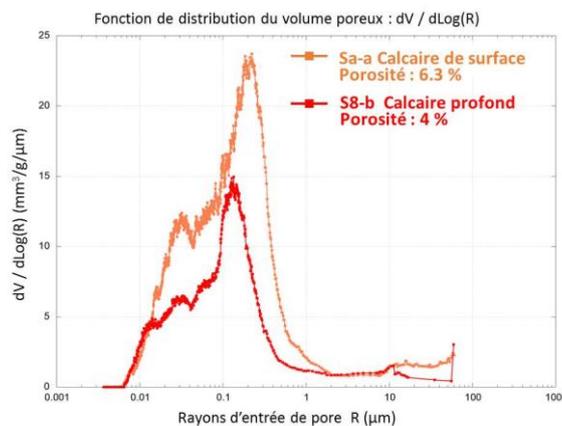


Figure II.64 : Analyse par porosimétrie au mercure d'un échantillon de calcaire superficiel et d'un échantillon de calcaire plus profond.

Les échantillons ont été analysés par microscopie électronique. Les rectangles blancs sur la Figure II.63 représentent des exemples de zones analysées chimiquement et discutées ci-dessous.

La Figure II.65.a et b sont des images des zones repérées par des rectangles sur la figure Figure II.63. Sur ces images en électrons rétrodiffusés, la porosité (résine) est en noir et la matrice calcaire en niveaux de gris. Les cartographies minérales données sur la Figure II.65.c et d sont le résultat du traitement statistique (par reconstruction de phases) de données X acquises par spectrométrie à sélection d'énergie en mode cartographie sur les images a et b.

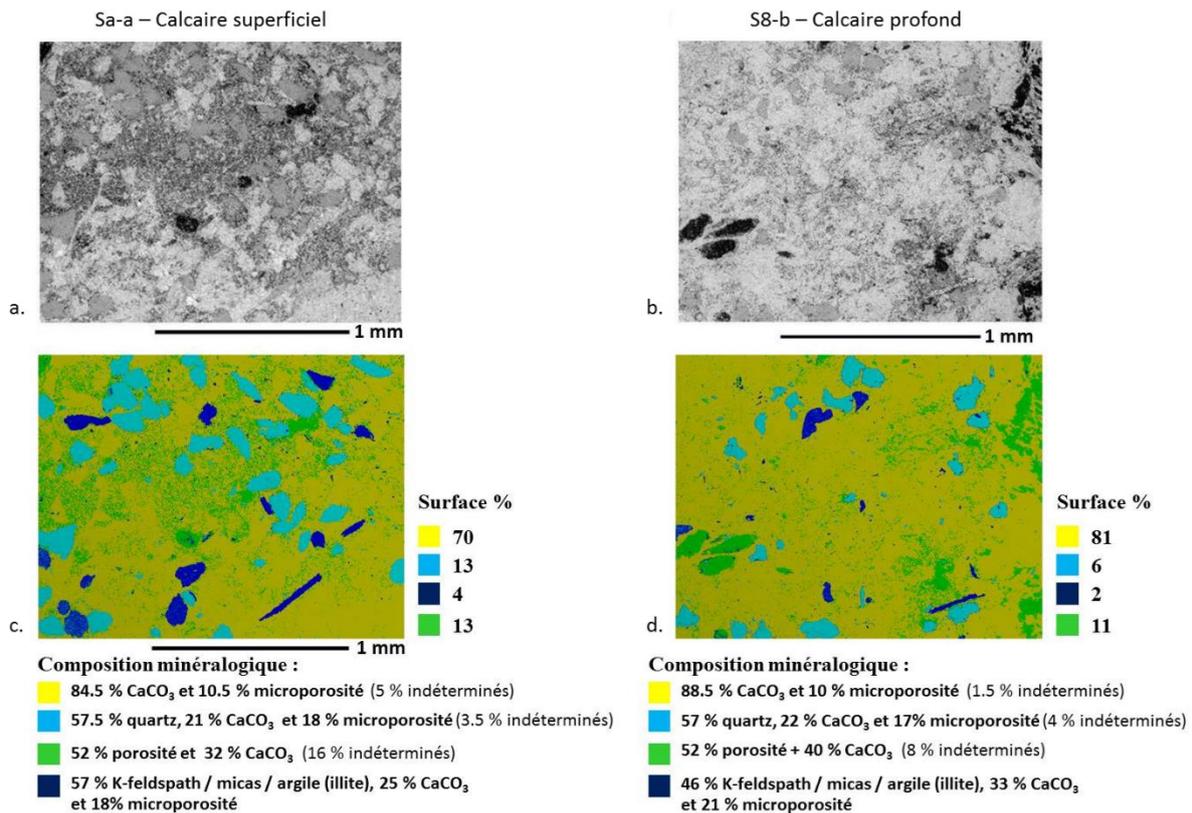


Figure II.65 : Analyses au microscope électronique à balayage effectuées sur les échantillons Sa-a et S8-b. (a et b) agrandissement des rectangles blancs de la Figure II.63. (c et d) cartographies minérales par spectrométrie à sélection d'énergie.

Sur l'échantillon superficiel comme sur l'échantillon profond, la phase jaune est dominée par la calcite, la phase cyan est dominée par des quartz (Figure II.65). Les deux autres phases sont particulièrement intéressantes du point de vue de l'altération. La phase en vert décrit la porosité. On note que les valeurs de la macroporosité, 6,75% pour Sa-a et 5,75% pour S8-b, sont du même ordre de grandeur que les valeurs obtenues par porosimétrie au mercure et restent assez proches en surface et en profondeur. La phase bleue décrit les minéraux appartenant à la fraction détritique, ici des feldspaths potassiques et des micas (muscovite) ainsi que des minéraux d'altération, tels que des argiles de type illite. Cette phase bleue reste discrète en surface (environ 2% pour Sa-a) et en profondeur (environ 1% pour S8-b). Nos analyses montrent que l'illite est ici issue de l'hydrolyse des micas et feldspaths (Verdet *et al.*, 2017a).

Ces analyses pétrophysiques préliminaires montrent que la matrice des calcaires superficiels et la matrice des calcaires plus profonds sont proches, tant du point de vue de la porosité que de l'altération. Etant donné la différence de résistivité observée à l'échelle du massif entre ces formations

superficielles et profondes, les analyses suggèrent que ce n'est pas la matrice ni une porosité primaire qui pilotent la résistivité à l'échelle du terrain.

3.2. Mesures de résistivités sur échantillons

L'utilisation de mesures de résistivités sur échantillons prélevés à proximité de la surface (épikarst) et en profondeur (calcaire sain, zone de transmission) permet de comparer les analyses des résistivités à diverses échelles (de celle du massif à celle de la carotte). Le choix des échantillons analysés a été contraint par le dispositif, qui nécessite des échantillons bien consolidés d'au moins 8 cm de longueur sur lesquels les électrodes doivent pouvoir adhérer (cf. PARTIE I.2.2).

Des mesures de résistivité sur échantillons (cf. PARTIE I.2.2) ont ainsi pu être réalisées sur trois carottes. Deux carottes ont été prises en profondeur (S8-b et RI4-echbas, resp. 175,8 mNGF et 175,2 NGF) et une carotte prise dans la partie plus superficielle (S8a-prime, 179,2 mNGF). Les échantillons S8-b et RI4-echbas ont été soumis à deux séries de mesures, au cours de laquelle la saturation a été modifiée, toutes deux utilisées pour l'analyse des résistivités des calcaires de profondeur. La réalisation de ces deux séries de mesures a permis de vérifier la stabilité et la répétabilité des mesures.

L'ajustement de la loi d'Archie a été effectué avec l'Équation I.20 rappelée ci-dessous. A cet effet, la porosité et la résistivité de l'eau porale (ρ_w) ont été mesurées. La porosité de l'échantillon de surface S8a-prime, prélevé sur la même carotte, n'a pas pu être mesurée directement, aussi est-ce la valeur mesurée sur Sa-a à 6,3% qui est utilisée en première approche. La porosité des échantillons de profondeur a été mesurée sur S8-b à 4%. La résistivité de l'eau d'imbibition des échantillons (ρ_w , cf. PARTIE I.2.2.2) a été mesurée à 34 $\Omega \cdot m$ pour S8a-prime et 26 $\Omega \cdot m$ pour les échantillons de profondeur.

La loi d'Archie (Équation I.20 d'après Glover (2010) rappelée ci-dessous) est ensuite ajustée aux résultats obtenus pour les échantillons de surface et de profondeur et les paramètres a et m_f sont estimés.

$$\rho = a * \rho_f * \varphi^{-m_f} * S_w^{-m_f}$$

Les paramètres estimés avec les données de l'échantillon de surface (Figure II.66.a) sont :

$$a = 3,18 \pm 0,21 \text{ et } m_f = 0,12 \pm 0,01.$$

Pour les échantillons de profondeur (Figure II.66.b), les paramètres sont :

$$a = 1,14 \pm 0,3 \text{ et } m_f = 1,11 \pm 0,06.$$

On rappelle que le paramètre a représente un paramètre de qualité des données (Glover, 2016, PARTIE I.2.2.1).

La qualité des données dans le cas de l'échantillon de surface, pour lequel la valeur de a est la plus élevée, serait, selon Glover (2016), inférieure à celles des échantillons de profondeur. Par ailleurs, puisqu'une seule série de mesure sur un seul échantillon (S8a-prime) a été réalisée, il faut rester prudent. Après une étude des données et vérification du montage, l'hypothèse d'un problème dû à l'expérimentation semble peu plausible. Il est en revanche tout à fait possible que la quantité d'argile dans cet échantillon, constitué de calcaire altéré, soit suffisamment élevée pour justifier cette valeur élevée de a et très faible de m_f . Pour la suite des calculs, et en première approche, nous retenons les valeurs de a et m_f obtenues pour l'échantillon de surface (S8a-prime) que nous discuterons dans la suite de cette section.

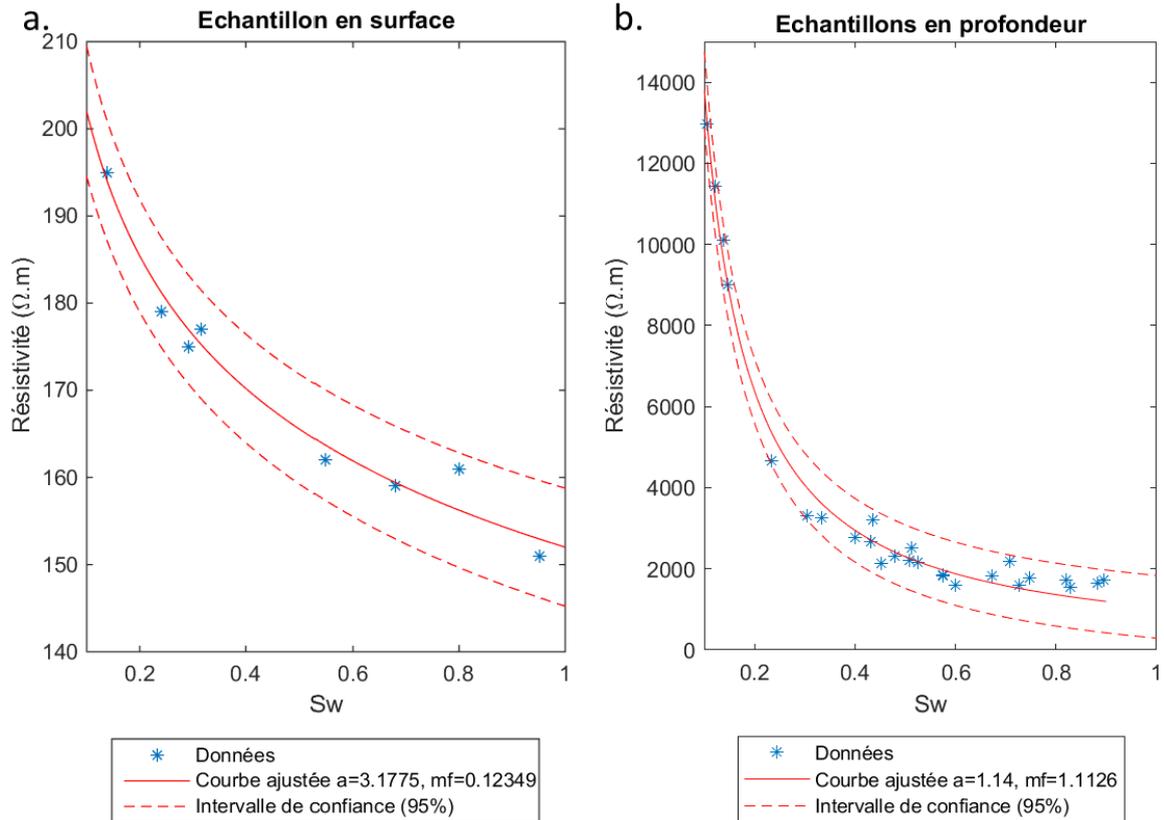


Figure II.66 : Loi d'Archie modifiée ajustée sur les données pour (a) l'échantillon de surface (S8a-prime) et (b) les échantillons de profondeur (S8b et RI4-echbas).

Tenant compte de la profondeur des échantillons et de leurs résistivités, une hypothèse quant à leur zone d'appartenance est faite (cf. Figure II.60) :

- zone superficielle (zones A à E) pour l'échantillon S8a-prime
- zone profonde (G et G') pour les échantillons S8b et RI4-echbas

La résistivité de l'eau dans le massif est prise égale à la valeur de la résistivité de l'eau à l'émergence du SAS1 : $\rho_w = 15 \Omega \cdot m$ (Houillon, 2016). Nous faisons ici l'hypothèse que la résistivité de la roche varie de manière linéaire avec la résistivité du fluide d'imbibition (Kozlov, 2012). A partir de cette donnée et des paramètres définis par ajustement de la loi d'Archie, la courbe de résistivité en fonction de la saturation peut être calculée pour les calcaires compacts ($\varphi = 4\%$) en profondeur (Équation I.20, Figure II.67.b).

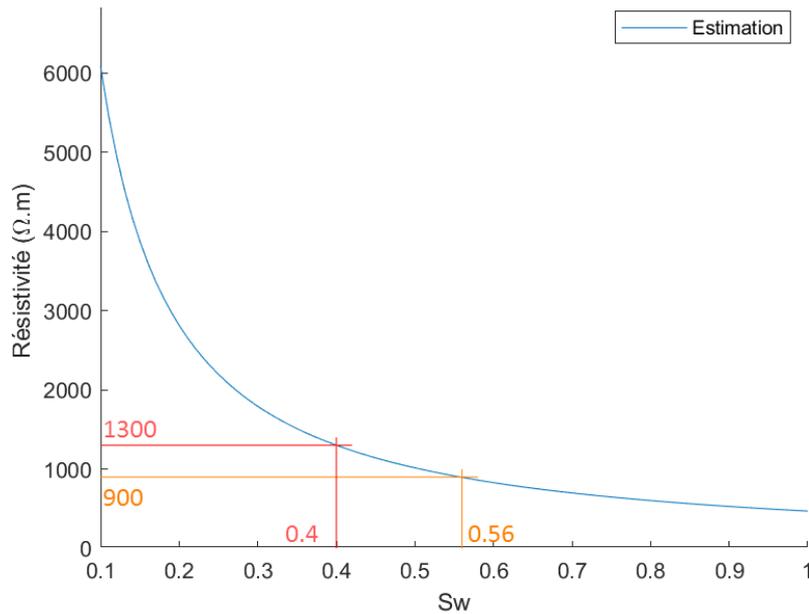


Figure II.67 : Courbe estimée à partir de la loi d'Archie pour les résistivités des calcaires de profondeur. Les lignes jaunes et rouges présentent l'intervalle de variation des résistivités et de leurs degrés de saturation associés (classe S100-3-PH (ég. 4-PS, Figure II.44).

En se référant à la CHA des profils S100 et N100, les variations des médianes de la résistivité des classes composant les zones profondes G-G' (Figure II.60) sont comparées à la résistivité des échantillons pour différents degrés de saturation. Les variations de résistivité de la classe S100-3-PH (ég. 4-PS) sont comprises, sur le terrain, entre 900 et 1300 $\Omega \cdot m$. D'après la Figure II.67, cela correspondrait à un degré de saturation compris entre 0,40 et 0,56. Les valeurs et variations du degré de saturation seraient donc relativement faibles, le massif ne se sature/désature que peu. Cela confirme l'hypothèse d'un calcaire compact, au travers duquel l'eau circule plutôt *via* la porosité secondaire (fracturation) qu'à travers la porosité de matrice. Cela est typique d'une zone de transmission telle que décrite par Mangin (1975).

L'échantillon de surface montre une variation de la résistivité comprise entre 65 et 90 $\Omega \cdot m$ (avec $\rho_w = 15 \Omega \cdot m$) hors des plages de variations des classes observées sur les profils. Cette plage de résistivité et les faibles valeurs de a et m_f montrent qu'il pourrait s'agir d'un calcaire argileux, situé dans la zone épikarstique. Il conviendrait alors, en perspective à ce travail, d'utiliser un modèle plus général prenant en compte l'impact des argiles sur la résistivité.

Concernant la zone D du profil sud (S50 et S100, Figure II.60), elle présente un seuil de résistivité faible correspondant à un seuil de percolation. Les blocs à partir desquels le seuil bas a été estimé sont tous situés à proximité de la surface. La valeur de 19 $\Omega \cdot m$ (Figure II.35) n'est jamais atteinte avec les mesures sur échantillons. En revanche, la valeur de la résistivité de l'eau à l'émergence est quasi atteinte (15 $\Omega \cdot m$). Cela pourrait être le signe d'un matériau très poreux. Une étude paramétrique de la loi d'Archie où nous faisons varier la porosité nous enseigne qu'il faudrait une porosité d'au moins 80% avec un degré de saturation de 1, pour atteindre 19 $\Omega \cdot m$, y compris en prenant en compte 3% d'illite dans la roche (tel que défini dans Revil *et al.* (1998)). Ainsi, les blocs proches de la surface appartenant à la zone D semblent correspondre soit à une zone très fantômisée, soit à une zone fracturée. La possibilité d'une forte porosité dans une zone fantômisée n'est pas exclue. En effet, Dubois *et al.* (2014b) ont montré que la porosité peut atteindre 66% dans les fantômes de roches. On ne peut pas négliger non plus l'hypothèse d'une conduite anthropique enterrée qui irait d'une cuve proche du SAS1 à un tuyau émergeant à proximité du profil sud.

La partie plus profonde de la zone D présente une résistivité décroissante vers son centre, atteignant $40 \Omega \cdot m$ (Figure II.36). Cette valeur n'est pas non plus atteinte sur les échantillons, et correspondrait plutôt à une porosité supérieure à 50%, valeur atteinte avec un degré de saturation de 1. Cela est concordant avec un matériau très fantômisé.

Ces résultats de mesures sur échantillons montrent finalement des résistivités très éloignées entre l'échantillon de surface et le terrain. Cela confirmerait que la mesure de résistivité à l'échelle du terrain est pilotée par les circulations de l'eau au travers de la porosité secondaire, au moins pour la partie épikarstique. Pour ce qui est de l'échantillon prélevé en profondeur, sa résistivité est proche de celle mesurée à l'échelle du terrain. Cela pourrait être un effet de lissage des résistivités en profondeur, qui aurait alors tendance à moyenniser les résistivités et donc à se rapprocher de la résistivité de la matrice (indépendamment de la présence de discontinuités).

Chapitre 4. Modélisation en 3D

Le Chapitre 2 a montré la possibilité de l'existence d'un « conduit drainant » à l'amont du SAS1 ; drain qui pourrait être source d'alimentation de l'émergence du SAS1. Dans ce chapitre, cette hypothèse est étudiée en réalisant un modèle géostatistique en trois dimensions (3D¹⁰) des résistivités à l'amont de la grotte afin de caractériser l'extension éventuelle de ce conduit drainant. Cette reconstitution en trois dimensions est possible par l'application de méthodes géostatistiques aux données de mesures électriques (TRE) réalisées en deux dimensions. Trois campagnes de plusieurs profils de mesures ont été réalisées au cours de cette thèse (juin 2016, octobre 2016 et mars 2018), permettant la construction d'un modèle 3D à trois dates distinctes. La première section présente les résultats des inversions 2D, la seconde section la modélisation 3D et la dernière section propose une synthèse des résultats de modélisation.

4.1. Résultats des inversions 2D

En se basant sur notre connaissance préalable du site et sur le lien systématique entre la diminution de la résistivité de la zone D (PARTIE II.2.3) avec le débit important dans le SAS1, nous avons choisi, *a priori*, de réaliser les mesures à trois dates différentes, correspondant à des états hydriques potentiellement différents : octobre 2016 où la source est inactive, juin 2016 où la source est sur la fin de son activité et enfin mars 2018 où la source est active. En nous basant sur l'analyse de l'ACP des profils du suivi temporel (PARTIE II.2.2.1), nous avons pu ensuite classer ces trois dates : les mesures de juin 2016 ont été réalisées à des dates appartenant au groupe 1 et les mesures d'octobre 2016 à des dates du groupe 2. Les mesures de mars 2018 ont été, comme nous le montrerons plus loin, réalisées à une date appartenant au groupe 1 ; de ce fait, les profils de mars 2018 et juin 2016 devraient présenter des résistivités globalement plus faibles que celles des profils d'octobre 2016 (PARTIE II.2.2).

Nous rappelons (cf. PARTIE II.1.1 et Figure II.68) que douze profils communs aux trois campagnes ont été réalisés (dont les quatre profils du suivi temporel) auxquels s'ajoutent deux profils complémentaires en mars 2018. Les profils possèdent deux orientations principales : sud-ouest/nord-est (noté OE2-n¹¹) et nord-ouest/sud-est (noté NS2-n). Chacun de ces profils est composé de 72 électrodes espacées d'1 m, sauf le profil OE2-2, composé de 96 électrodes. Les profils ont été inversés selon le même processus et avec les mêmes paramètres d'inversion que ceux utilisés pour le suivi temporel (cf. PARTIE II.1.2). La température dans le sol a été mesurée à 1 m de profondeur à 14°C en juin 2016 et à 13°C en octobre 2016. Ces températures sont comprises dans la marge de 12,5°C ± 2°C déterminés dans la PARTIE II.1.3.2, aussi les résistivités ne sont pas corrigées de l'effet de la température. En revanche, la température en mars 2018 a été mesurée à 9°C à 0,5 et 1 m de profondeur, donc trop éloignée de la température de référence. Les données de mars sont donc corrigées de l'effet de la température à ces dates. Les images des inversions sont présentées et détaillées dans les rapports I2M (Sirieix et Verdet, 2017, 2018).

¹⁰ *Nota Bene* : nous parlerons ici de 3D pour éviter la répétition de « modélisation géostatistique 3D » ou « modèle géostatistique 3D ».

¹¹ « n » définit le numéro du profil.

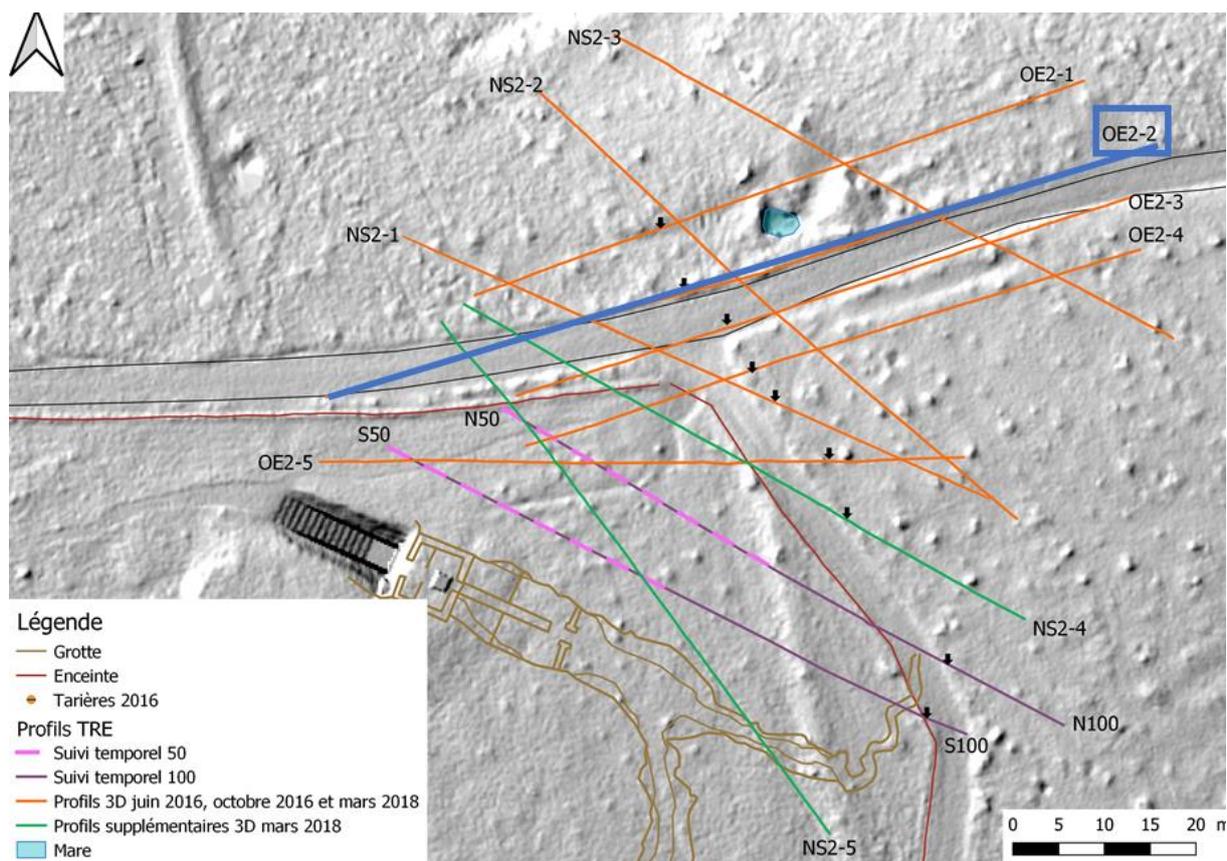


Figure II.68 : Localisation des profils utilisés pour le 3D (Rappel de la Figure II.2). Les flèches noires représentent la limite entre calcaire et formations détritiques.

4.1.1.1. Profils orientés sud-ouest/nord-est (OE)

Les profils notés OE présentent tous une même structure générale, hormis le profil OE2-5 dont l'orientation est différente. Nous montrons ici le profil OE2-2 en exemple (en bleu sur la Figure II.68).

De manière générale, l'ensemble des profils OE se découpe en deux zones : une zone à l'ouest, *a priori* calcaire, et une zone à l'est, *a priori* détritique. Des reconnaissances à la tarière (Annexe 2) de faible profondeur confirment le passage entre formations détritiques à l'est et formation calcaire à l'ouest. La limite est estimée à 18 m le long du profil OE2-1, à 40 m le long du profil OE2-2 (Figure II.69), à 24 m le long du profil OE2-3, à 26 m le long du profil OE2-4 et 56 m le long du profil OE2-5 (Figure II.68).

A l'ouest, dans la partie correspondant au calcaire superficiel (entre 0 et 5 m de profondeur) et avec une résistivité comprise entre 50 et 300 $\Omega \cdot m$ se trouve une zone qui correspond à la zone épikarstique altérée (PARTIE II.2.3.1) identique à celle observée sur les profils S100 et N100. Au sein de cette zone, se trouve une anomalie de résistivité faible (inférieure à 50 $\Omega \cdot m$), au droit de 37 m (n°3 sur la Figure II.69). Les résistivités dans cette zone montrent d'une part, une augmentation donc un assèchement entre juin et octobre 2016 et, d'autre part, une baisse donc un degré de saturation plus élevé en mars 2018. On retrouve une anomalie de même nature sur les autres profils OE et sur les profils du suivi temporel (identifiés comme zone « D » sur ces derniers, PARTIE II.2.3.1).

A partir de 5 m de profondeur environ se trouve une zone de résistivité supérieure à 500 $\Omega \cdot m$ pour chacune des campagnes. D'après les conclusions issues de la CHA du suivi temporel, du 3D de Xu *et al.* (2016) et les analyses géologiques de Vouvé (1966), il s'agit du calcaire sain constituant la zone de transmission.

Une zone de résistivité plus faible est présente en profondeur au droit de 40 m (n°2 sur la Figure II.69). Elle présente une résistivité plus faible en octobre 2016 qu'en juin 2016 et mars 2018 comme cela a pu être observé sur l'anomalie en profondeur des profils N100 et S100 (Figure II.18 et Figure II.22).

Enfin, à l'est, on trouve une zone d'une très grande hétérogénéité. Il s'agit des formations détritiques présentes en abondance sur la colline (cf. PARTIE I.1.2.2) et notamment identifiées par Vouvé (1966), Lopez (2009) et Bruxelles et Camus (2014). Près de la surface, ces formations deviennent globalement plus résistives en octobre 2016 et présentent une résistivité plus faible en mars 2018 et juin 2016.

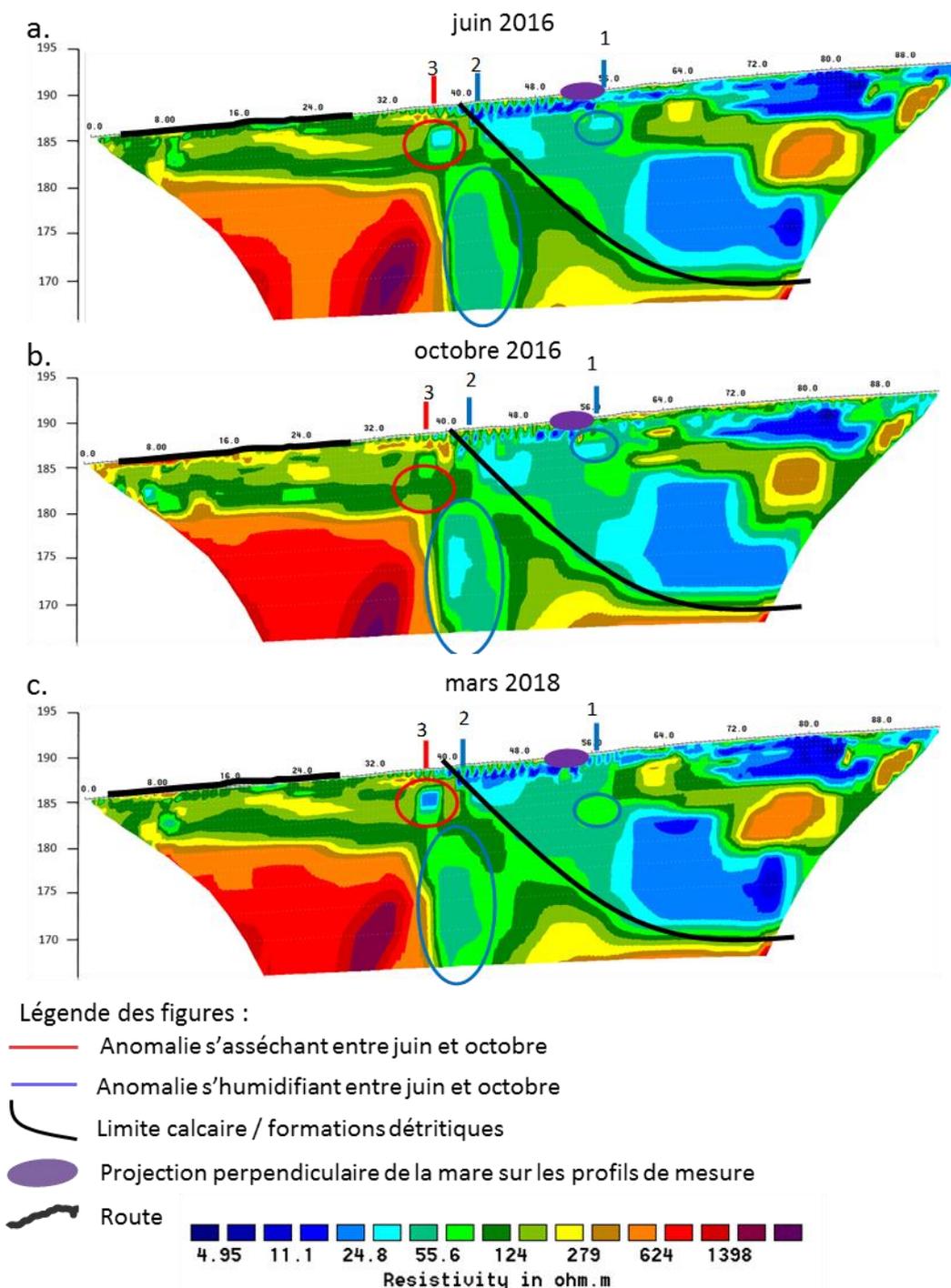


Figure II.69 : Profil OE2-2. Mesures de (a) juin 2016, (b) octobre 2016 et (c) mars 2018. Les anomalies observées sont numérotées et discutées dans le corps du texte. N.B. : l'échelle de résistivité est différente de celle du chapitre précédent, cette dernière étant peu adaptée aux résistivités du 3D.

4.1.2. Profils nord-sud (NS)

Les trois premiers profils notés nord-sud (NS2-1 à 3) présentent une structuration proche les unes des autres. Ce paragraphe est illustré par le profil NS2-1 (Figure II.70) et l'ensemble des profils est présenté en Annexe 5. Les trois campagnes de mesures ont montré que, les profils présentent deux zones principales : l'une superficielle et l'autre en profondeur correspondant respectivement aux formations détritiques et au calcaire sain. La profondeur de l'interface entre ces deux formations varie suivant les profils : plus le profil est éloigné de la grotte, plus cette interface est profonde. Sur le profil NS2-1, le plus proche de la grotte pour ces deux premières campagnes, l'interface est décalée vers le sud et recoupe la surface à 42 m le long du profil pour plonger jusqu'à 10 m de profondeur au sud. Sur le profil NS2-2, l'interface se situe à environ 3 m de profondeur et remonte pour recouper la surface à 56 m. Enfin, le profil NS2-3, le plus éloigné de la grotte, présente l'interface la plus profonde, à environ 15 m de profondeur.

Deux profils supplémentaires ont été réalisés en mars 2018 pour compléter ces données. Le profil NS2-4 présente une structure proche du profil NS2-1 et l'interface entre calcaire et formations détritiques se situe vers 48 m en surface et plonge jusqu'à 10 m de profondeur au sud-est. Le profil NS2-5 est exempt de formation détritique, et l'on y repère que la limite entre calcaire sain et calcaire altéré varie entre 8 et 10 m de profondeur sur toute la longueur du profil. La grotte étant à l'aplomb de la zone située entre 54 et 59 m sur le profil, mais à une profondeur supérieure à la profondeur d'investigation de la TRE, elle ne peut pas y être repérée.

Plusieurs anomalies sont relevées sur les profils, certaines dans les formations détritiques et d'autres dans les calcaires. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons aux anomalies relevées dans les calcaires sains et altérés. Le profil NS2-1 présente deux anomalies (1 et 2, Figure II.70) qui s'assèchent entre juin 2016 et octobre 2016 et se réhumidifient entre octobre 2016 et mars 2018. Le profil NS2-2, plus éloigné, présente trois anomalies qui se sont humidifiées entre juin et octobre et asséchées entre octobre et mars. Le profil NS2-3 ne présente pas d'anomalie significative dans les calcaires (pas de zone dont la résistivité varie qui soit bien délimitée). En revanche, les profils NS2-4 et NS2-5 présentent des anomalies dans les calcaires. Pour NS2-4, deux anomalies au droit de 26 et 36 m semblent reliées entre elles par une structure de faible résistivité. Le profil NS2-5 ne présente qu'une seule anomalie, au droit de 28 m.

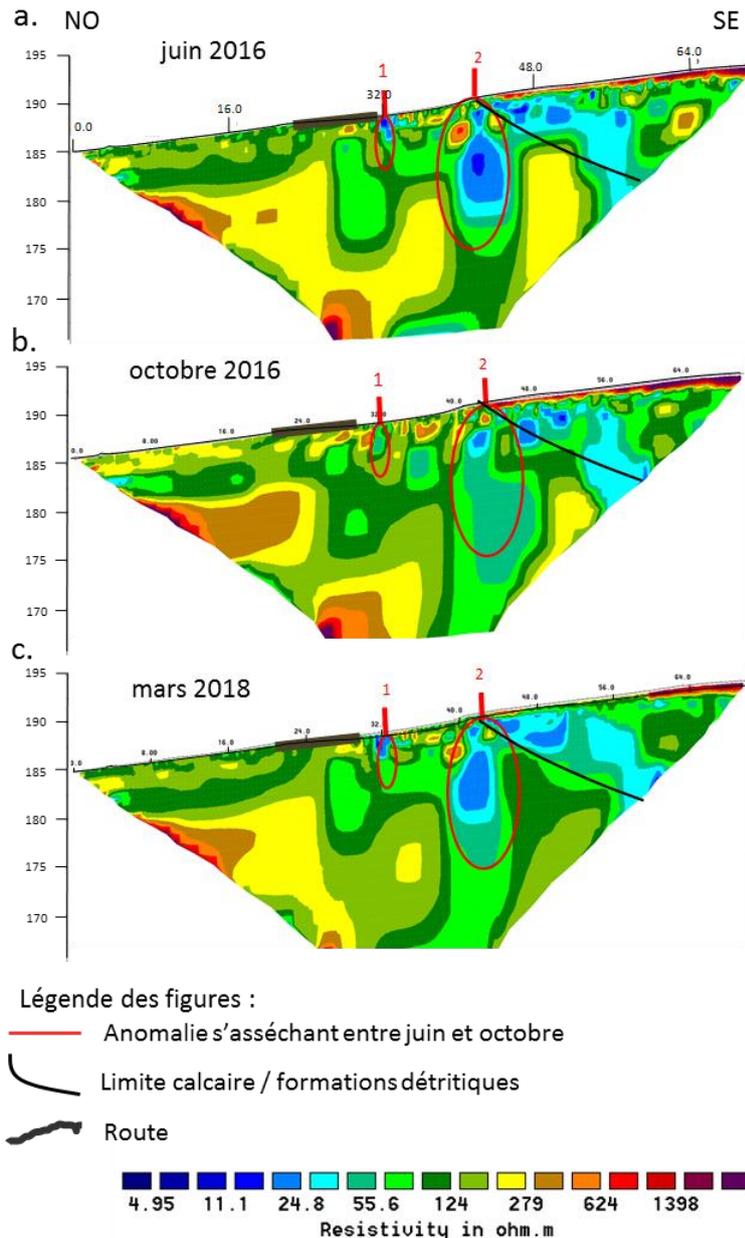


Figure II.70 : Profil NS2-1. Mesures de (a) juin 2016, (b) octobre 2016 et (c) mars 2018. Les anomalies observées sont numérotées et discutées dans le corps du texte.

4.1.3. Synthèse cartographique des mesures 2D

Les limites entre les calcaires (sains et altérés) et les formations détritiques ainsi que les anomalies décrites précédemment sur les profils OE2 et NS2 sont reportées sur le plan en Figure II.71. A partir de ce report, nous pouvons déterminer la limite superficielle entre les calcaires et les formations détritiques sur la zone. Cette limite est de direction N130°. En faisant l'hypothèse que les anomalies repérées précédemment sur les profils soient connectées entre elles, dans les calcaires superficiels, une première extrapolation quant à l'organisation spatiale d'une anomalie que l'on qualifie de principale peut être réalisée (Figure II.71).

Il semble que cette anomalie principale ait une orientation générale nord-sud, se séparant en deux bras entre les profils NS2-1 et NS2-4. A partir de là, un bras semble se diriger vers le SAS1. Il passe par les zones D (PARTIE II.2.3.1) identifiées sur le suivi temporel et montrant une évolution de la résistivité

quasi synchrone à celle du débit dans le SAS1. Le second bras semble se diriger plutôt vers la salle des Taureaux, et reprend les zones F identifiées sur le suivi temporel.

Pour ce qui est des anomalies présentes dans les remplissages, il est difficile de conclure quant à une éventuelle continuité entre elles.

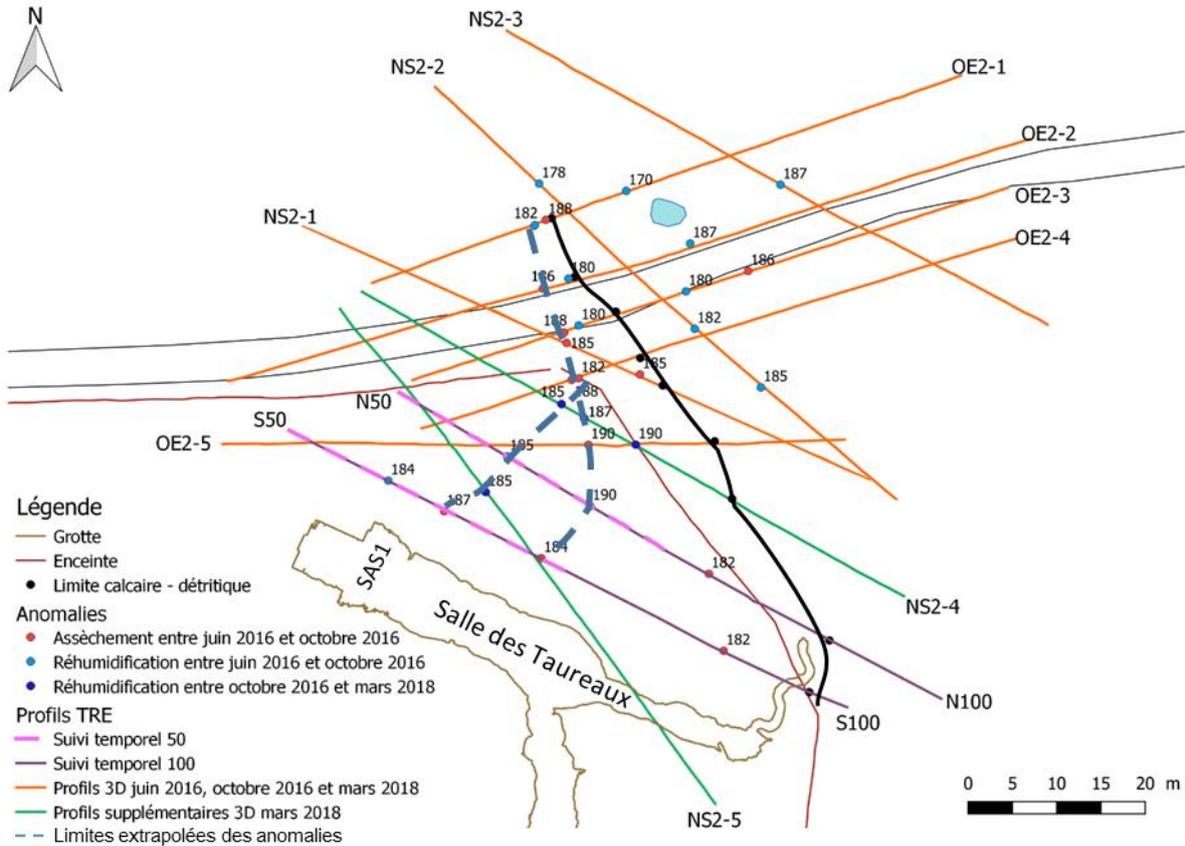


Figure II.71 : Profils pour la reconstitution en 3D avec report des anomalies détectées sur les profils inversés. La profondeur du toit des anomalies est reportée à côté de chaque anomalie. La limite entre les calcaires et les formations détritiques ainsi que les limites des anomalies sont extrapolées à partir de ces observations.

Afin de pouvoir conclure quant à la connexion des anomalies et avoir une meilleure idée de la géométrie des structures de faible résistivité définies par les anomalies, un modèle en trois dimensions est réalisé à partir de ces profils.

4.2. Modélisation géostatistique 3D

Le principe de la modélisation géostatistique repose sur l'étude de variables régionalisées. Une variable régionalisée est une fonction numérique décrivant une grandeur variant dans l'espace ou le temps (Matheron, 1966). Par rapport à une interpolation plus classique, les méthodes géostatistiques permettent de prendre en compte la variabilité et la structuration spatiale d'une variable, et de proposer une estimation spatiale avec une quantification de l'incertitude associée. Nous développerons d'abord les différentes étapes permettant d'aboutir à un modèle géostatistique (PARTIE II.4.2.1), puis, dans un deuxième temps, nous présenterons les résultats des modélisations (PARTIE II.4.2.2).

4.2.1. Principes généraux de la modélisation géostatistique

Une étude statistique préliminaire des données est nécessaire pour contrôler la qualité des données brutes. Les données peuvent ensuite être filtrées, soit pour supprimer totalement des données jugées aberrantes, soit pour ne pas prendre en compte dans la phase d'analyse variographique (cf. PARTIE II.4.2.2.1) des données dont les valeurs sont extrêmes, et qui peuvent fortement influencer sur le calcul du variogramme. Ces dernières données seront cependant prises en compte au moment de la phase d'interpolation. Le calcul du variogramme expérimental et son analyse permettent de mettre en évidence la structuration spatiale des données. Un variogramme théorique est ensuite ajusté au variogramme expérimental afin de l'utiliser par la suite dans la phase d'interpolation géostatistique (krigeage et krigeage d'indicatrice dans la cadre de cette thèse). Cette interpolation tient alors compte de la structuration spatiale de la variable au travers du variogramme.

4.2.1.1 Variogramme et cartes variographiques

La première étape consiste donc à calculer le variogramme expérimental. Il permet de déterminer la dépendance entre deux points de mesure d'une variable régionalisée $z(x)$ – réalisations particulières de la fonction aléatoire intrinsèque $Z(x)$ – en fonction de la distance h entre ces deux points. Le variogramme expérimental est donné par (Chiles et Delfiner, 1999) :

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{x_j - x_i \approx h} [z(x_j) - z(x_i)]^2 \quad \text{Équation II.5}$$

où $\hat{\gamma}(h)$ est le semi-variogramme expérimental (appelé par la suite variogramme) et N_h le nombre de couples de points distants de h . On trace ensuite les valeurs du variogramme expérimental en fonction de h , points à partir desquels un modèle de variogramme (appelé variogramme théorique) sera ensuite ajusté (Figure II.72).

Une variable peut présenter un variogramme stationnaire ou non. Dans le cas d'une variable stationnaire (Figure II.72), le variogramme présente un palier noté C . La distance h à partir de laquelle le palier est atteint est appelée portée, notée a (Figure II.72). La portée traduit la distance à partir de laquelle nous pouvons considérer que deux points sont indépendants. Il est par ailleurs possible que pour une distance h infiniment petite, le variogramme ait déjà une valeur éloignée de zéro. Il s'agit d'un effet de pépité noté C_0 , traduisant soit le fait que la variable est très discontinue sur de très courtes distances, soit le fait d'une erreur de mesure ou de positionnement (Chiles et Delfiner, 1999).

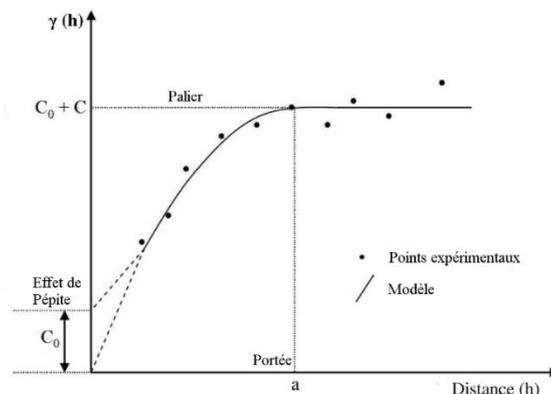


Figure II.72 : Exemple d'un variogramme stationnaire (Chiles et Delfiner, 1999)

Dans un espace à trois dimensions, la structuration de la variable dans l'espace peut présenter une anisotropie qui doit être prise en compte lors du calcul du variogramme. La structuration de l'espace

peut être explorée au moyen de cartes variographiques, qui permettent de visualiser les valeurs du variogramme expérimental dans des directions que l'on aura prédéfinies (jusqu'à trois directions en 3D, de vecteurs directeurs notés ici \vec{U} , \vec{V} et \vec{W}) et en fonction de la distance h . L'analyse des données peut montrer des directions d'anisotropie (structuration spatiale différente en fonction de la direction), le calcul du variogramme expérimental doit alors être directionnel et calculé selon les directions d'anisotropie qui sont perpendiculaires entre elles. Deux types d'anisotropie existent : zonale lorsque la portée est la même dans toutes les directions mais que le palier change ; géométrique lorsque la portée change suivant la direction mais que le palier reste le même dans toutes les directions. Il est possible d'avoir une combinaison des deux types d'anisotropie. En absence d'anisotropie, le variogramme est calculé omnidirectionnellement.

Le calcul du variogramme expérimental nécessite de trouver des couples de points (paires) espacés d'une distance h (Figure II.73.a) dans une direction donnée. Il est important d'avoir suffisamment de couples de points pour le calcul du variogramme afin que ce dernier soit statistiquement représentatif. Pour cela, des tolérances sur la distance h (50% du pas, entre deux cercles rouges sur la Figure II.73.a) et sur la direction (via la tolérance angulaire, en bleu sur la Figure II.73.b) sont alors définies.

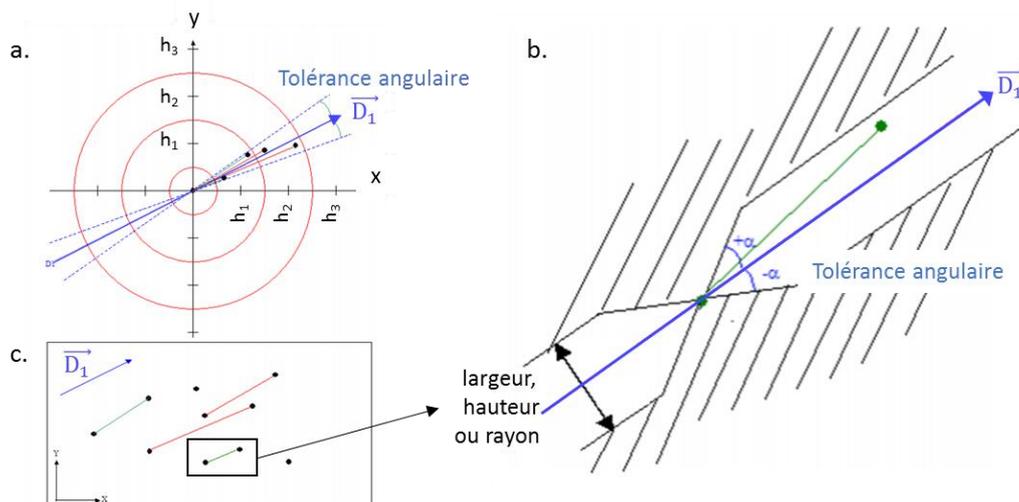


Figure II.73 : Paramètres spatiaux pour le calcul du variogramme expérimental dans la direction \vec{D}_1 , exemple en 2D : (a) tolérance angulaire et tolérance sur la distance h (50% du pas). (b) tolérance angulaire jusqu'à ce qu'une largeur de cône soit atteinte. (c) couples de points utilisés pour le calcul. (Adapté de l'aide d'Isatis, Geovariances, 2018).

L'ajustement du variogramme théorique au variogramme expérimental se fait de manière à reproduire au mieux l'allure générale du variogramme expérimental (portée, palier, effet de pépité, stationnarité, etc.). Cela se fait par l'utilisation de modèles élémentaires de variogramme dont les plus courants sont les modèles puissance, sphérique, cubique, exponentiel, gaussien ou encore linéaire. Le modèle retenu peut être également composé de la somme de plusieurs de ces modèles élémentaires. Dans le cas d'un variogramme directionnel (présence d'anisotropie), les paramètres du modèle sont ajustés suivant les directions d'anisotropie. Il arrive aussi qu'un effet de pépité ne soit mis en évidence que pour certaines directions principales. Or, sur les modèles de variogrammes, l'effet de pépité est défini comme une structure isotrope. Il convient alors de créer « artificiellement » un effet de pépité directionnel par l'utilisation d'une autre structure dont la portée sera très courte dans la direction souhaitée, le palier prenant la valeur de l'effet de pépité.

4.2.1.2 L'interpolation géostatistique

Une fois le modèle de variogramme obtenu, une interpolation tenant compte des paramètres définis par le variogramme peut être réalisée. Plusieurs méthodes géostatistiques d'interpolation existent et nous nous intéresserons ici à deux méthodes : le krigeage ordinaire et le krigeage d'indicateur. Afin d'estimer la valeur en un point non mesurée, il est nécessaire de prendre en compte pour le calcul les points expérimentaux situés dans un volume, appelé voisinage, défini autour du point à estimer.

Le krigeage ordinaire est une méthode d'interpolation qui permet d'estimer une valeur z^* en un point non mesurée à partir du modèle de variogramme :

$$z^* = \sum_i \lambda_i z_i \quad \text{Équation II.6}$$

avec λ_i les poids de krigeage tel que $\sum_i \lambda_i = 1$ pour que l'estimateur soit sans biais. Ces poids sont déterminés par minimisation de l'erreur de variance (Journel, 1989; Lagueche, 2006). Les écarts-types de krigeage associés quantifient l'incertitude de l'estimation.

Le krigeage d'indicateur permet d'estimer une variable par rapport à un seuil prédéfini, noté Z_c . Les données sont transformées en premier lieu en une nouvelle variable binaire dite « indicatrice » telle que (Chiles et Delfiner, 1999; Journel, 1983) :

$$I(x_i, c) = \begin{cases} 0 & \text{pour } z(x) < Z_c \\ 1 & \text{pour } z(x) \geq Z_c \end{cases} \quad \text{Équation II.7}$$

Le variogramme expérimental et le modèle de variogramme sont alors définis à partir de cette nouvelle variable. L'estimation de la variable indicatrice est ensuite donnée par krigeage ordinaire défini par l'Équation II.6, en remplaçant z par $I(x_i, c)$ et z^* par $I^*(x_i, c)$.

Cette méthode de krigeage d'indicateur présente l'avantage d'estimer une valeur comprise entre 0 et 1, assimilable en première approche à la probabilité d'être supérieur au seuil prédéfini. Cela donne une vision conditionnelle et probabiliste aux structures étudiées. Ainsi, nous pouvons choisir à partir de l'étude des données une ou plusieurs valeurs seuils identifiées comme pertinentes. Le krigeage par indicatrice est ainsi plus approprié que le krigeage ordinaire lorsque l'on est confronté à un terrain dont la structuration est hautement variable et que l'on souhaite s'intéresser à une ou des valeurs particulières qui seront les seuils (Journel, 1983).

Les calculs sont réalisés avec le logiciel Isatis 2018®.

4.2.2. Résultat de la modélisation de chacun des trois jeux de données

A l'issue de chacune des trois campagnes de mesure, un modèle géostatistique en trois dimensions a été réalisé. Nous présentons tout d'abord une étude statistique des données brutes de chacune des trois campagnes. Nous analysons ensuite les résultats obtenus par krigeage ordinaire, et finalement par krigeage d'indicateur.

4.2.2.1 Etude statistique des données pour les trois campagnes

Il est rappelé que deux profils supplémentaires représentent un ajout de données en mars 2018, ainsi, nous disposons de 26571 valeurs en juin 2016 et octobre 2016, et de 32845 valeurs en mars 2018. L'étude statistique préliminaire des données relatives aux trois campagnes de mesures est synthétisée sur la Figure II.74 sous forme de boîtes à moustaches. La moyenne des résistivités en juin 2016 est de 161 $\Omega \cdot m$, puis augmente jusqu'à 191 $\Omega \cdot m$ en octobre 2016 avant de revenir à 164 $\Omega \cdot m$ en mars 2018.

La médiane et les quartiles des résistivités montrent la même évolution (Figure II.74). L'ensemble des paramètres statistiques montre que les résistivités (médianes, quartiles et centiles 0,01 et 0,99, Figure II.74) sont très proches pour juin 2016 et mars 2018. En octobre 2016, les résistivités sont globalement plus élevées.

D'après l'étude de la CHA (PARTIE II.2.2.2.1), les dates ont été réparties en plusieurs groupes selon que les valeurs des résistivités moyennes et médianes du profil S50, à une date donnée, sont inférieures ou supérieures à la moyenne et la médiane globale pour l'ensemble de la période de mesure. En mars 2018, la moyenne des résistivités du profil S50 est de 151 $\Omega\cdot m$ et la médiane de 132 $\Omega\cdot m$; ces valeurs sont toutes deux inférieures à la moyenne et à la médiane globale en période sèche (cf. Figure II.23). La date de mars 2018 est donc classée parmi les dates du groupe 1. Nous rappelons que la date de juin 2016 est également classée parmi les dates du groupe 1, et la date d'octobre 2016 parmi celles du groupe 2.

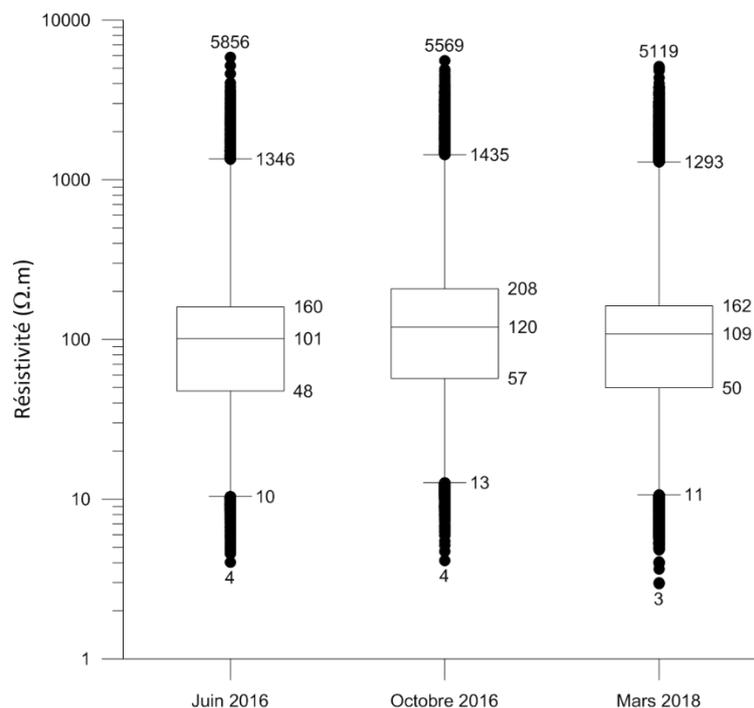


Figure II.74 : Boîtes à moustaches des paramètres statistiques pour chacune des trois campagnes de mesure. De bas en haut : valeur minimale, valeur du centile 0,01, premier quartile, médiane, troisième quartile, valeur du centile 0,99 et maximum.

En préalable de toute analyse, statistiques, variographiques et de modélisations, quelques valeurs atypiques (très élevées et spatialement isolées) doivent être éliminées. Ainsi nous remarquons que, quelle que soit la date, moins de 1% des valeurs sont inférieures à 10 $\Omega\cdot m$ et un peu plus de 1% sont supérieures à 1000 $\Omega\cdot m$ (Figure II.74). Les valeurs très élevées – au-delà de 1000 $\Omega\cdot m$ – sont supprimées pour le calcul du variogramme car elles pourraient biaiser fortement le calcul variographique. Cependant, elles peuvent avoir une signification réelle (zones sableuses au nord-est), aussi elles seront réintroduites pour l'interpolation géostatistique.

Par la suite, le traitement variographique et l'interpolation sont réalisés sur les logarithmes de base 10 des résistivités. Cela diminue l'influence des fortes valeurs de résistivité lors du calcul du variogramme et de l'interpolation, et évite l'apparition de valeurs négatives lors de l'interpolation. Ces valeurs seront ensuite reconverties en résistivité pour la phase d'interprétation.

4.2.2.2 Interpolation par krigeage ordinaire

L'interpolation par krigeage nécessite la connaissance de la structuration spatiale en 3D de la variable régionalisée (résistivité électrique). Cette connaissance est apportée par l'étude variographique.

Interprétation des cartes variographiques et des variogrammes des trois campagnes

En préalable au calcul des variogrammes expérimentaux et théoriques, il est nécessaire de déterminer si la structuration spatiale des données présente une anisotropie. Nous calculons et analysons pour cela les cartes variographiques réalisées selon trois plans perpendiculaires de l'espace tridimensionnel défini par (\vec{U}, \vec{V}) , (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{U}, \vec{W}) , avec \vec{U} la direction N90°, \vec{V} la direction N0° et \vec{W} la direction verticale (selon les altitudes). Pour la simplicité du texte, nous présentons ici les cartes variographiques de la campagne de mars 2018 (Figure II.75), les autres cartes menant aux mêmes interprétations sont proposées en Annexe 6.A pour juin 2016 et Annexe 6.B pour octobre 2016. L'observation des cartes variographiques met en évidence trois directions principales d'anisotropie : deux dans le plan horizontal, N130 et N220 (Figure II.75.a), et une de direction \vec{W} dans les plans verticaux (Figure II.75.b et c).

Une observation plus attentive de la carte variographique de la Figure II.75 montre que la structure géométrique de la variable ne devient anisotrope que pour des distances h supérieures à 10 m dans le plan horizontal (au-delà du cercle noir dessiné sur la carte en Figure II.75.a), correspondant à une anisotropie zonale que l'on retrouve sur le variogramme (Figure II.75.d). On observe par ailleurs un effet de pépite dans le plan horizontal exclusivement (le variogramme expérimental dans la direction verticale sera présenté ultérieurement).

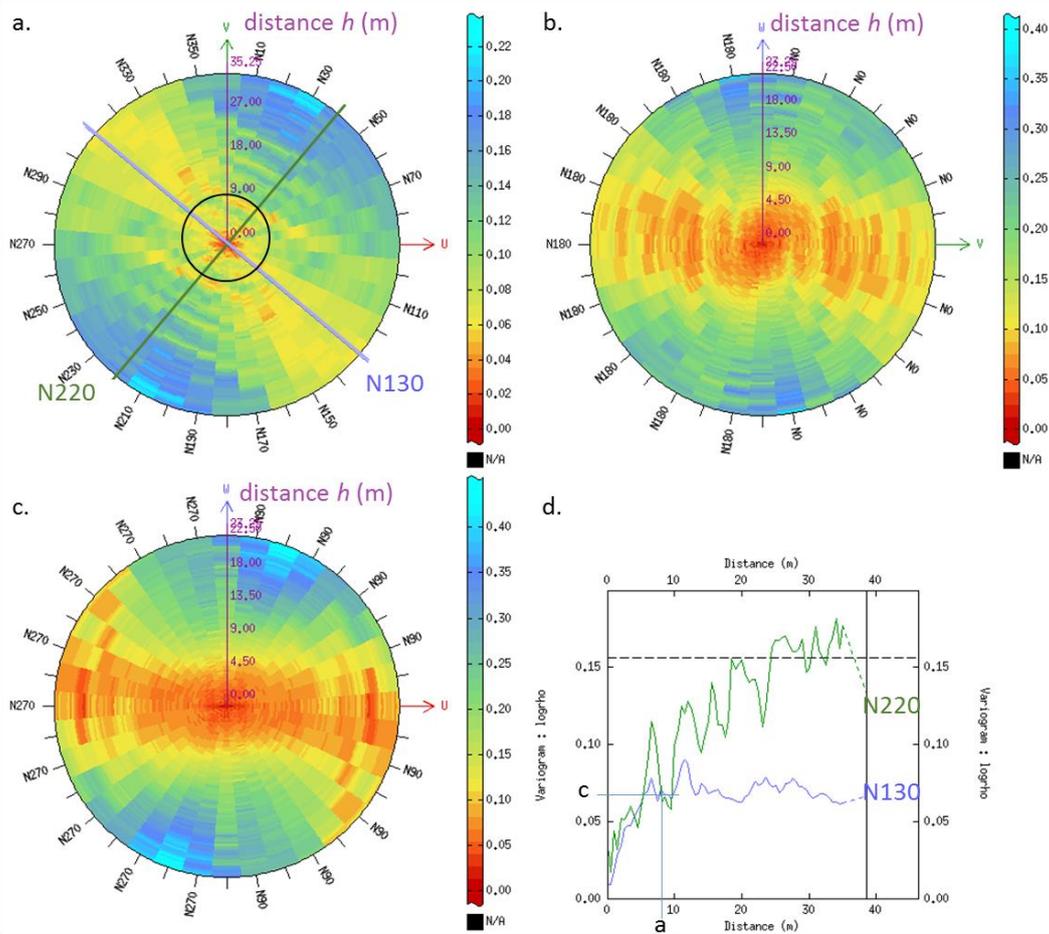


Figure II.75 : Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne de mars 2018 et variogrammes associés. (a) carte dans le plan horizontal de vecteurs directeurs (\vec{U}, \vec{V}). Les directions principales N220 et N130 sont mises en évidence. (b) et (c) cartes dans les plans verticaux de vecteurs directeurs (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{U}, \vec{W}). (d) Variogrammes associés aux deux directions mises en évidence dans le plan horizontal.

La direction N130 correspond à la direction de la limite entre calcaires et formations détritiques (Figure II.71). La direction N220 correspond à la direction perpendiculaire à la précédente. Dans la direction N220, le variogramme montre un comportement non stationnaire, avec une structure périodique de période d'environ 5 m. Cette distance de 5 m (dans la direction perpendiculaire à la direction des profils) correspond à l'espacement moyen entre les profils de mesures et pourrait donc être un artefact sur le variogramme, à ne pas prendre en compte sur le modèle de variogramme. La dérive du variogramme, observée dans cette même direction, peut s'expliquer par le fait que lorsque la distance h augmente, les deux points d'un couple de points (Figure II.73) sont, pour l'un dans les calcaires, et pour l'autre dans les formations détritiques, provoquant une augmentation de la valeur du variogramme.

On observe que l'anisotropie N130° se marque au-delà de 10 m. Comme nous choisissons un voisinage de rayon 10 m, nous pouvons donc considérer dans la suite des travaux une isotropie dans le plan horizontal.

Du fait de la forte influence de la limite entre les calcaires et les formations détritiques sur les cartes variographiques précédentes, toute structure potentiellement présente dans les calcaires y est partiellement masquée. Nous avons donc réalisé une carte ne tenant compte que des données dans

les calcaires (Figure II.76). Cette carte montre que la structuration dans le plan horizontal est isotrope (Figure II.76.b) et la carte dans un des deux plans verticaux montre toujours une anisotropie (Figure II.76.a, la carte dans le second plan vertical lui étant similaire). Dans la direction N220, on observe à nouveau une période à 5 m, ce qui va dans le sens d'une influence de l'espacement des profils. On retrouve également un effet de pépite sur les variogrammes expérimentaux dans le plan horizontal.

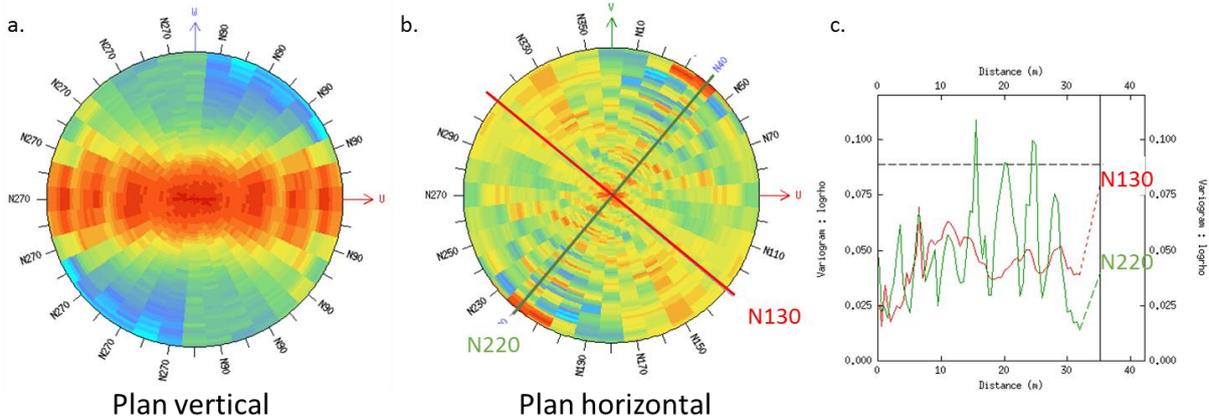


Figure II.76 : Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne de mars 2018 réalisées sur la zone calcaire. (a) dans le plan vertical (\vec{U}, \vec{W}) et (b) dans le plan horizontal (\vec{U}, \vec{V}). (c) variogrammes associés aux directions N130 et N220.

Suite à cette analyse, le variogramme expérimental est calculé dans la direction verticale pour chacune des campagnes de mesure, et de façon omnidirectionnelle dans le plan horizontal. Les paramètres utilisés pour le calcul du variogramme expérimental (paramètres identiques pour toutes les campagnes de mesures) sont choisis par rapport au maillage utilisé pour l'inversion avec Res2DInv®.

- Dans le plan horizontal, nous choisissons un pas de 0,5 m, correspondant à la largeur d'une maille d'inversion, jusqu'à atteindre 35 m (soit 70 pas). Du fait de l'isotropie horizontale, la zone de tolérance est de forme cylindrique aplati, de 2 m de large sur 0,3 m de haut.
- Dans le plan vertical nous choisissons un pas égal à 0,5 m jusqu'à atteindre 23 m (soit 47 pas) avec une tolérance angulaire de 45° jusqu'à atteindre un rayon de 2 m. Les deux premiers mètres sont par ailleurs affinés avec un pas de 0,25 m afin d'avoir une meilleure précision des variogrammes pour de petites distances, correspondants à la surface.

Pour chacune des trois campagnes, un variogramme théorique est ensuite ajusté à ces données (Figure II.77). Le modèle de variogramme ajusté (directions horizontales et verticales) est la somme de trois structures basées sur des modèles sphériques ou exponentiels. Le choix des modèles et les coefficients affectés dépendent des campagnes de mesures (Figure II.77). Dans le plan vertical, la portée est toujours atteinte à la même valeur de 1,5 m. Dans la direction horizontale, la portée est de 9 m en juin 2016 et octobre 2016 et de 11 m en mars 2018 (Figure II.77).

Les variogrammes des trois campagnes sont tous assez similaires, même si les valeurs de résistivité sont différentes (cf. PARTIE II.4.2.2.1). Cela montre que les structures identifiées sont invariables dans le temps.

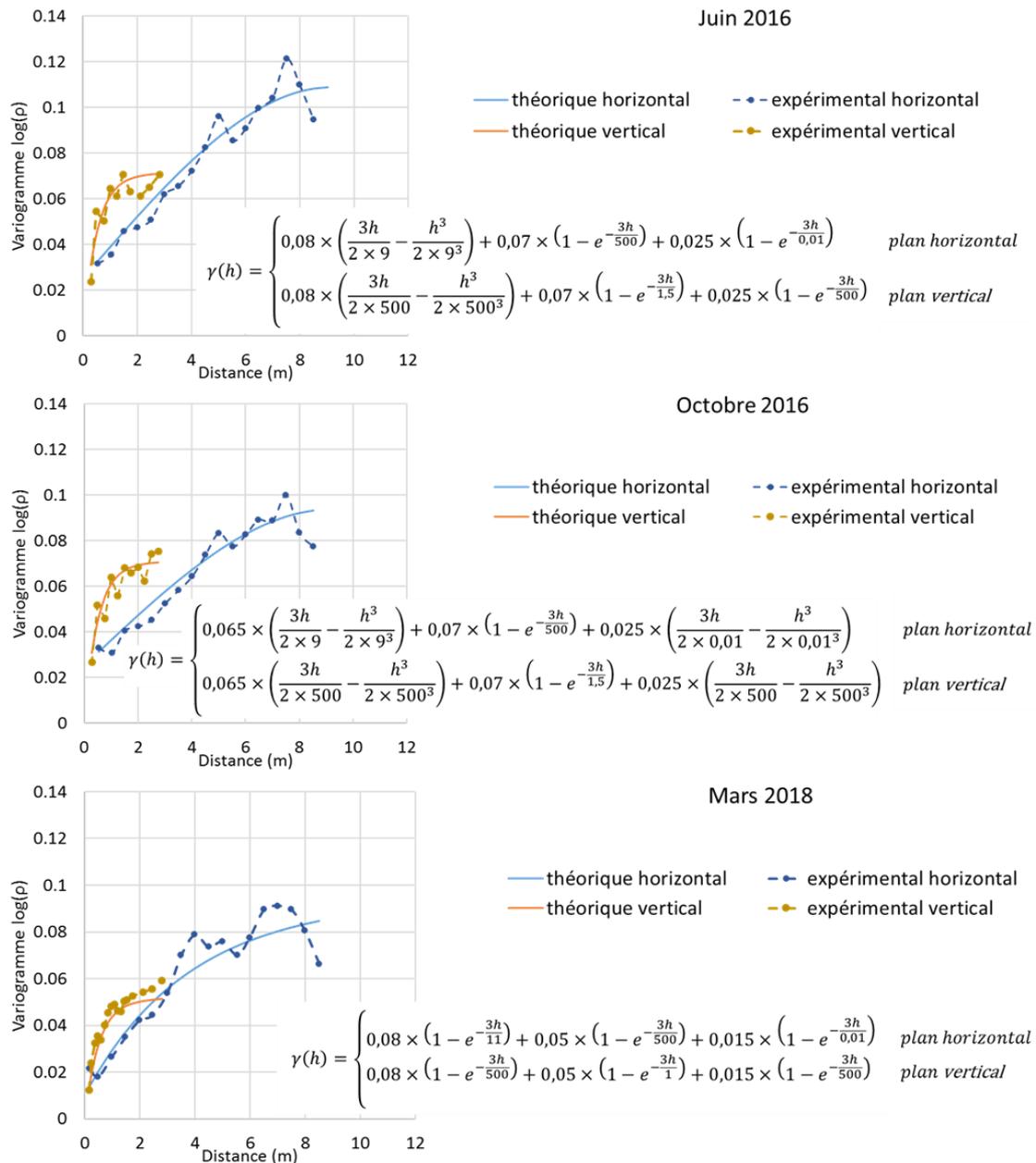


Figure II.77 Variogrammes expérimentaux directionnels calculés à partir du logarithme base 10 des résistivités et modèles théoriques associés pour chacune des trois campagnes de mesures.

Une validation croisée est ensuite réalisée pour valider les modèles de variogramme choisis. Cette validation repose sur la comparaison des valeurs vraies issues de la mesure sur un profil, à celles des valeurs estimées par krigeage aux mêmes points.

Par ailleurs, le voisinage est choisi afin d'être adapté aux modèles de variogrammes. Ce voisinage définit le domaine dans lequel les points expérimentaux seront choisis pour l'estimation des valeurs aux nœuds d'une grille régulière. Au vu des variogrammes, le voisinage a la forme d'un ellipsoïde de révolution dont le demi-grand axe est pris horizontalement et le demi-petit axe est pris verticalement. Les longueurs de ces axes sont différentes suivant la campagne de mesure et elles sont synthétisées dans le Tableau II.4.

Le coefficient de détermination attaché à la validation croisée et le nombre de points utilisés pour la validation sont répertoriés dans le Tableau II.4. Au vu des coefficients de détermination et du nombre important de valeurs, jugés suffisamment élevés, les différents modèles de variogrammes sont validés.

Tableau II.4 : Synthèse des données concernant le voisinage choisi pour les trois campagnes et résultats de la validation croisée utilisant ces voisinages.

	Voisinage		Validation croisée	
	½ grand axe	½ petit axe	coef. de détermination	nombre de points
juin 2016	10 m	2 m	0,92	26 525
octobre 2016	10 m	2 m	0,92	26 525
mars 2018	11 m	2 m	0,92	32 250

A la suite de ces étapes, l'interpolation à proprement parler peut s'opérer. La grille aux nœuds de laquelle les résistivités sont estimées est de maille élémentaire 0,5 m x 0,5 m x 0,5 m. Cette taille de maille est choisie suivant plusieurs critères : en x et y, la taille de 0,5 m est choisie en raison de la largeur des blocs d'inversion (de 0,5 m) ; en z, 0,5 m est un bon compromis entre la précision nécessaire à la modélisation d'objets hydrogéologiques (estimation de volumes ultérieurement), et la durée des temps de calcul (traitements et post-traitement) liés à un très grand nombre de points (plus d'un million par modèle). Le modèle obtenu est ensuite recoupé avec le MNT de la colline afin d'éliminer les points interpolés qui seraient au-dessus de la surface du sol.

Interprétation des interpolations par krigeage ordinaire

Une vue en plan et une autre depuis le sud, toutes deux extraites de la reconstruction 3D, sont présentées en Figure II.78 pour chacune des trois campagnes. Dans les paragraphes suivants, les profondeurs sont précisées pour le modèle de mars 2018 : le nombre de points de mesures près de la grotte étant plus important, la taille de ce modèle est plus importante (Figure II.78.c). Les profondeurs observées sur le modèle de mars 2018 sont comparables celles des deux autres modèles.

Les modèles 3D des trois campagnes de mesures montrent une même structuration de l'espace, la direction N130 identifiée auparavant délimitant deux grands domaines dont la nature est confirmée par des tarières (Annexe 2) :

- Au nord-est, on trouve une zone dont la résistivité est majoritairement faible. Il s'agit de formations détritiques argilo-sableuses reconnues par quelques tarières peu profondes (cf. ex. tarières 6, 7, 8, 11, 12, 15 et 16 en Annexe 2). Au sud-est, une zone superficielle de résistivité forte caractérise des sables (Figure II.78) d'épaisseur comprise entre 1 et 2 mètres (Figure II.78.d, e, f). Ces formations sableuses ont également été repérées par Xu *et al.* (2016) plus au sud (cf. Figure I.16) et répertoriées par Bruxelles et Camus (2014) sur le site.
- Au sud-ouest, on trouve une zone dont la résistivité est plus élevée, caractérisant des calcaires reconnus par des tarières peu profondes (cf. ex. tarières 1, 2 en Annexe 2). La résistivité montre que l'on peut diviser cette zone en deux sous-parties : (i) une zone superficielle où la résistivité est plus faible et présente une forte hétérogénéité, caractérisant les calcaires altérés, (ii) une zone plus profonde dont la résistivité est plus élevée et homogène, caractérisant les calcaires sains. La limite entre les deux calcaires se situe à environ 180 mNGF, ce qui est assez proche de la limite trouvée à 179 mNGF par Xu *et al.* (2016) plus au sud. Compte tenu de l'espacement de 10 m entre les profils et l'espacement inter-électrode de 1,5 m utilisés par Xu *et al.* (2016), on peut considérer que la profondeur de cette limite a été obtenue avec une moins bonne résolution. L'épaisseur de la zone altérée est variable, entre 6

et 10 m d'épaisseur. On note par ailleurs que les calcaires semblent « plonger » vers le nord-est, formant un escarpement du promontoire calcaire le long de la ligne de direction N130° (Figure II.78.a, b et c). Au-delà de cette direction, le calcaire sain reste présent sous les formations détritiques et sableuses à environ 171 mNGF (soit à 23 m de profondeur, Figure II.78.d, e et f).

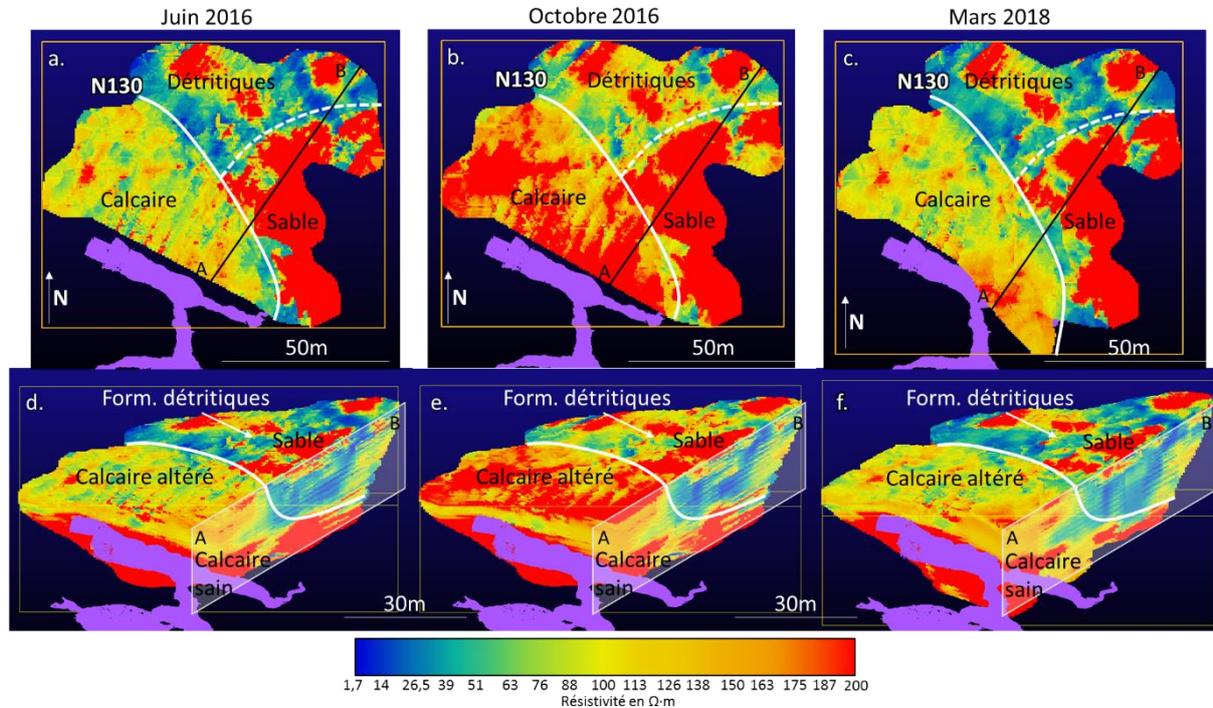


Figure II.78 : Modèles 3D issus de l'interpolation par krigeage ordinaire. En haut, en vue de dessus et en bas en vue orientée depuis le sud avec coupe verticale selon AB. La grotte de Lascaux est représentée en violet. (a et d) modèle obtenu en juin 2016, (b et e) octobre 2016 et (c et f) mars 2018. Les limites entre les différentes formations géologiques sont représentées. Les formations détritiques sont ici indiquées par « form. détritiques » et « détritiques ». Cette figure est présente en pleine page en Annexe 7.

L'étude des résistivités montre que globalement, les trois modèles présentent des médianes des résistivités assez semblables, à 105 $\Omega\cdot m$ en juin 2016 et mars 2018, et un peu plus élevées en octobre 2016, à 115 $\Omega\cdot m$.

La répartition des résistivités (Figure II.79) en mars 2018 montre qu'il existe deux modes permettant de définir deux seuils, l'un à environ 70 $\Omega\cdot m$ correspondant à un changement de la courbure de l'enveloppe de la fréquence et l'autre à 250 $\Omega\cdot m$ correspondant à une stabilisation de l'histogramme des résistivités. En gardant les données inférieures au seuil à 70 $\Omega\cdot m$, la majeure partie des formations détritiques ainsi que quelques zones dans le calcaire altéré apparaissent (Figure II.78). Entre 70 et 250 $\Omega\cdot m$, c'est la majeure partie des calcaires altérés et quelques zones dans les formations détritiques qui apparaissent (Figure II.78). Enfin, au-delà de 250 $\Omega\cdot m$, ce sont les calcaires profonds, sains, et les sables superficiels qui apparaissent (Figure II.78).

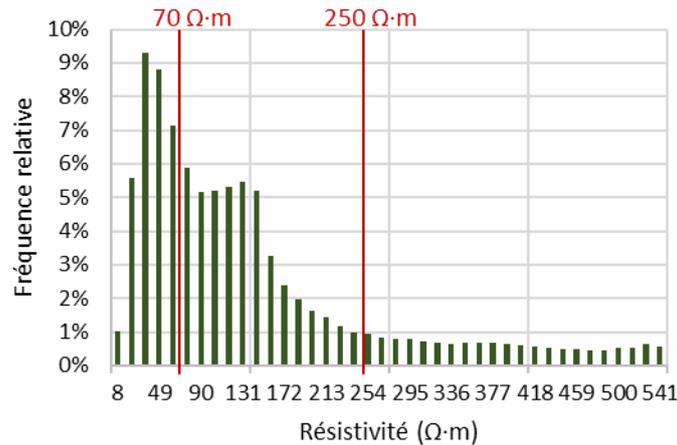


Figure II.79 : Histogramme des fréquences relatives des résistivités calculées sur l'ensemble du modèle de mars 2018. Pour plus de lisibilité, nous coupons la représentation à 550 $\Omega\cdot m$. Nous mettons deux seuils en évidence : à 70 $\Omega\cdot m$ et à 250 $\Omega\cdot m$.

Nous donnons dans le Tableau II.5 les médianes des résistivités à partir des seuils de résistivité susmentionnés. Les limites spatiales de chacune des formations sont également prises en compte pour ce calcul.

Les résistivités médianes des formations prises une à une sont assez proches d'une campagne à l'autre, en particulier dans les formations détritiques argilo-sableuses (Tableau II.5). Les autres formations présentent des différences que nous analysons.

Tableau II.5 : Résistivité médiane pour les quatre formations géologiques identifiées sur les modèles de résistivité 3D en juin 2016, octobre 2016 et mars 2018.

Résistivité médiane ($\Omega\cdot m$)	Juin 2016	Octobre 2016	Mars 2018
Calcaires superficiels (au-dessus de 181 mNGF)	129	140	136
Calcaires profonds (en-dessous de 181 mNGF)	560	535	493
Formations détritiques sableuses de surface	571	505	640
Formations détritiques argilo-sableuses	66	68	65

Les formations détritiques argilo-sableuses présentent la résistivité la plus faible pour chacun des trois modèles, avec des valeurs médianes assez proches les unes des autres. A l'est et à la surface des formations détritiques, les sables présentent la résistivité la plus élevée en mars 2018 et la plus faible en octobre 2016 (Tableau II.5).

Pour ce qui est des calcaires superficiels, la résistivité la plus forte est trouvée en octobre 2016 (Tableau II.5), probablement l'expression d'un assèchement superficiel. Cela n'est pas le cas pour les calcaires profonds. En effet, les calcaires superficiels, altérés, présentent une résistivité de trois à quatre fois inférieure à celle du calcaire profond, sain, dont la résistivité médiane est plus élevée en juin 2016 qu'en octobre 2016 et mars 2018 (Tableau II.5).

D'un point de vue hydrique, ces observations montrent que le calcaire superficiel est le plus sec en octobre 2016 et est plus humide en juin 2016 et mars 2018, concordant avec les résultats de la CHA (PARTIE II.2.3.1) qui montre que les calcaires superficiels sont plus sec en octobre qu'en juin et mars, quelle que soit l'année. Le calcaire profond est, lui, le plus humide en mars 2018 et le plus sec en juin

2016. Les formations détritiques argilo-sableuses présentent une faible variation temporelle, confirmant la présence d'argile.

Enfin, les formations détritiques sableuses étant très superficielles et poreuses, elles sont extrêmement sensibles à la pluviométrie. Cela explique que leur degré de saturation soit plus important en octobre 2016, moment où il n'a plu que deux jours avant les mesures, qu'en juin 2016, où il a plu uniquement sept jours avant les mesures. Pour ce qui est de mars 2018, il a plu les jours où les mesures ont eu lieu. La forte valeur de résistivité médiane en mars 2018 s'explique par le nombre de points beaucoup plus faible pris en compte dans le calcul (14 142 points en mars contre 18 799 points en octobre). Ce nombre de points plus faible en mars 2018 est expliqué par le seuil à 250 $\Omega \cdot m$ utilisé : en octobre, il y a plus de points proches de la surface dont la résistivité est élevée (au-dessus de 250 $\Omega \cdot m$) qu'en mars 2018, dû à un assèchement plus important de la zone en octobre. Les points qui diffèrent entre les deux campagnes ont sans doute une résistivité proche de 250 $\Omega \cdot m$ tandis que les points restant ont une résistivité élevée aux deux campagnes. Notre méthode de seuillage augmente artificiellement la résistivité médiane des sables en mars 2018.

On retrouve ainsi, à une échelle en 3D, les résultats obtenus avec la CHA (PARTIE II.2.3.1) à partir de profil 2D, *i.e.* un calcaire superficiel dont la résistivité est plus faible en mars et juin qu'en octobre, des sables superficiels dont la résistivité est particulièrement sensible à l'eau de pluie et un calcaire profond dont la résistivité semble déphasé de plusieurs mois par rapport aux pluies.

Cette reconstruction 3D permet une vision de la géométrie du site et une interprétation géomorphologique. L'observation du calcaire profond montre que son toit présente un escarpement au niveau de la limite de direction N130°, avec les formations détritiques au nord-est (Figure II.80.a). On s'aperçoit que sous les formations détritiques, des figures pouvant ressembler à des figures de dissolution karstique sont mises au jour, révélant des pinacles (Figure II.80.a). L'interprétation selon laquelle ces reliefs sont des pinacles est corroborée par l'existence de formes similaires connues sur la colline, observés au niveaux de l'excavation du site du Regourdou (Figure II.80.b). Il est possible que des pinacles n'aient pas pu être identifiés auparavant par Xu *et al.* (2016) sur la partie plus au sud du site à cause d'une résolution de la tomographie, et donc du modèle, insuffisante par rapport à ces objets (espacement de 10 m entre les profils et espacement inter-électrodes de 1,5 m).

Dans sa partie sud-ouest, le toit du calcaire sain (interface calcaire sain/calcaire altéré) présente un pendage apparent vers le sud-est calculé à 3,7°SE entre le point A (181 mNGF) et le point B (179 mNGF, Figure II.80.a). Cette mesure est conforme au pendage des calcaires de 4 à 6°SE relevé par Lopez (2009, cf. PARTIE I.1.2.3.1). Nous en déduisons l'hypothèse qu'ici, l'altération du calcaire peut se faire par de la dissolution par gravité selon le pendage du calcaire, strate après strate.

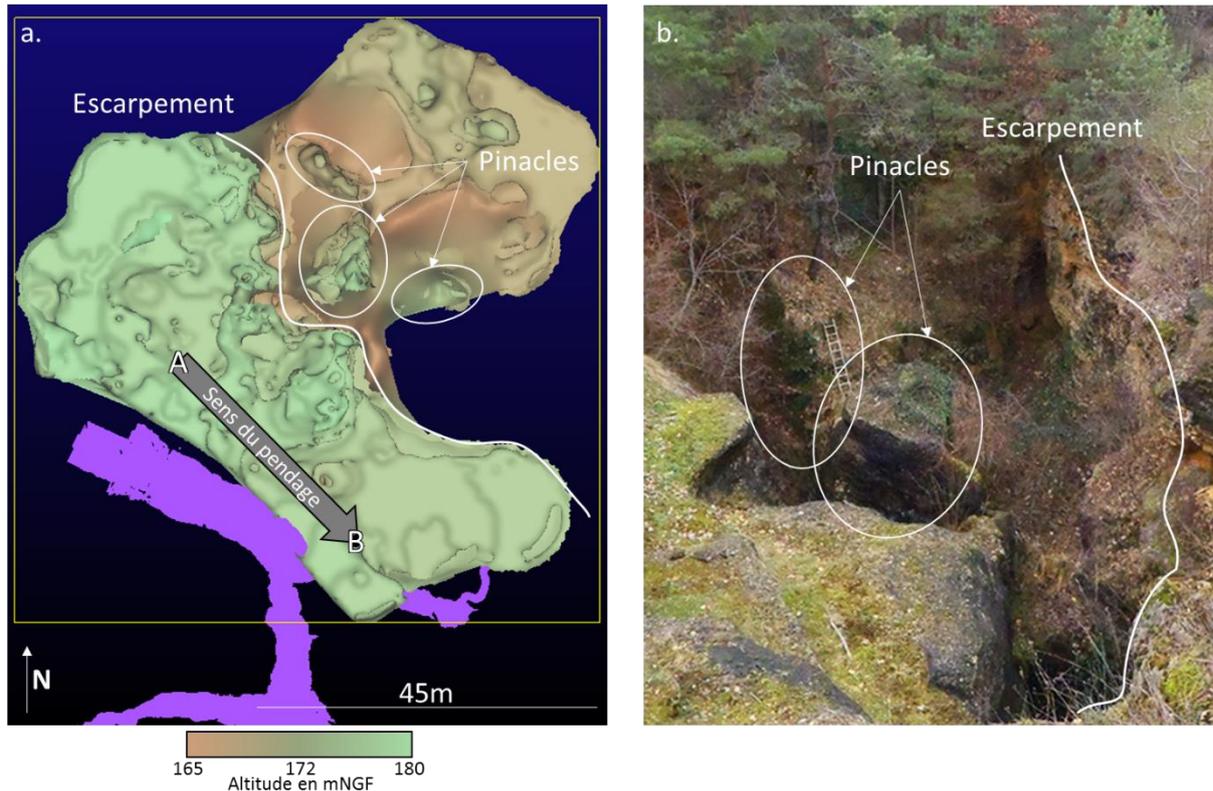


Figure II.80 : (a) Mise en évidence de la forme du toit du calcaire sain. Les pinacles et l'escarpement du calcaire sont visibles au nord-est du site. (b) Pinacles et escarpement du calcaire mis au jour lors de l'excavation du site du Regourdou.

En prenant les valeurs de résistivité inférieures au seuil de $70 \Omega\cdot\text{m}$ (Figure II.79), une partie des formations détritiques ainsi que des anomalies de résistivité faible au sein des calcaires superficiels et altérés apparaissent en octobre 2016 et mars 2018 (Figure II.81. a et c). La Figure II.81 présente les zones trouvées dans les calcaires superficiels, les formations détritiques s'étendant au nord-est, au-delà de la limite $N130^\circ$ (Figure II.78). Parmi ces zones, une structure se dégage en particulier en raison de sa continuité spatiale, cette structure est entourée sur la Figure II.81.c. Au nord, cette structure se poursuit au-delà de l'enceinte de protection entourant la grotte, passe sous la route et rejoint les formations détritiques en plusieurs endroits mal définis. Au sud, cette structure se dirige vers l'émergence du SAS1. A cet endroit, la structure se développe entre 182,5 mNGF et 185 mNGF, soit à une altitude correspondant à celle de l'émergence. La médiane des résistivités de cette zone est nettement plus élevée en octobre 2016 ($90 \Omega\cdot\text{m}$) qu'en mars 2018 ($55 \Omega\cdot\text{m}$).

Nous remarquons également que sur l'image du seuillage à $70 \Omega\cdot\text{m}$ en octobre 2016 (Figure II.81.a), la structure apparaît morcelée, signe d'un plus faible degré de saturation de l'ensemble de la structure par rapport à mars 2018. De plus, une zone plus au nord-ouest apparaît, d'altitude 182 mNGF, inférieure à celle du SAS1 et sans connexion apparente avec le reste de la zone identifiée sur le modèle de mars 2018.

Avec un seuillage à $60 \Omega\cdot\text{m}$, on voit qu'en mars 2018, on perd la connexion entre la partie la plus à l'ouest de la zone et les formations détritiques (Figure II.81.d), soit entre les deux zones D identifiées sur les profils N50 et S50 du suivi temporel. Il semble cependant que ce seuillage permette d'affiner la géométrie de la structure proche des formations détritiques. La structure mise au jour ressemble aux

formes karstiques rencontrées sur le site du Regourdou (Figure II.80.b). En octobre 2016, presque tout l'ensemble de la zone disparaît, et possède donc une résistivité supérieure à $60 \Omega \cdot m$ (Figure II.81.b).

La structure ainsi identifiée recoupe par ailleurs les zones D identifiées sur les profils du suivi temporel (PARTIE II.2.3.1) et dont l'évolution de la résistivité est quasi synchrone (voire précurseur) à celle du débit. Ces deux zones D semblent ainsi bien dans la continuité l'une de l'autre, et se prolongent bien vers le nord et les formations détritiques. Ces zones avaient été identifiées au moyen de l'analyse des classes obtenues par la CHA comme des zones préférentielles d'écoulement, probablement drainante. Les valeurs de résistivité de la structure sont également semblables à celles trouvées pour les zones D. Au vu de sa structuration spatiale, de sa résistivité et des variations temporelles de résistivité (PARTIE II.2.3.1), plus résistante en octobre qu'en mars ou juin, nous assimilons cette structure à une zone d'écoulement préférentiel de type drain alimentant probablement l'émergence du SAS1.

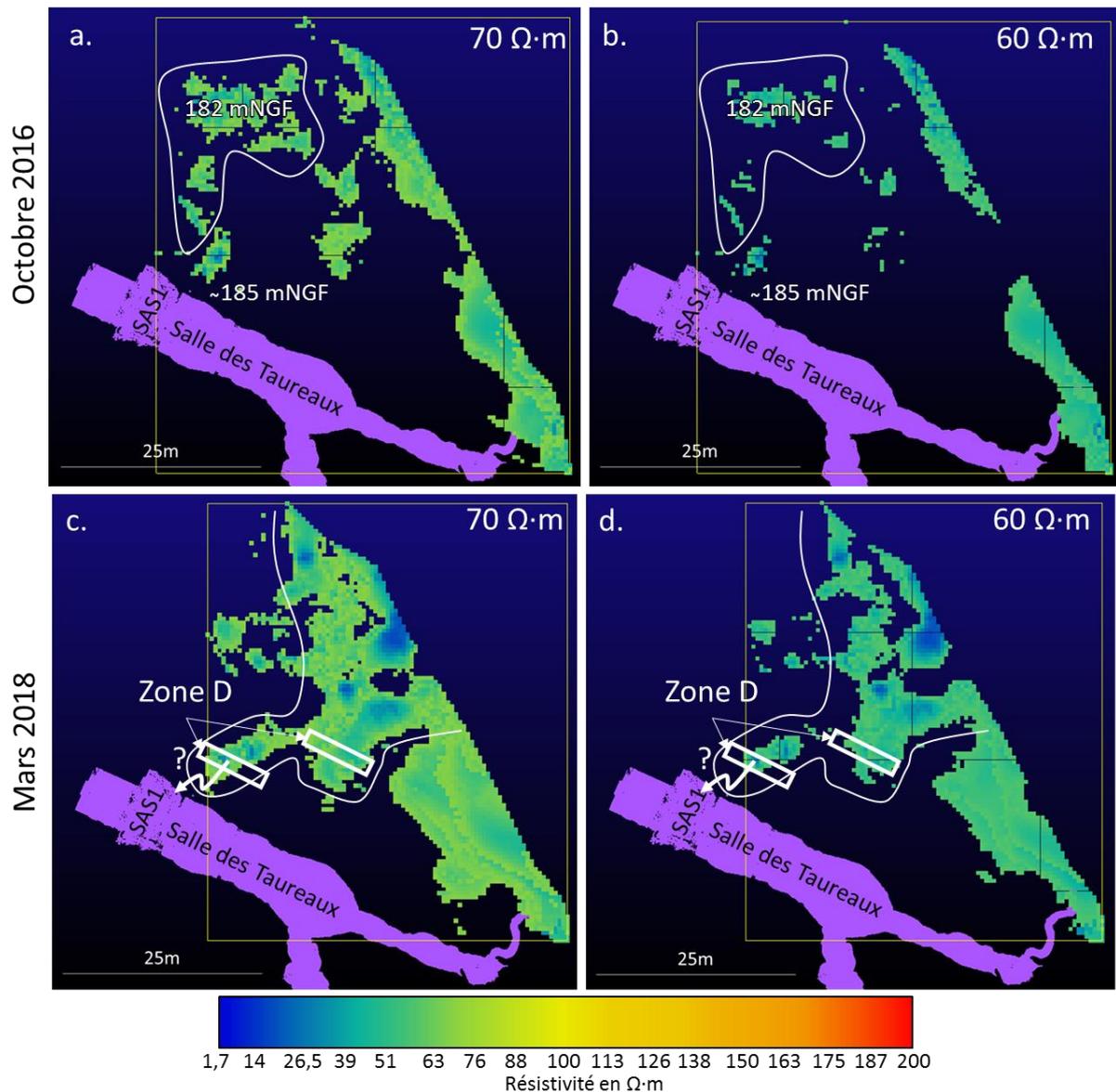


Figure II.81 : Mise en évidence de la zone de faible résistivité dans les calcaires superficiels avec leur lien avec les formations détritiques à l'est. La zone est assimilée à une zone d'écoulement préférentiel de type drain. Cette zone recoupe la zone D identifiée par la CHA (Figure II.60). (a et b) octobre 2016 et (c et d) mars 2018 ; (a et c) seuil à $70 \Omega \cdot m$ et (b et d) seuil à $60 \Omega \cdot m$.

A partir de la Figure II.81, nous retrouvons l'un des tracés principaux obtenus par la projection sur la carte (Figure II.71) des anomalies observées sur les profils 2D. Nous notons cependant l'absence du deuxième bras que nous avons alors supposé exister plus à l'est. Il est possible que ce dernier n'apparaisse pas car sa résistivité est supérieure à $70 \Omega\cdot\text{m}$ pour les deux campagnes. Des moyens complémentaires d'analyse sont alors nécessaires et constituent une perspective à ces travaux de thèse. Quant au lien possible entre ce drain et les formations détritiques, cela reste assez imprécis. Nous allons à présent choisir une seconde méthode de modélisation en 3D, le krigeage d'indicatrice, afin de mieux comprendre la structuration spatiale du drain, notamment son lien avec les formations détritiques.

4.2.2.3 Interpolations par krigeage d'indicatrice

Les modèles obtenus par krigeage ordinaire ont permis de bien définir la géométrie du drain près de la grotte. Le choix de la méthode du krigeage d'indicatrice a pour but de mieux définir le tracé du drain près des formations détritiques sur les données de mars 2018. Cette méthode permet de connaître la pseudo-probabilité que la résistivité soit supérieure à une valeur seuil choisie.

Carte variographique et variogramme

Le krigeage d'indicatrice reprend toute la démarche de l'analyse variographique à partir de la variable logarithmique de la résistivité, seuillée pour en faire une variable binaire. La structure qui nous intéresse particulièrement ici est l'anomalie en forme de drain qui semble se dessiner au droit du SAS1 et se prolonge vers le nord du massif. Cette anomalie recoupe les zones D identifiées sur la CHA (cf. Figure II.60) dont la médiane des résistivités dépasse rarement $60 \Omega\cdot\text{m}$ (Figure II.35). Par ailleurs, nous avons vu avec le krigeage ordinaire que la géométrie du drain était parfaitement identifiée pour des résistivités comprises en 60 et $70 \Omega\cdot\text{m}$. Nous choisissons, en première approche, de fixer la valeur seuil Z_c à 1,77, valeurs en \log_{10} de la résistivité à $60 \Omega\cdot\text{m}$, ce qui représente alors une valeur seuil sévère. D'autres analyses pourront être réalisées avec des seuils moins sévères en perspective de ce travail de thèse.

La carte variographique réalisée à partir de la variable d'indicatrice (voir Annexe 6.C) montre l'existence d'une anisotropie dans le plan horizontal dont les directions principales sont $N140^\circ$ et $N230^\circ$. Les variogrammes dans ces deux directions diffèrent pour de courtes distances, et l'on observe un effet de pépité dans toutes les directions, y compris verticale :

- dans la direction $N140$, la portée est de 8 m et le palier est de 0,09
- dans la direction $N230$, la portée est de 4,5 m et le palier est de 0,09
- dans la direction verticale, la portée est de 10 m et le palier est de 0,13.

Les deux différences principales entre ces variogrammes et ceux réalisés pour le krigeage ordinaire sont d'une part, l'apparition d'un effet de pépité dans toutes les directions et, d'autre part, des portées plus courtes dans le plan horizontal et beaucoup plus longues dans le plan vertical. Cela dénote une structuration de la variable d'indicatrice dans l'espace assez différente de la variable d'origine. Une portée plus courte indique une corrélation de plus courte distance de la variable seuillée par rapport à la variable d'origine. L'effet de pépité montre des variations brutales à de très courtes distances de la variable seuillée dans toutes les directions.

Le variogramme expérimental et le modèle de variogramme correspondant sont présentés sur la Figure II.82. Le modèle de variogramme choisi est constitué de trois structures : un effet de pépité dans

toutes les directions, un modèle sphérique marqué dans les deux directions du plan horizontal, et un modèle exponentiel marqué dans la direction verticale.

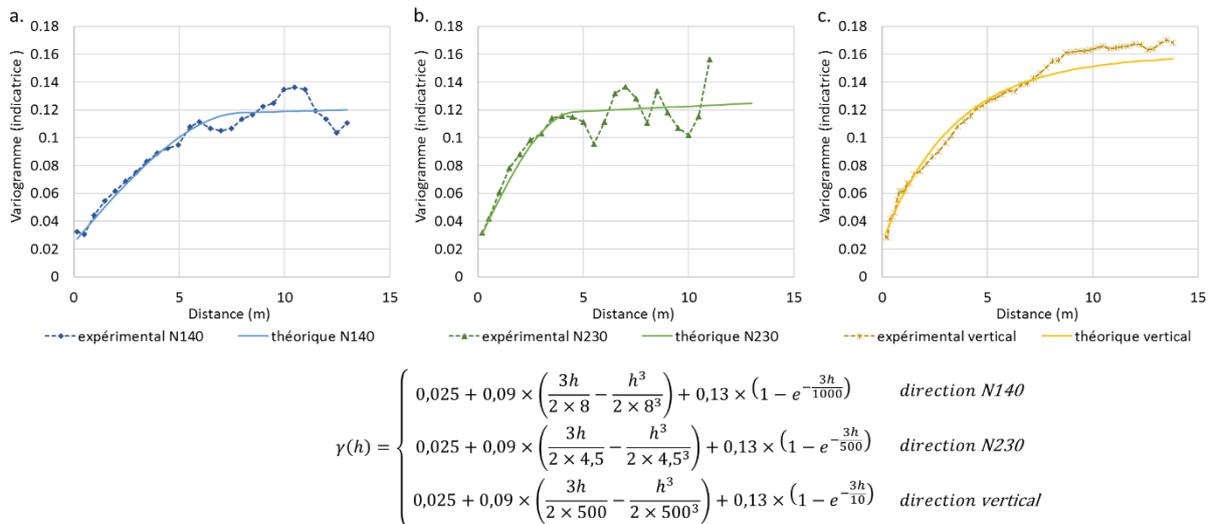


Figure II.82 : Variogramme expérimental et modèle de variogramme associé pour la variable d'indicatrice ($Z_c = 1,77$, indicatrice de $\log_{10}(\rho)$). Le variogramme est représenté sur trois graphiques représentant les trois directions (a) direction N140, (b) direction N230 et (c) direction verticale.

Les modèles de variogrammes représentant bien les données jusqu'à 10 m, le voisinage utilisé pour l'interpolation est de forme sphérique de rayon 10 m. La grille d'interpolation est la même que celle utilisée pour l'interpolation par krigeage ordinaire.

Interprétation de l'interpolation par krigeage d'indicatrice

Le krigeage d'indicatrice permet la création d'un modèle en trois dimensions montrant la pseudo-probabilité (calculée entre 0 et 1) que la variable (ici le $\log_{10}(\rho)$) soit supérieure à une valeur seuil (ici 1,77, soit 60 $\Omega \cdot m$). Pour une lecture plus aisée des représentations graphiques, nous présentons ici la pseudo-probabilité que la valeur de la variable soit inférieure au seuil (Figure II.83). Le krigeage d'indicatrice permet de confirmer la limite de direction N130° entre le calcaire et les formations détritiques. La structure précédemment identifiée par le krigeage ordinaire comme étant un drain présent dans les calcaires superficiels est également retrouvée. La majeure partie des résistivités de cette zone présentent une pseudo-probabilité assez élevée (supérieure à 0,7) d'être inférieure à 60 $\Omega \cdot m$ (Figure II.83). Les contours de la structure et ses liens avec les formations détritiques sont ici mieux déterminés.

La géométrie du drain près des formations détritiques est précisée par rapport aux modèles réalisés par krigeage ordinaire. Nous observons qu'une connexion entre le drain et les formations détritiques est possible en trois endroits distincts, indiqués sur la Figure II.83 par des flèches blanches. Une zone de connexion en particulier se dégage pour laquelle la pseudo-probabilité d'être inférieure à 60 $\Omega \cdot m$ est supérieure à 0,7, représenté sur la Figure II.83 par une flèche blanche pleine. Par ailleurs, l'observation du drain à deux altitudes montre que l'altitude du drain à la limite entre les calcaires altérés et les formations détritiques est plus élevée que celle du drain proche de l'émergence du SAS1, n'excluant ainsi pas la possibilité d'un écoulement des formations détritiques vers l'émergence du SAS1.

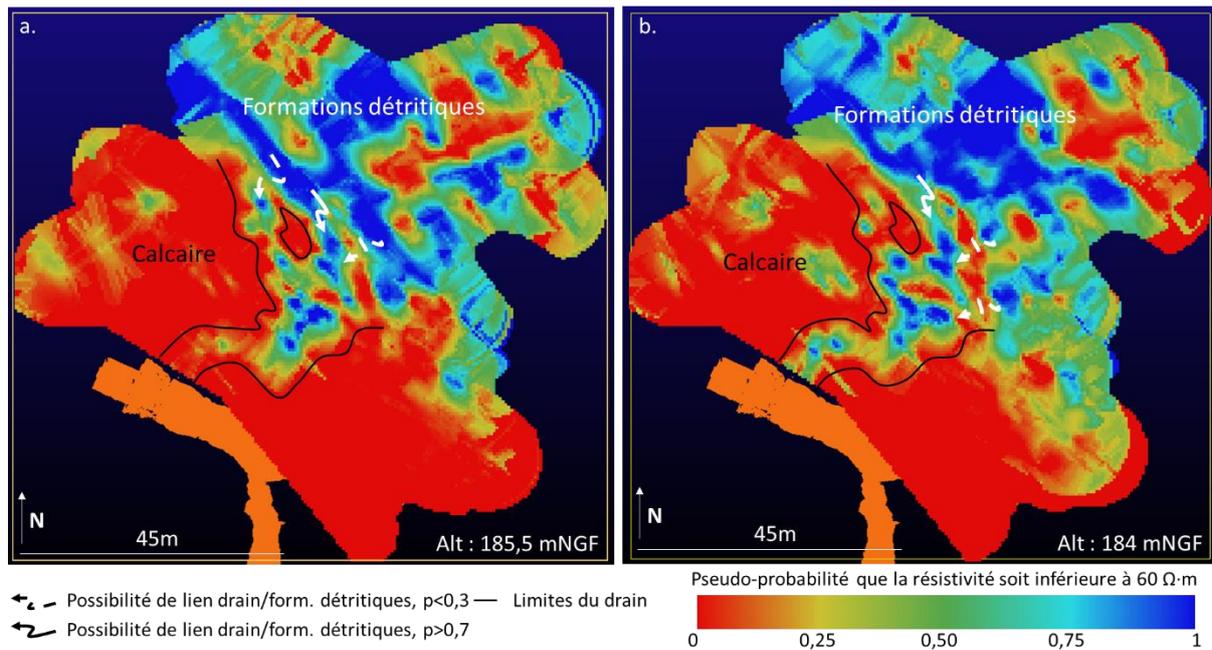


Figure II.83 : Pseudo-probabilité que la résistivité soit inférieure à $60 \Omega\cdot m$ obtenus par krigeage d'indicatrice. Vue en plan à une altitude de (a) 185,5 mNGF et (b) 184 mNGF. Campagne de mars 2018.

4.3. Synthèse des modélisations associées aux résultats de la CHA

La reconstruction en trois dimensions d'un modèle de résistivité du massif à l'amont de la grotte a été réalisée à partir de douze (juin et octobre 2016) ou quatorze profils (mars 2018) de résistivité électrique. Quatre des profils utilisés pour la reconstruction sont les profils étudiés au cours des six années de suivi temporel (cf. PARTIE II.2.3). A partir de ces derniers, une CHA avait montré l'existence, en 2D, d'une zone dont les variations de résistivité sont quasi-synchrones au débit dans le SAS1. Les modèles de résistivités 3D montrent que cette zone se prolonge des formations détritiques au nord-est vers l'émergence du SAS1 au sud-ouest.

La modélisation de type réservoir effectuée par Minvielle (2015) a montré que l'aire de l'impluvium de l'émergence épikarstique du SAS1 pourrait être comprise entre 500 m^2 et 863 m^2 . Il montre aussi que la hauteur d'eau maximale dans le réservoir épikarstique pourrait être comprise entre 45 mm et 184 mm, en fonction du cycle hydrogéologique. A partir de ces données, nous pouvons estimer en première approximation que le volume d'eau dans l'épikarst alimentant l'émergence du SAS1 pourrait être compris entre $22,5$ et 159 m^3 . Il a par ailleurs montré que la hauteur d'eau minimale dans l'épikarst pourrait être de 4 mm, quel que soit le cycle, correspondant alors à un volume d'environ 2 m^3 d'eau.

Le volume du drain très poreux (résistivité faible variant dans le temps) identifié sur le modèle 3D de résistivité électrique de mars 2018 est estimé à environ 880 m^3 . La géométrie de ce volume est obtenu à partir de l'interprétation des deux modèles de krigeage : les blocs formant la géométrie sont des blocs dont la valeur d'indicatrice est supérieure 0,7 et dont la résistivité obtenue par krigeage ordinaire est inférieure à $70 \Omega\cdot m$ (Figure II.84.b).

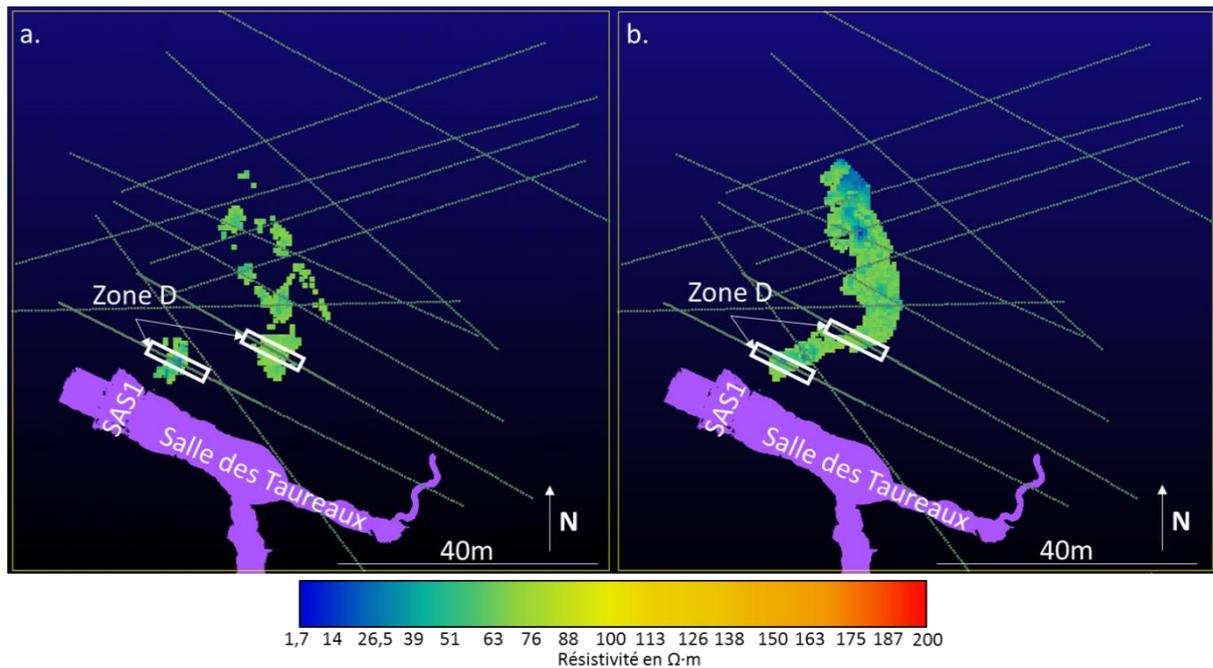


Figure II.84 : Géométrie du drain utilisée pour le calcul de son volume. (a) en octobre 2016, volume estimé à 11 m^3 (b) en mars 2018, volume estimé à 880 m^3 .

Pour remonter à un volume d'eau contenu dans la structure identifiée, nous pouvons faire deux hypothèses quant à la porosité :

- Une porosité minimale mesurée sur la matrice saine du calcaire entre 4 et 6% (PARTIE II.3.1) ;
- Une porosité secondaire, estimée à plus grande échelle à partir de la résistivité de la zone D (cf. PARTIE II.3.2) par Xu *et al.* (2016) à 30%.

En première approche, nous faisons de plus l'hypothèse que l'ensemble de la porosité, quelle qu'elle soit, est saturée ($S_r = 1$).

La première hypothèse ($4\% < \varphi < 6\%$) donne un volume d'eau compris entre 35 et 53 m^3 , volume qui se situe à proximité de la limite inférieure du volume d'eau maximal donnée par Minvielle (2015). La seconde hypothèse ($\varphi \approx 30\%$) donne un volume de 264 m^3 , supérieur à la limite supérieure du volume d'eau maximal donnée par Minvielle (2015). Le fait que ce volume soit plus important qu'attendu peut provenir du fait que nous faisons l'hypothèse que le drain est entièrement saturé, ce qui n'est probablement pas le cas. De plus, nous avons montré que la porosité pouvait ne pas être constante au sein même du drain et qu'elle est vraisemblablement croissante vers son centre, entraînant un volume poral différent de celui estimé. En effet, l'étude de la CHA montre que la résistivité décroît vers le centre (PARTIE II.2.3.1), due à une augmentation de la teneur en eau vers le centre, elle-même probablement due à une augmentation de la porosité vers le centre.

En période d'étiage de l'émergence du SAS1, en octobre 2016, on observe que le drain semble morcelé en plusieurs zones de faible résistivité partiellement déconnectées (Figure II.81). On observe également que l'une de ces zones correspond à la zone centrale de la zone D (Figure II.60) observée sur le suivi temporel (PARTIE II.2.3.1). Le volume cumulé de toutes ces zones fait 11 m^3 (Figure II.84.a), soit un volume d'eau d'au moins $3,3 \text{ m}^3$ ($\varphi \approx 30\%$). Cette dernière estimation est proche de la valeur minimale de l'estimation de Minvielle (2015) en période où le terrain serait plus sec.

L'évolution de ce volume au cours du temps montre un comportement en trois dimensions similaire à ce qu'avait schématisé Lopez (2009, Figure II.59). En mars, au début du cycle, les zones impliquées dans les écoulements se connectent entre elles, formant un volume unique vu sur la Figure II.81.c. En octobre, à la fin du cycle, ces zones se déconnectent, formant plusieurs volumes plus petits, inclus dans le grand volume précédent (Figure II.81.a).

Ces dernières données confirment la possibilité que la structure identifiée soit un drain. Ce drain drainerait l'épikarst environnant et permettrait l'acheminement de l'eau vers l'émergence du SAS1. Nous avons également montré la possibilité d'une connexion entre le drain et les formations détritiques. Il n'est alors pas à exclure que de l'eau provenant des formations détritiques puisse atteindre le SAS1 *via* ce drain, comme l'avait suggéré Lopez (2009).

Les modèles obtenus par krigeage ordinaire et par krigeage d'indicatrice ont également montré que la limite entre les calcaires et les formations détritiques se trouve hors de la zone de protection délimitée par l'enceinte de protection entourant la grotte. Le drain identifié comme pouvant drainer une partie du massif vers l'émergence du SAS1 apparaît ainsi, en partie, hors de la zone protégée.

PARTIE III. L'EAU À LA PAROI

Les mesures de TRE à l'échelle du terrain permettent de suivre l'évolution de la teneur en eau d'un massif karstique, cf. PARTIE II, permettant de déterminer un cheminement préférentiel de l'eau dans le karst. L'observation à une plus petite échelle de comportements temporels des écoulements pourrait permettre de mieux comprendre ce qu'il se passe en terme hydrique à la paroi d'une cavité, naturelle ou anthropique, dans le cadre de travaux de protection.

Les travaux présentés dans cette partie ont été réalisés pendant les expérimentations du projet CarMoThaP (caractérisation et modélisation des thermoaltérations et des résidus de combustion sur les parois). Nous nous intéressons ici encore au milieu calcaire karstique en lien avec les problématiques posées par les grottes ornées, ici, la grotte Chauvet-Pont d'Arc.

La problématique concernant la grotte Chauvet-Pont d'Arc est posée par la découverte récente (Ferrier *et al.*, 2018; Guibert *et al.*, 2015; Théry-Parisot *et al.*, 2018) de traces de feux contemporaines à la fréquentation aurignacienne de la grotte il y a environ 35 000 ans cal. BP. Du point de vue archéologique, la problématique porte sur la finalité de ces feux. Pour répondre à cette question, des expériences de feux en conditions contrôlées ont été menées en 2016, en domaine confiné, dans la carrière souterraine expérimentale et instrumentée de Lugasson, en Gironde. L'objet de ces feux, organisés dans le cadre du projet CarMoThaP, était de reproduire des altérations thermiques à la paroi, similaire à celles observées dans la grotte Chauvet-Pont d'Arc.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons à l'impact des feux sur les mouvements d'eau dans la paroi. Pour cela, nous avons mis en place un suivi temporel de la paroi par micro-TRE à une échelle submétrique et à une résolution centimétrique. A cette échelle, la forme complète des électrodes entre en jeu. Habituellement, la forme complète des électrodes n'est pas prise en compte lors de procédures d'inversions standards, car considérée comme négligeable. L'inversion se fait alors en considérant des électrodes points équivalentes en surface. Il a été montré que cette hypothèse, *i.e.* l'absence d'effet lié à la taille et à la forme des électrodes, est valide pour des ratios de taille d'électrode¹² / espacement inter-électrode inférieure à 20% (Rücker et Günther, 2011). Le dispositif d'acquisition utilisé est caractérisé par un ratio supérieur, d'où la nécessité de vérifier si les mesures sont impactées par un effet de ces électrodes.

Le Chapitre 1 consiste en un article publié dans le journal « Geophysics » présentant la stratégie adoptée vis-à-vis de l'effet d'électrode susmentionné ainsi que les premiers résultats issus du suivi en paroi. Le Chapitre 2 présente le suivi temporel à la paroi de manière plus étendue, ainsi que l'impact que les feux ont eu sur la paroi. Ces derniers résultats sont complétés par des mesures en laboratoire.

¹² Par taille d'électrode, nous entendons la longueur de la partie de l'électrode enfouie dans le substrat.

Chapitre 1. Effet de la taille finie des électrodes en imagerie de résistivité électrique à petite échelle.

Article publié « On the effect of electrode finiteness in small-scale electrical resistivity imaging », C. Verdet, Y. Anguy, C. Sirieix, R. Clément et C. Gaborieau. *GEOPHYSICS*. Novembre 2018. Vol. 83, n°6, p. EN39-EN52.

Dans cet article, on s'appuie sur le modèle de la cellule conductrice (Daily *et al.*, 2004; Ronczka *et al.*, 2015a; Rucker *et al.*, 2010) pour prendre en compte la forme complète des électrodes (taille et espacement inter-électrode) dans la résolution numérique du problème direct en courant continu, sur des modèles synthétiques. On montre qu'un effet d'électrode est contenu dans les sections de résistivités inversées si l'on adopte un modèle d'électrodes ponctuelles en surface. Plusieurs exemples numériques montrent que cet effet indésirable est très présent lorsque l'écartement des électrodes ne vérifie pas une double contrainte générée par l'enfoncement des électrodes et la taille caractéristique d'une hétérogénéité de surface (en présence, par exemple, d'un front superficiel d'évaporation ou d'infiltration). Dans ce cas, l'effet des électrodes doit être corrigé.

Pour ce faire, nous approximons une électrode de taille finie par une électrode équivalente ponctuelle (EEP – Equivalent Electrode Point) placée en profondeur, le long de l'axe de l'électrode. La profondeur appropriée de l'EEP est celle pour laquelle le modèle de la cellule conductrice et la source ponctuelle enterrée minimisent une erreur géométrique systématique *i.e.*, l'écart relatif entre les facteurs géométriques produits par le modèle de la cellule conductrice et l'EEP enterrée. Une EEP positionnée à 73% de la longueur de la tige de l'électrode représente ainsi une approximation ponctuelle correcte d'une électrode complète. L'utilisation de cette approximation ponctuelle dans l'inversion permet ainsi de corriger l'effet d'électrode indésirable lorsque plusieurs conditions sont vérifiées par le dispositif d'acquisition. Plus précisément, l'espacement inter-électrode doit être choisi de telle sorte qu'il respecte l'inéquation suivante :

$$\frac{\text{épaisseur hétérogénéité superficielle}}{0.75} \geq \text{espacement inter - électrodes} \geq \frac{\text{enfoncement électrode}}{0.5}$$

L'intérêt de cette évaluation métrologique du dispositif d'acquisition à utiliser sur le terrain (à la paroi) est ensuite illustré par une campagne de micro-TRE dans la carrière souterraine de Lugasson.

On the effect of electrode finiteness in small-scale electrical resistivity imaging

Cécile Verdet¹, Yannick Anguy², Colette Sirieix¹, Rémi Clément³, and Cécile Gaborieau⁴

ABSTRACT

Electrical resistivity tomography (ERT) profiles including finite steel-rod electrodes have been widely used in assuming a surface-node current injection for inversion. This hypothesis was shown by others to be safe for ratios of electrode embedment to electrode spacing smaller than 20%. Relying on the conductive cell model (CCM), we took into account the complete electrodes in the DC forward problem. We found that an electrode effect is included in resistivity sections inverted with a surface point electrode model. Several synthetic examples indicated that this unwanted effect is particularly developed when the electrode spacing does not meet a double constraint from the characteristic size of a shallow heterogeneity and from the electrode embedment. This effect deserved correction. A point approximation for a finite electrode referred to as the equivalent electrode point (EEP) was sought by placing a

point-source current in the ground along the electrode length. The appropriate EEP depth was the one for which the CCM and a buried point source minimized a systematic geometric error; i.e., the relative change of the geometric factors obtained with the CCM and with an EEP. An EEP placed at 73% of the electrode length was declared as a suitable point approximation for an electrode. Use of this point assumption for inversion remedied efficiently the electrode effect subject to conditions. More precisely, the electrode spacing should stay within a lower bound equal to twice the electrode embedment and an upper bound equal to the shallow heterogeneity characteristic size divided by 0.75. The interest of such a metrological appraisal of the suitable acquisition layout to be used on the field was illustrated by a small-scale ERT field survey. This case study permitted us to understand more reliably the impact from fires upon a centimetric shallow layer in a calcareous wall.

INTRODUCTION

When a centimetric precision is needed in electrical resistivity tomography (ERT) data, an acquisition layout typified by a high ratio of electrode embedment to electrode spacing is used. This can lead to errors in the electrical data, distortions in the tomograms, and misinterpretations.

ERT was originally developed for field surveys carried out over a hierarchy of large scales (see, e.g., Tsokas et al., 2008; Genelle et al., 2012; Tsourlos et al., 2014; Farzamian et al., 2015; Xu et al., 2017). Among those works, Tsourlos et al. (2014) use a long ERT line (1500 m) with an electrode spacing of 5 m to identify lithologic variations in an embankment. At another scale, Genelle et al. (2012)

use tens of meters long ERT profiles with electrodes at 0.5 m intervals to characterize the geologic heterogeneity of a landfill cover. A large number of ERT studies has also been conducted over smaller scales in laboratory experiments. These include Moreau et al. (2011), who rely on ERT to evaluate the moisture content of a solid waste fitted in a 0.2 m³ cylindrical test cell equipped with nine electrodes. Slater et al. (2002) use ERT to investigate solute transport within a metric sized tank. Another instance at the laboratory scale is the study by Degueurce et al. (2016). At even smaller scales, Jougnot (2009) relies on a single four electrodes Wenner- α -like array to measure the electrical properties of clayey samples of approximately 10 cm in length and a few cm in diameter; mentioned also are works by Cosenza et al. (2007), Jougnot et al. (2010a,

Manuscript received by the Editor 24 January 2018; revised manuscript received 9 July 2018; published ahead of production 03 September 2018; published online 08 November 2018.

¹University of Bordeaux, I2M, UMR CNRS 5295, Bât. B18, allée de Geoffroy ST Hilaire, Pessac Cedex 33615, France. E-mail: cecile.verdet@u-bordeaux.fr; colette.sirieix@u-bordeaux.fr

²Corresponding author. I2M, UMR CNRS 5295, Esplanade des Arts et Métiers, Talence Cedex 33405, France. E-mail: yannick.anguy@ensam.eu.

³Irstea, 5 rue de la Doua, Villeurbanne Cedex 69626, France. E-mail: remi.clement@irstea.fr

⁴I2M, UMR CNRS 5295, Esplanade des Arts et Métiers, Talence Cedex 33405, France. E-mail: cecile.gaborieau@u-bordeaux.fr

© 2018 Society of Exploration Geophysicists. All rights reserved.

2010b), or Rhoades et al. (1989). The key motive of the growing number of laboratory scale studies is to ease the interpretation of field surveys. The overall rationale is to study under controlled conditions one (or several) of the parameters upon which on-site resistivity data depend (see, e.g., water content, porosity, electrical fluid resistivity, and/or lithology; Archie, 1942).

Here, the targeted application was an ERT field survey carried out at the scale of a laboratory experiment. We focused on an underground limestone quarry. This experimental site was equipped to monitor fires in an environment comparable with that of the Megaceros gallery of the Chauvet-Pont d'Arc cave (France) (Ferrier et al., 2017). The walls of the Chauvet-Pont d'Arc cave show prehistoric fire marks contemporary to the Paleolithic (Guibert et al., 2015). The fires that were lit in our experimental site aimed at producing thermal alterations (limestone color changes and spalling) similar to those observed in the Chauvet-Pont d'Arc cave. The objective was to understand the location, intensity, and function of the prehistoric fires (Lacanette et al., 2015, 2017). A complete understanding of the formation of the thermal alterations shall consider the coupled effects between heat transfer, aerology, geochemistry, and water flow in the calcareous wall. Work by Houillon et al. (2017) is a good example of consideration of part of these coupled processes. Here, we were mostly concerned with water flow in the calcareous wall. Our objective was to monitor at a high spatial resolution the water-content variation in the upper 20 cm of the quarry wall. To do so, the calcareous walls were fitted with submeter long "micro-ERT" profiles comprising a string of electrodes separated by a few centimeters. The quarry walls were highly porous, prone to crumble, and often wet (Vincent and Mathon, 1999) (Verdet et al., 2017). Therefore, disc electrodes could not be used because they did not stick on the walls. We used instead finite-size stainless steel rods of a constant 0.4 cm diameter, which were driven to a depth of 1.5 cm. This resulted in a high ratio of electrode embedment to electrode spacing. Finally, the shallowest part of the calcareous walls was expected to be much more conductive (due to condensation and/or air moisture) than deeper into the bedrock.

Despite the growing use of ERT, some previous studies highlighted artifacts in calculated (inverted) resistivities that could be somewhat far from the true resistivity of the ground (Osiensky et al., 2004; Nimmer et al., 2008; Clément et al., 2009; Doetsch et al., 2010; Rücker and Günther, 2011; Wagner et al., 2015; Clément and Moreau, 2016).

On the one hand, in the literature where DC forward modeling and inversion schemes use the surface point electrode model (PEM), several authors related uncertainties of the ERT method to the bulk resistivity contrast and to the electrode configuration, mostly the unit electrode spacing. For example, Kemna et al. (2002) and Vanderborght et al. (2005) note that inverted resistivities could deviate markedly from the resistivities of a synthetic aquifer model. This was especially true in local regions showing strong gradients. These authors concluded that inverted resistivities depend on the model contrast and the electrode configuration. Descloitres et al. (2008) report that a shallow surface infiltration or evaporation (i.e., a local zone showing a strong gradient) occurring during a time-lapse ERT survey could be misinterpreted during inversion. Using synthetic models representing typical resistivity arrangements of the subsurface, these authors confirm that ERT inversion could overestimate the depth of a shallow conductive layer. This was particularly the case when a large spacing between electrodes was used. These authors also note that inversion could create false variations at intermediate depths. These

false patterns were expressed top down by an artificial increase of resistivity followed by a false decrease of resistivity. Such artifacts were noticed well before by Kunetz (1966). In this context, use of a short electrode spacing (for a dense sampling of shallow resistivity variations) along with incorporation of a priori information in the inversion were recommended to attenuate these artifacts (Clément et al., 2009).

On the other hand, other authors (Rücker and Günther, 2011) report that the electrode finite size and interface with the ground should be considered in a four-point measurement in case of a high ratio of electrode embedment to electrode spacing. High ratios of embedment to spacing can be encountered at the laboratory scale, when electrodes are partially buried. DC forward modeling and inversion considering electrodes as surface point nodes may therefore induce errors in the calculation of the geometric factor (Clément et al., 2011). More precisely, Rücker and Günther (2011) indicate that working with point-surface electrodes may remain acceptable for a penetration depth of electrodes in the ground of less than 20% of the electrode spacing. In other words, when using standard PEM-based inversion schemes, the appropriate electrode spacing shall remain large enough to accommodate the finiteness of the electrodes. This recommendation is somewhat at variance with the short electrode spacing required for a dense sampling of shallow resistivity variations, as recommended by Clément et al. (2009).

In this context, a metrological appraisal of the acquisition layout is recommended prior to performing a high-resolution scan with a submeter-long ERT setup typified by a high electrode embedment to spacing ratio. Practically, this means quantifying possible errors for the calculation of the geometric factor in relation to a size effect of the electrodes and, where necessary, controlling errors from electrodes in the inversion. To do so, we built a numerical model of the electrodes and quadrupoles to be used on the field. The purpose was to ascertain whether or not the calculated resistivity distributions were impacted by the field data set, including electrode finiteness. If an unwanted error from the electrodes was detected by the model, it should be considered to properly invert the field data. The focus was put on three points:

- 1) DC forward modeling in relation to the electrode spatial extent: The electrode effect was quantified as others did by comparing the influence of complete electrodes with a surface point current source (Clément et al., 2011; Rücker and Günther, 2011; Wagner et al., 2015). However, although it is now theoretically possible to account for the size and shape of the electrodes in advanced 3D inversion schemes, such a modern capability is not implemented in standard inversion tools used routinely. Thus, it remains of utmost importance to develop strategies of inversion producing reliable results, without incorporating in the mesh the geometry of the electrodes. As part of a 3D crosswell ERT survey, Doetsch et al. (2010) investigate, for example, the borehole-fluid effect, which is (at another scale) similar to the electrode effect. They show that correction factors based on (3D) forward modeling results for a 1D resistivity sequence with and without boreholes did not allow an inversion procedure that ignores the borehole to recover the subsurface resistivity distribution. This demonstrated that corrections based on a 1D layered model were inadequate for this 3D crosswell data set. We took a different route to account for the electrode effect without including explicitly the electrode geometry in the finite-element mesh. In the manner of Rücker and Günther (2011), a point approximation for a finite electrode, referred to as the

- equivalent electrode point (EEP), was sought by placing a point-source current along the electrode axis in the ground.
- 2) A parametric study dealing with the unit electrode spacing and synthetic resistivity distributions: Synthetic apparent resistivity data sets were inverted using an EEP approximation for finite electrodes. Dependence of the inverted distributions upon true resistivity contrast and electrode spacing was illustrated.
 - 3) An application to field data collected on the walls of an underground calcareous quarry.

NUMERICAL MODELLING: SYNTHETIC RESISTIVITY CASE STUDIES

Three models for direct current injection exist to account for the finiteness of the electrodes: the shunt-electrode model (SEM) (Wang et al., 1999), the complete electrode model (CEM) (Cheng et al., 1989; Rücker et al., 2006; Rücker and Günther, 2011; Ronczka et al., 2015b; Wagner et al., 2015), and the conductive cell model (CCM) (Daily et al., 2004; Rucker et al., 2010). Ronczka et al. (2015a) provide a comparison of these different simulation approaches. The basic principles of these models are recalled below.

Elementary theory of DC forward modeling

Consider first the SEM and the CEM approaches. In these models, the DC forward problem is governed by the equation of continuity, whose static form can be written as follows:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = 0 \text{ in } \Omega \in \mathbb{R}^3, \quad (1)$$

where $U = U(\mathbf{r})$ is the sought electrical potential at a point \mathbf{r} in an earth volume Ω for a given conductivity $\sigma = \sigma(\mathbf{r})$ distribution within Ω .

The current driven electrodes boundaries $\partial\Omega_{E_i}$ and $\partial\Omega_{E_j}$ (current dipole) show the Neumann boundary conditions along the outward normal vector \mathbf{n}

$$\int_{\partial\Omega_{E_i}} \sigma \frac{\partial U}{\partial \mathbf{n}} ds = I \quad \text{and} \quad \int_{\partial\Omega_{E_j}} \sigma \frac{\partial U}{\partial \mathbf{n}} ds = -I. \quad (2)$$

The equation of continuity (equation 1) and the boundary condition (equation 2) are complemented with a homogeneous Neumann boundary condition at the earth domain's outer surface $\partial\Omega$

$$\sigma \frac{\partial U}{\partial \mathbf{n}} = 0 \text{ on } \partial\Omega. \quad (3)$$

The unknown voltage $V = V(\mathbf{r})$ to be measured with a k th metal electrode and predicted by the model satisfies the generalized boundary condition

$$V_k = \text{constant} = \sigma z_k \frac{\partial U}{\partial \mathbf{n}} + U \text{ on } \partial\Omega_{E_k, k=1 \dots N}, \quad (4)$$

where z_k is a contact impedance caused by a thin resistive layer between the electrode surface and the earth (Rücker and Günther, 2011).

The generalized boundary condition (equation 4) says that the sought unknown constants V_k are determined by solving the equation of continuity (equation 1) subjected to the boundary conditions described in equations 2 and 3 (Cheng et al., 1989).

The SEM and the CEM models differ mainly by the boundary condition given in equation 4. The SEM reproduces a perfectly conducting electrode touching the earth, i.e., $V_k = \text{constant} = U$ on $\partial\Omega_{E_k}$ (Chen et al., 1989), whereas the CEM expresses an imperfectly coupled electrode (Rücker and Günther, 2011).

The third model, the CCM, uses a conductive grid column in conjunction with a point electrode at the surface (Daily et al., 2004; Rucker et al., 2010; Ronczka et al., 2015a). In the CCM, equations 1 and 2 reduce to a single differential equation, complemented by the boundary condition given in equation 3 as described in Dey and Morrison (1979), Vanderborght et al. (2005), and Rucker et al. (2010):

$$-\nabla \cdot (\sigma(\mathbf{r}) \nabla U(\mathbf{r})) = I\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i) - I\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_j) \text{ in } \Omega. \quad (5)$$

In the right side of equation 5, δ is the Dirac delta function, \mathbf{r}_i and \mathbf{r}_j are the surface injection points (current dipole), and I is the current strength at the electrodes.

For a large conductivity contrast in the CCM, the electrode shape appears as an equipotential surface, which also applies to the CEM for a low impedance (see z_k in equation 4) (Ronczka et al., 2015a). This is implicit to the SEM where a potential electrode behaves as a conductive heterogeneity. Rücker and Günther (2011) report that the effect of the contact impedance is small compared to the purely geometric effect of the electrode shape. Hence, the CEM and CCM shall lead to comparable results if the same electrode shape is used (Ronczka et al., 2015a). The CCM was retained to incorporate the finiteness of the electrodes (as well as the shorting effect).

DC forward modeling: Quantification of the electrode effect and the equivalent electrode point strategy for subsequent inversion

The geometric design of the electrodes and the half-space was done using Comsol Multiphysics 4.3b combined with the F3DM MATLAB script 3.06 implemented by Clément and Moreau (2016). This script automatically built the 3D geometry based on user-selected parameters. The half-space was made up of a large cube around a smaller cube on top of which was laid the string of 24 electrodes (Figure 1a). The adapted tetrahedron mesh was coarser in the external cube than in the internal cube, where the discretization was further refined around the electrodes for an accurate forward calculation (Figure 1b) (Rücker et al., 2006).

Consistently with the CCM, and as shown in the inset in Figure 1b, each finite electrode (0.4 cm in diameter) was modeled by a point source on the surface and by assigning to the electrode body (1.5 cm embedded inside the earth) very conductive cells (Rucker et al., 2010). Our stainless steel-rod electrodes had a conductivity of 10^6 S/m. Yet, such a high value was not assigned to the buried part of the electrodes. Indeed, this would have required an exceedingly refined forward model mesh to preserve accuracy and stability. Indeed, accuracy and stability can be challenged in case of a too-high contrast between the electrode and the surrounding material. To maintain a reasonable computational cost, a value of 10^4 S/m was kept after checking that this did not impact the results.

The dipole-dipole array was used because it allowed the fastest acquisition on the field along with the best resolution after filtering bad data points (Günther, 2004).

The CCM DC forward boundary value problem governed by equation 5 with boundary condition 3 was implemented directly

in Comsol Multiphysics. The Comsol AC/DC module was used to solve in 3D the quasistationary electromagnetic wave equation. For each quadrupole, the calculated electric field distribution allowed to evaluate the potential difference induced by the injected current and electrical Neumann boundary conditions. The implemented quadrupoles were the same as those used on the field. The conservation of charge was achieved by use of current dipoles (see right side in equation 5) and a Neumann discretized domain (see boundary condition 3). To ensure that the problem was well-posed (uniqueness of the solution), an arbitrary node on the boundary was set to a zero potential.

Three synthetic resistivity models were considered:

- 1) A 1000 Ωm homogeneous half-space.

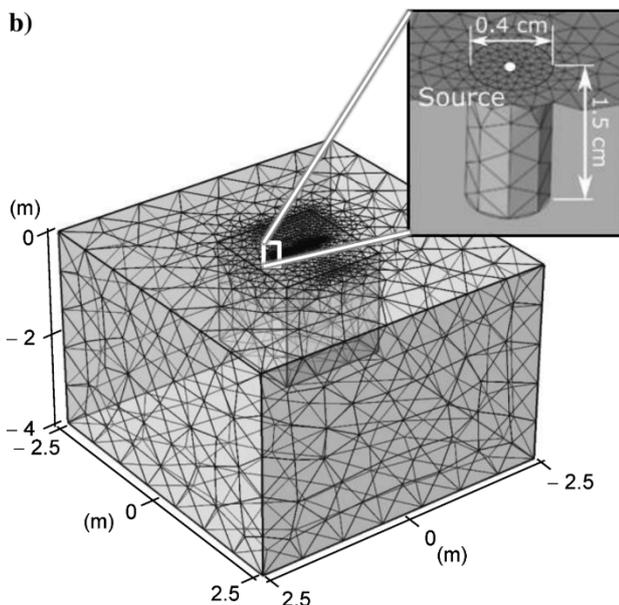
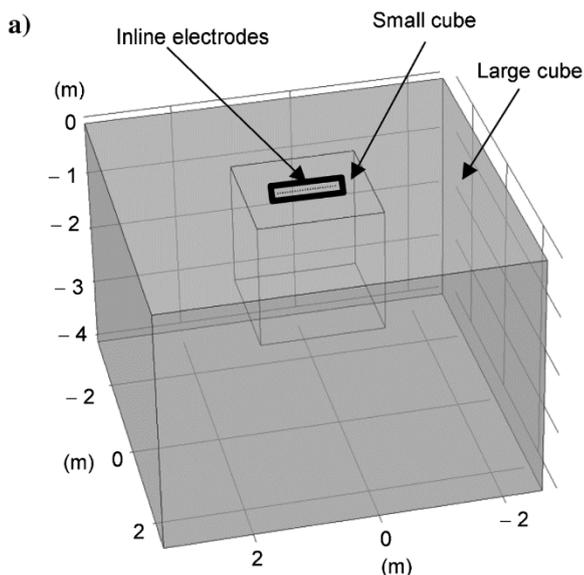


Figure 1. (a) General geometry. (b) Adapted tetrahedron mesh generation along with specific refinement around the electrodes. Cartesian axes are graduated in meters.

- 2) A two-layer model with a 480 Ωm superficial layer lying on top of a resistive layer (2100 Ωm). This model represents the expected presence of a more conductive shallow layer in the studied calcareous quarry wall.
- 3) For completeness, a two-layer model showing a resistive 3 cm thick top layer (2100 Ωm) upon a more conductive substratum (480 Ωm).

The resistivity contrast of the two-layer models was consistent with typical values encountered in Aquitaine karstic limestones (Xu et al., 2017).

Using Comsol Multiphysics combined with the F3DM MATLAB script, these synthetic models were translated into experimental apparent resistivity data sets by solving numerically in 3D, the electromagnetic wave equation with the CCM model. Apparent resistivities were calculated for three electrode spacings of 2, 3, and 4 cm. For the two-layer conductive (480 Ωm) over resistive (2100 Ωm) model, we considered different thicknesses for the top 480 Ωm layer (Table 1). For each thickness, a mesh was generated. This represented a superficial front of varying thickness showing a higher water content than deeper.

The geometric factor k is defined by

$$k = \rho_{\text{app}} \frac{I}{\Delta V}, \quad (6)$$

where ΔV is a measured voltage between an electrode pair and I is the current injected between another pair. The geometric factor k clearly depends on the acquisition layout and the domain geometry (Rücker et al., 2006). When a small-scale electrode layout is used, the error associated to the surface point electrode representation can be viewed as a systematic error in the representation of the domain. Therefore, it can be included in the geometric error on k . To quantify the effect from an electrode, we thus compared the geometric factors as derived using the CCM with the geometric factors obtained with a surface PEM (Clément et al., 2011). The two models used the same 3D finite-element mesh, except that the very conductive cells assigned to the buried electrode in the CCM were set to the resistivity of the appropriate earth synthetic resistivity model in the PEM. The subsequent 2.5D inversion (Coggon, 1971) could not practically account for the electrode shape. Therefore, a node approximation for a finite electrode, referred to as the EEP, was sought by placing a point-source current along the electrode axis inside the ground (Rücker and Günther, 2011). The goal was to find the EEP depth at which the CCM and a point-source location along

Table 1. Two-layer synthetic resistive models — evaluated geometries.

Unit electrode spacing	Assessed thicknesses for the top layer of the synthetic resistive models	
	480 Ωm over 2100 Ωm	2100 Ωm over 480 Ωm
2 cm	3 cm	–
3 cm	1.4, 2, 3, 4, 5, 10, and 25 cm	3 cm
4 cm	1.4, 2, 3, 4, 5, and 10 cm	3 cm

the electrode axis showed the best agreement. This was quantified in the sense of equation 7 by a minimum value for the percentage deviation δk between the CCM geometric factor (k_{CCM}) and the EEP geometric factor (k_{EEP}). The second equality in equation 7 followed from equality of apparent resistivities in a homogeneous half-space (Rücker et al., 2006). Minimizing equation 7 ensured that measurements would be marginally impacted by a geometric error associated to the EEP approximation. Due to the pure geometric nature of the error defined by equation 7, the EEP evaluated in the homogeneous half-space is expected to be relevant to other resistivity distributions (for a fixed electrode layout):

$$k = \left(1 - \frac{k_{EEP}}{k_{CCM}}\right) \times 100 = \left(1 - \frac{\Delta V_{CCM}}{\Delta V_{EEP}}\right) \times 100. \quad (7)$$

We considered that the appropriate EEP would lead to a geometric factor relative error smaller than 2%. This threshold value corresponds to standard errors typically used in ERT for contaminating data with Gaussian noise (Ronczka et al., 2015a). Six EEP depths along the electrode axis were systematically tested: 0% (surface point electrode), 67%, 73%, 80%, 87%, and 100% of the electrode extension. The electrode extension was assumed to be the 1.5 cm penetration depth of the steel rods in the ground. A mesh was generated for each appraised depth.

Once the appropriate EEP was found, the assembled transfer resistance data set could be inverted with the BERT 2.1 (boundless ERT) package developed by Günther et al. (2006). Reconstruction of the bulk electrical resistivity distribution from a transfer resistance data set involved discretization of the spatial resistivities in a 2D finite-element mesh, 2.5D forward modeling of the data set for a current resistivity distribution, and minimization of a cost function (Vanderborcht et al., 2005). A 2D mesh was generated for each electrode spacing in the case of a surface point injection. The same mesh was used for the optimal EEP. For the minimization of the misfit between measured and modeled data, the blocky or L_1 -norm optimization method was used. This allowed to handle the sharp discontinuity that typified the two-layer synthetic models (Loke et al., 2003). A Gauss-Newton scheme was used. The Jacobian matrix was recalculated at each iteration. Isotropic smoothing was used for the regularization. The regularization parameter was set to 20.

Results for the largest unit electrode spacing

We first considered a synthetic transfer resistance data set obtained by solving in 3D the CCM DC forward model over a 1000 Ωm homogeneous half-space (Figure 2a). The transfer resistance data set was assembled with a 4 cm electrode spacing and an electrode embedment of 1.5 cm. Thus, the electrode embedment was 37.5% of the electrode spacing. The 2.5D inversion of this data set with the BERT package using surface point electrodes led to a false three-layer resistivity pattern (Figure 2b). This false resistivity pattern included a 3 cm thick superficial layer of median resistivity 820 Ωm on top of an intermediate more resistive layer of median 1039 Ωm lying on a deeper zone of median 968 Ωm . The median resistivity of the superficial layer showed the largest relative deviation (18%) from the expected 1000 Ωm . Consistent with Rücker and Günther (2011), Figure 2b confirmed that working with point-surface electrodes is no longer safe when the electrode embedment is not small compared to the electrode spacing. For all

intents, the false-resistivity patterns in Figure 2b highlighted an unwanted electrode effect.

A point approximation for a finite electrode (EEP) was sought as the point-source current placed along the electrode axis in the ground that minimized the deviation between the CCM and the EEP geometric factors (equation 7) (Clément et al., 2011). Figure 3a shows the evolution of this relative error for different EEPs located from the surface down to a depth equal to the electrode length (see the inset in Figure 3d). Regardless of the EEP depth, this relative error decreased as k_{CCM} increased, i.e., for deeper acquisition points. For small k_{CCM} (for superficial acquisition points), the error decreased as the EEP was positioned deeper down to a threshold depth equal to 73% of the electrode length. At this depth, the error was minimal (smaller than 2% for all quadrupoles). For deeper EEPs, the error increased again (Figure 3a).

The EEP placed along the electrode axis at 73% of the electrode length was declared as the most appropriate point approximation for a finite electrode.

The resistivity distribution resulting from (2.5D) inversion with the EEP at 73% of the electrode length is shown in Figure 2c. This distribution matched almost perfectly the expected homogeneous half-space (Figure 2a). The inverted resistivities ranged from 996 to 1012 Ωm with a maximal deviation of 1% relative to the homogeneous model. Use of an EEP at 73% of the electrode length

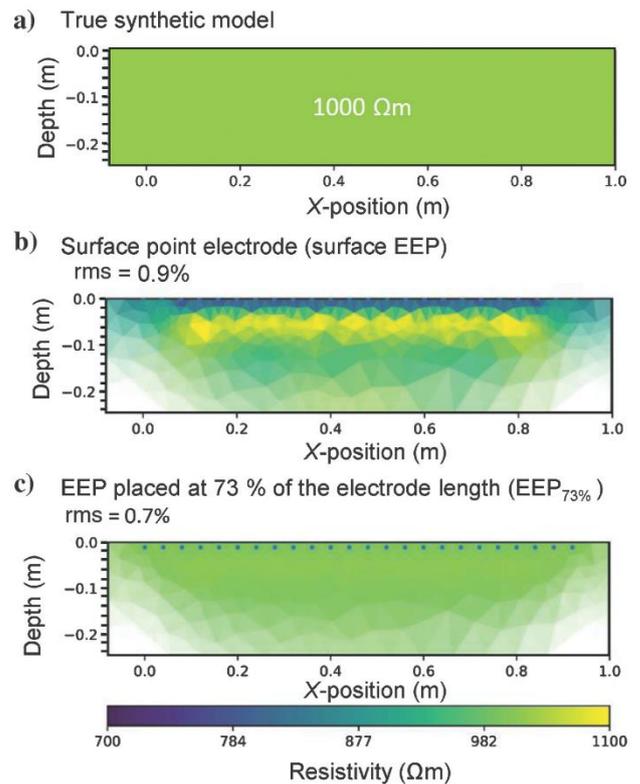


Figure 2. The 2.5D inversion of a synthetic transfer resistance data set derived by solving the CCM DC forward model over a 1000 Ωm homogeneous half-space scanned from its surface with 24 electrodes separated by 4 cm and driven to a depth of 1.5 cm. (a) True synthetic model. (b) Inversion assuming surface-node electrodes (noted surface EEP). (c) Inversion with a buried EEP placed at 73% of the electrode extension (noted $EEP_{73\%}$).

suppressed the artifacts produced by an inversion with a surface-node electrode.

Next, we considered a two-layer synthetic resistivity model representing a superficial 480 Ωm conductive layer on top of a resistive substratum (2100 Ωm). The top layer thickness was varied from 1.4 up to 25 cm (Table 1). Using a surface point electrode for inversion led to resistivity distributions that could be grouped in two broad types depending on whether the top conductive layer was thinner (Figure 4a and 4b) or thicker (Figure 4c and 4d) than 75% of the electrode spacing.

When the thickness of the top layer of the synthetic model was less than 75% of the electrode spacing, the resistivity distribution appeared as a vertical stack of three zones in place of the expected two-layer model. Within this false resistivity pattern, the thickness of the uppermost zone was close to that of the model superficial 480 Ωm layer (Figure 4a and 4b). Yet, the maximum relative error between the expected 480 Ωm and the inverted resistivities could be as high as 46%. The underlying 2100 Ωm part of the original model split in two parts: an intermediate more resistive compartment upon a less resistive substratum (Figure 4b). The median resistivities of these three false zones observed for the thinnest top layers (1.4 and 2 cm, i.e., 35% and 50% of the electrode spacing, respectively) are shown in Figure 5 (see the leftmost black points). The medians were

evaluated in rectangular compartments starting horizontally 0.1 m after the beginning of the profile and ending 0.1 m before its end (Figure 4b). The top zone, referred to as zone 1, extended vertically from the surface down to the thickness of the original 480 Ωm model top layer. Zone 2, at intermediate depths, started 1 cm below zone 1 and ended at 12 cm deep. The deepest zone 3 extended from 12 down to 20 cm deep (to exclude data of the lowest sensitivity; Kemna et al., 2002). Thus, when the top layer of the original model was the thinnest (35% and 50% of the electrode spacing), we found again the unwanted electrode effect encountered in the homogeneous half-space (Figure 2b). At first glance, this effect could appear different in the two situations. In the homogeneous half-space, the top part of the inverted resistivity distribution was falsely more conductive (Figure 2b). The resistivity distribution in Figure 4b showed an uppermost zone 1 of median 700 Ωm ; thus it was more resistive than the expected 480 Ωm . This actually expressed the use of a too large electrode spacing in Figure 4b. This resulted in under-sampling of the conductive top layer, which was overlooked by the ERT setup. The electrode layout essentially sampled the 2100 Ωm part of the synthetic model. In this respect, the uppermost zone 1 of approximately 700 Ωm could be viewed as an erroneous more conductive (against 2100 Ωm) top layer. Deeper in the resistivity distributions, we found the same artifacts than in

the homogeneous case: an intermediate more resistive layer (zone 2) lying on a deeper less resistive zone 3 (Figures 4b and 5). Use of an EEP placed at 73% of the electrode extension did not improve the inverted resistivity distribution (Figure 5) due to the lack of acquisition points in the superficial layer.

When the thickness of the model 480 Ωm top layer was 3 cm, i.e., 75% of the electrode spacing, the resistivities obtained after inversion with a surface-node electrode were much closer to the expected two-layer distribution. The median resistivity in zone 1, 411 Ωm , was still artificially more conductive than the expected 480 Ωm (Figure 5). The median resistivities in zone 2 at intermediate depths and deeper in zone 3 were closer one to the other. The former (2044 Ωm) was slightly more resistive than the latter (1985 Ωm) (Figure 5). Thus, we found again an electrode effect, but it was less marked than in the previous instances. Inversion with an EEP at 73% of the electrode length further reduced differences with the expected resistivity values (Figure 5). In particular, the median resistivity in zone 1 matched exactly the sought 480 Ωm . The thickness of this superficial layer was perfectly recovered.

For a superficial layer thicker or equal to the electrode spacing, inversion with a surface EEP matched the geometry of the original two-layer synthetic model (Figure 4c and 4d). In Figure 4d, the square brackets delimitate the rectangular zones used to calculate the median resistivities (Figure 5). The top rectangular area (zone 1) extended from the surface down to the synthetic model top layer thickness, whereas the bottom area (zone 2) started below zone 1 and ended

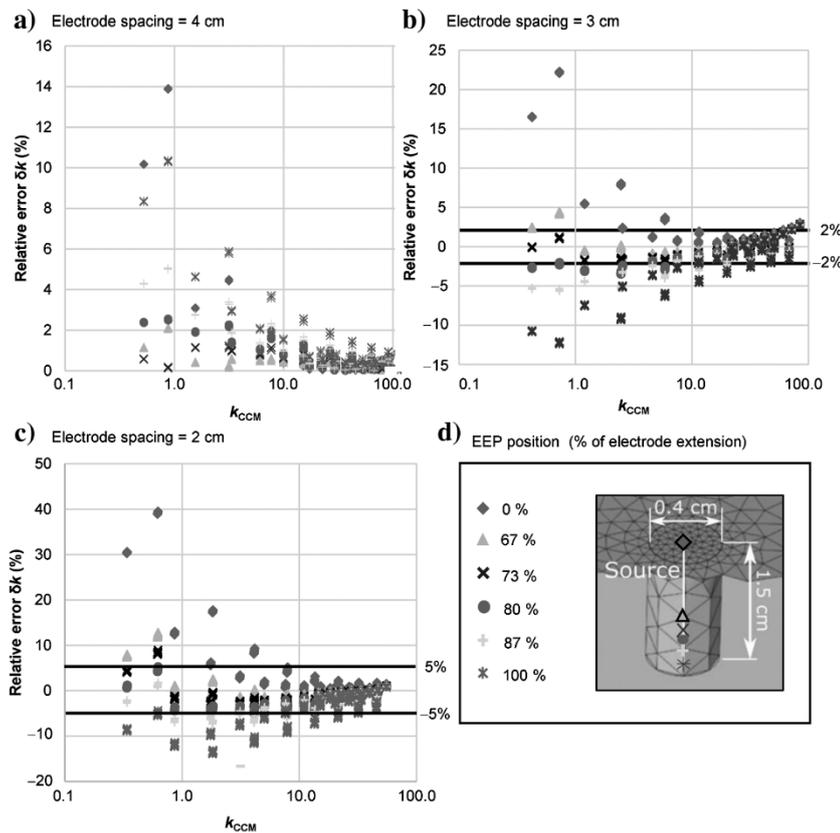


Figure 3. Relative difference δk (see equation 7) between the CCM geometric factors k_{CCM} and the geometric factors associated to different EEP depths (plotted versus k_{CCM}) for a complete dipole-dipole data set. Note that, despite the use of a logarithm scale, the close values taken by k_{CCM} for the different quadrupoles do not permit us to clearly distinguish all quadrupoles in this display. (a) 4 cm electrode spacing, (b) 3 cm electrode spacing, (c) 2 cm electrode spacing, and (d) EEP position in the ground along the electrode extension.

at a depth of 20 cm deep (Figure 4b). Use of a surface EEP for inversion led to a low-to-moderate electrode effect. This effect was expressed by a top layer still showing an artificially lowered resistivity and a bottom layer typified by a slightly lowered resistivity (Figure 5). Using an EEP at 73% of the electrode length led to a better agreement between the median resistivities and the expected model values. For instance, the maximum relative error for a top layer thickness equal to the electrode spacing (4 cm) dropped from 22.5% (surface EEP) down to a few percent using an EEP placed at 73% of the electrode length. In Figure 5, the relatively large deviation (9%) of the median resistivity of the bottom layer for a top layer much thicker (10 cm) than the electrode spacing was related to the lower sensitivity in zone 2.

When the model 480 Ωm top layer was the thickest (25 cm), inversion with a surface EEP led again to the false three-layer resistivity pattern reported in the homogeneous case (Figure 2b). As in Figure 2c, use of an EEP at 73% of the electrode length led to a correct homogeneous (480 Ωm) resistivity distribution.

The last synthetic case was a two-layer model representing a top 2100 Ωm resistive layer of thickness 75% of the electrode spacing lying over a 480 Ωm substratum (Figure 6a). The inverted resistivities using a surface EEP showed a top layer with an exceedingly low median resistivity (1600 versus 2100 Ωm, i.e., a deviation of 24%) and a bottom layer with a slightly and falsely increased median resistivity of 499 Ωm (against 480 Ωm) (deviation of 4%) (Figure 6b). Use of an EEP buried at 73% of the electrode length led to top and bottom median resistivities of 2122 and 485 Ωm, respectively; hence there was a much lower deviation of approximately 1% for both layers (Figure 6c).

Results for smaller unit electrode spacings

The parametric study was completed by using smaller electrode spacings, namely, 3 and 2 cm. The same electrode embedment (1.5 cm) and the same electrode diameter (0.4 cm) were retained. Thus, the electrode embedments were 50% and 75% of the electrode spacing, respectively.

For the homogeneous 1000 Ωm half-space and an electrode embedment equal to 50% of the electrode spacing, inversion with a surface EEP produced again the false-resistivity pattern observed in Figure 2b for an embedment equal to 37.5% of the unit spacing. Deviation from the reference 1000 Ωm was also similar. For example, the median resistivity of the superficial layer showed a relative

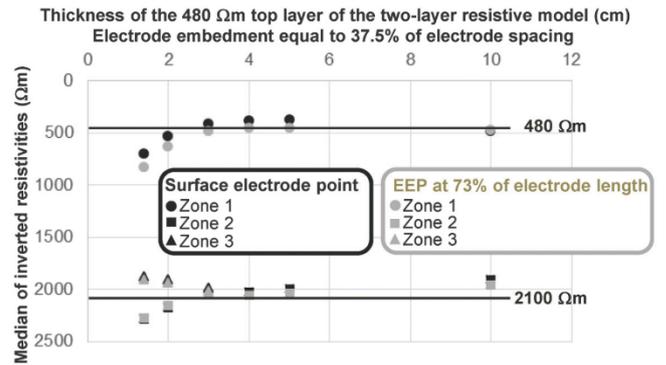


Figure 5. Unit electrode spacing = 4 cm. Median of inverted resistivities versus thickness of the top conductive layer for the two-layer synthetic resistive model (480 Ωm over 2100 Ωm).

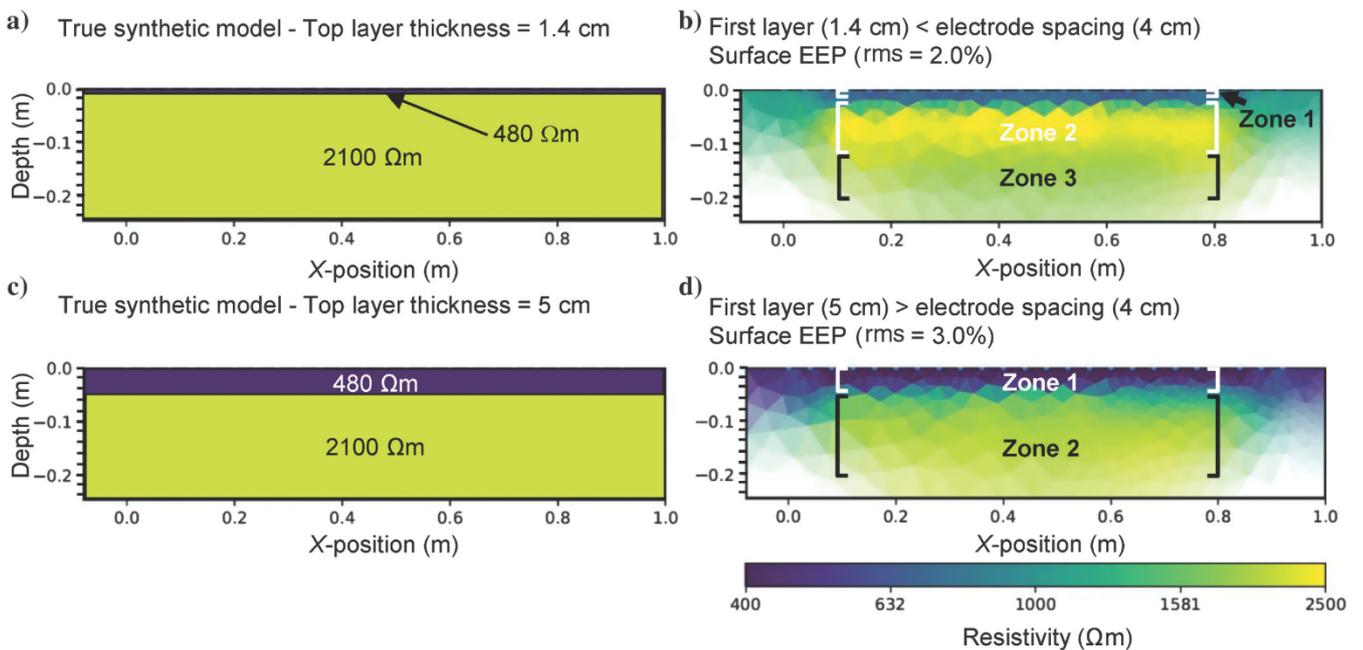


Figure 4. Unit electrode spacing = 4 cm. Resistivity distributions based on a surface-node electrode inversion of synthetic transfer resistance data sets obtained by solving the CCM DC forward model over a two-layer model (480 Ωm over 2100 Ωm). (a) True synthetic model to be recovered. The thickness of the 480 Ωm top layer is 1.4 cm. (b) The inverted resistivity distribution appears as a false three-layer stack that deviates markedly from the expected distribution (a). (c) True synthetic model to be recovered. The thickness of the 480 Ωm top layer is 5 cm. (d) The inverted resistivity distribution reproduces a two-layer geometry as soon as the thickness of the original 480 Ωm layer (5 cm in this example) is larger than or equal to 75% of the electrode spacing. In (b and d), the square brackets delimitate the rectangular zones used in Figure 5 for the calculation of the median resistivities.

deviation of 19% from the expected 1000 Ωm (against 18% for a 4 cm spacing). To correct this unwanted electrode effect, a buried EEP was again sought. Figure 3b shows the relative error between the CCM and the EEP geometric factors for different EEP depths. The relative error was again minimal (lower than 2% for all quadrupoles) for a buried point source positioned at 73% of the electrode length. The resistivity distribution resulting from inversion with this buried EEP matched almost perfectly the expected homogeneous half-space with a maximal deviation smaller than 3% relative to 1000 Ωm . Thus, use of an EEP positioned at 73% of the electrode length suppressed again the artifacts produced by a surface-node inversion.

Still in the case of the homogeneous 1000 Ωm half-space but for an electrode penetration as large as 75% of the unit spacing, inversion with a surface node led to a marked and false three-layer resistivity pattern. This false pattern included a 3 cm thick superficial layer of median resistivity 569 Ωm on top of an intermediate resistive layer of median 1194 Ωm , lying on a 901 Ωm substratum. The relative error between the median resistivities of these three erroneous layers and the expected 1000 Ωm were 43%, 19%, and 10%, respectively. To correct this strong electrode effect, an appropriate buried EEP was again sought (Figure 3c). At 80% of the electrode length (i.e., at a depth of 1.2 cm), the relative error was the smallest (lower than 5% for all quadrupoles). It was higher than for larger

spacings (2%) (Figure 3a and 3b). This EEP depth was retained to attempt to correct the strong electrode effect. After inversion, the resistivity distribution was ameliorated, but still contained a false three-layer pattern. The relative deviations from 1000 Ωm of the median resistivities in each of the three persisting layers were within 5% to 10%. Thus, the proposed correction was not sufficient to correct the electrode effect.

Next, we considered the 480 Ωm more than 2100 Ωm two-layer model. The thickness of the 480 Ωm top layer was varied from 1.4 to 10 cm for an electrode penetration equal to 50% of the (3 cm) electrode spacing. The thickness of the top layer was set equal to 3 cm for an electrode penetration of 75% of the (2 cm) electrode spacing (Table 1).

For an electrode embedment equal to 50% of the electrode spacing, the trends reported for an embedment of 37.5% of the unit spacing (Figure 5) were essentially repeated (Figure 7). Yet, the median resistivities of the bottom layer were somewhat farther from the expected 2100 Ωm than in Figure 5. This was all the more true when the bottom layer started deeper in the resistivity section, i.e., for the thickest top layers (5 and 10 cm). Figure 7 summarizes the results. As in Figure 5, the inverted distributions could be grouped in two broad types depending on whether the top conductive 480 Ωm layer was thinner (Figure 8a) or thicker (Figure 8c) than the electrode spacing.

When the thickness of the 480 Ωm top layer was smaller than the electrode spacing (3 cm), inversion with a surface EEP led to a resistivity distribution including a false sequence of three zones (Figure 8b) in place of the sought two-layer model (Figure 8a). Use of a buried EEP did not correct this unwanted electrode effect (see the leftmost light-gray points in Figure 7).

When the thickness of the 480 Ωm top layer was equal to or thicker than the electrode spacing (Figure 8c), resistivities inverted with a surface EEP reproduced the expected two-layer geometry (Figure 8d). Use of an EEP placed at 73% of the electrode length for inversion reduced noticeably the differences with the expected resistivity values (Figure 7). In particular, the median resistivity in zone 1 matched the sought 480 Ωm (Figure 7). The thickness of this top layer was also systematically recovered.

Still for an electrode embedment equal to 50% of the electrode spacing, we considered a two-layer model with a top 3 cm thick

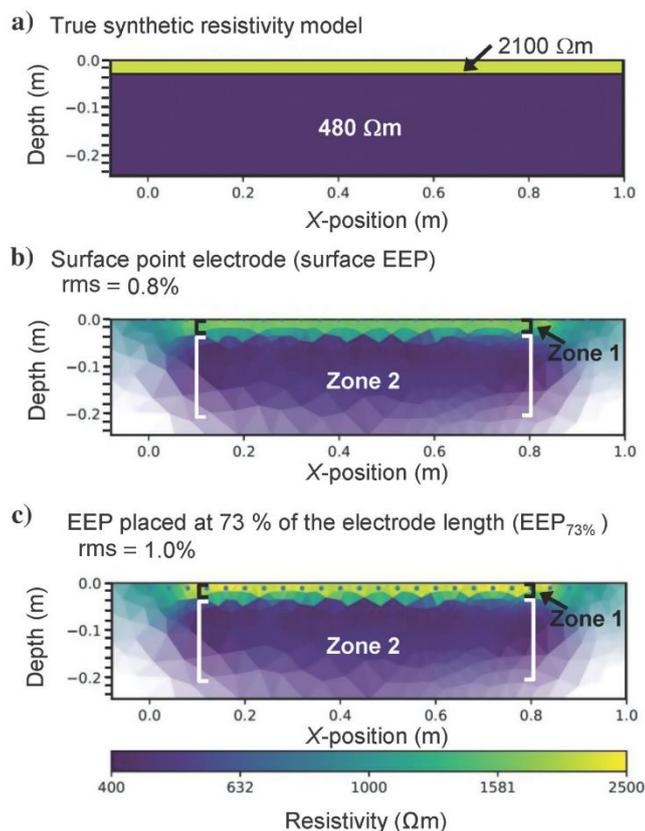


Figure 6. Inversion of a synthetic transfer resistance data set derived by solving the CCM model over a two-layer resistivity model (2100 Ωm over 480 Ωm) scanned with electrodes 4 cm apart and driven to a depth of 1.5 cm. (a) True synthetic resistivity model. (b) Inversion with a surface EEP. (c) Inversion with a buried EEP at 73% of the electrode length.

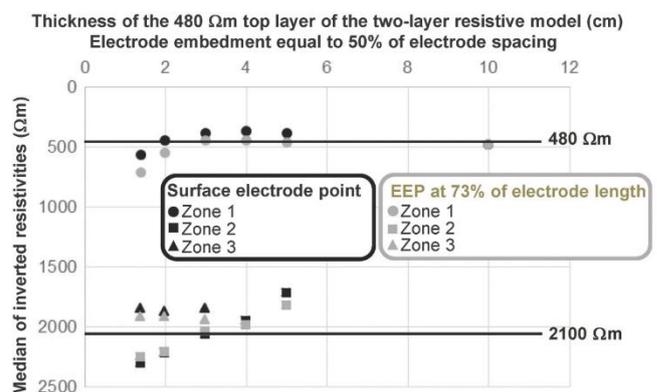


Figure 7. Unit electrode spacing = 3 cm. Median of inverted resistivities versus thickness of the top conductive layer (480 Ωm) for the two-layer synthetic resistive model (480 Ωm over 2100 Ωm). For the 10 cm thick top layer, the median of the bottom layer was not provided due to a too low sensitivity.

2100 Ωm layer over a 480 Ωm substratum (Figure 9a). Inversion with a surface-node electrode led to a resistivity distribution showing a top layer with an exceedingly lowered median resistivity of 1447 Ωm lying on a 474 Ωm substratum (Figure 9b). These false values paralleled the results obtained for a smaller electrode embedment to spacing ratio (Figure 6a and 6b). These values corresponded to relative deviations of 31% and 1% with respect to the expected model resistivities (Figure 9a). Use of an EEP at 73% of the electrode length (Figure 9c) led to top and bottom median resistivities of 2033 and 494 Ωm , hence markedly reduced deviations (approximately 3%) with respect to expected values. Here again, inversion accuracy was clearly improved by use of a buried EEP.

As could be expected given the failure to recover a homogeneous half-space with an electrode embedment equal to 75% of the electrode spacing, none of the two-layer models could be recovered with this high electrode embedment to spacing ratio, regardless of the choice of EEP.

DISCUSSION

An electrode effect was evidenced when inverting with a surface PEM synthetic transfer resistance data sets assembled using the CCM model with an acquisition layout typified by a high ratio of electrode embedment to spacing. In this situation, the surface envelopes of the current electrodes acted mainly as equipotentials. The other electrodes behaved as conductive passive bodies. Part of the current density was therefore concentrated nearer the surface (Rucker et al., 2010). The current lines were mostly normal to the equipotential envelope of the current electrodes and were also drawn into the passive body of the other electrodes. At intermediate

depths, below this shallow layer, a reduced current density was available. Current lines penetrated less deeply, and sensitivity decreased.

This shorting-like effect impacted the surface potential of interest (Doetsch et al., 2010; Wagner et al., 2015).

The surface PEM-based inversion algorithm compensated for the increased current density in the immediate vicinity of the finite electrodes by exaggeratedly low resistivities at shallow depths. Conversely, the minimization of the misfit of the forward problem to the synthetic data set counterbalanced the lowered current density available at intermediate depths by falsely higher resistivities.

When an EEP was positioned at 73% of the electrode length for inversion, the above-mentioned artifacts, viz the electrode effect, disappeared subject to the conditions described by equation 8 (we shall revert to it below). The efficiency of this correction could be practically explained by a current density that no longer spread only downward, but also upward. Injection was no longer performed in a half-space but in a complete space with current flow paths over 360° around the buried EEP (and not downward over 180°). This buried point injection mimicked that part of the whole current density was channeled nearer the surface, as is the case in the CCM DC forward model.

This remediation measure for the electrode effect remained effective for an electrode embedment smaller than or equal to 50% of the electrode spacing. This was expressed by the second inequality in equation 8. As raised by Rucker and Günther (2011), “an inhomogeneous resistivity distribution clearly increased the size of the effect.” In view of the above, this was particularly true for small heterogeneities. When the characteristic size of the shallow conductive heterogeneity was less than 75% of the electrode spacing, the

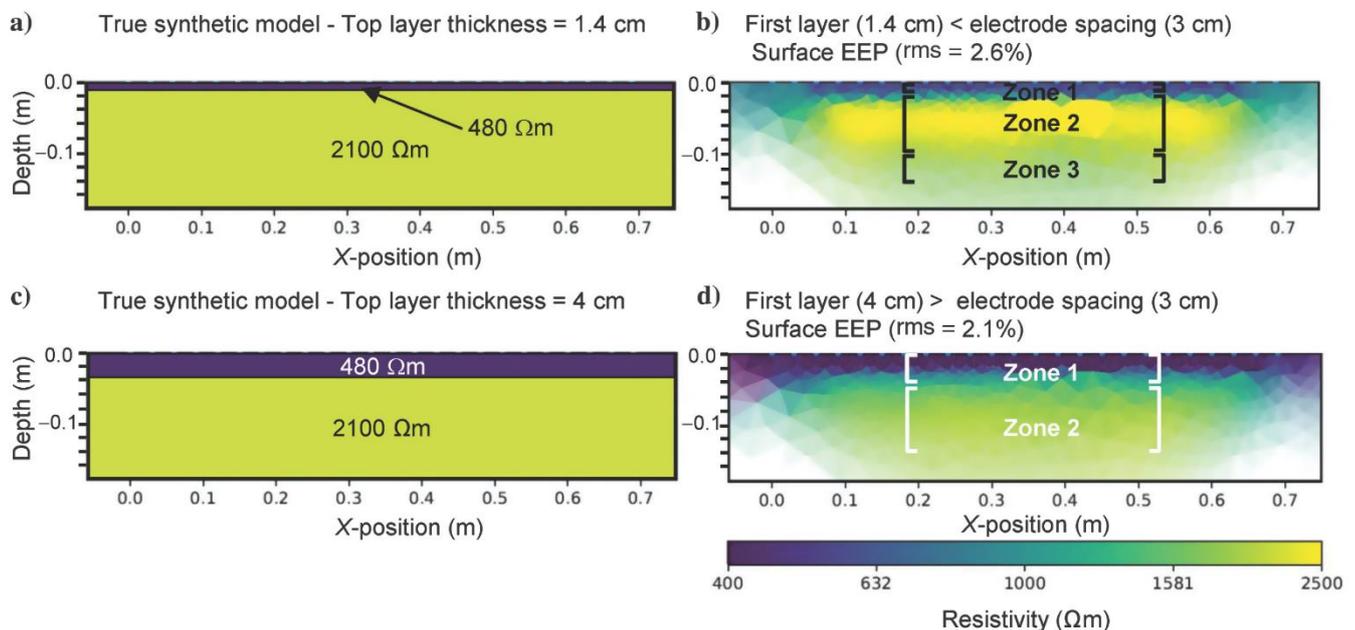


Figure 8. Unit electrode spacing = 3 cm. Resistivity distributions based on surface-node electrode inversion of synthetic transfer resistance data sets obtained by running the CCM DC forward model over a two-layer resistivity model (480 Ωm over 2100 Ωm). (a) True synthetic model. The thickness of the 480 Ωm top layer is 1.4 cm. (b) The inverted resistivity distribution appears as a false three-layer stack that deviates markedly from the expected distribution (a). (c) True synthetic model. The thickness of the 480 Ωm top layer is 4 cm. (d) The inverted resistivity distribution reproduces a two-layer geometry as soon as the thickness of the model 480 Ωm top layer (4 cm in this example) is larger than or equal to the electrode spacing. In (b and d), the square brackets delimitate the rectangular zones used in Figure 7 for the calculation of the median resistivities.

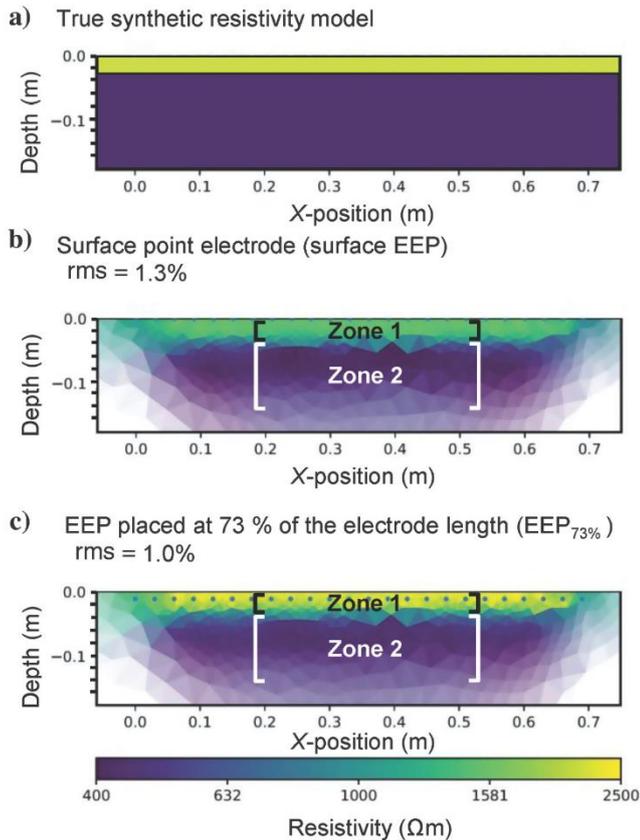


Figure 9. Inversion of synthetic transfer resistance data sets derived by solving the CCM model over a two-layer resistivity model (2100 Ωm over 480 Ωm) scanned with electrodes separated by 3 cm and driven to a depth of 1.5 cm. (a) True synthetic resistivity model. (b) Inversion with a surface EEP. (c) Inversion with a buried EEP at 73% of the electrode length.

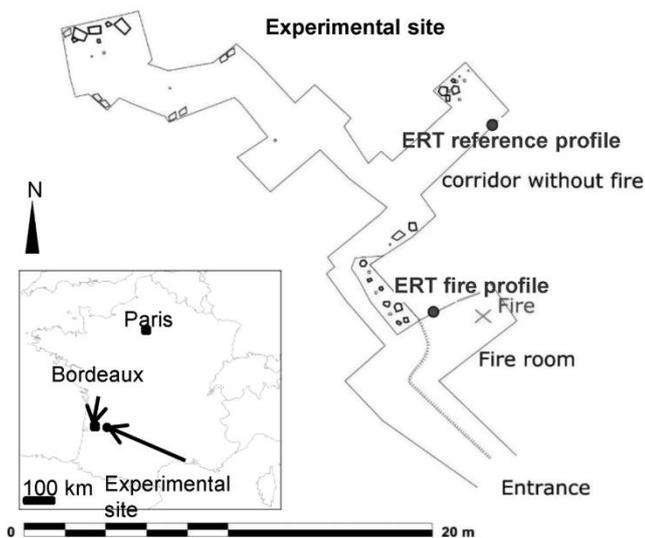


Figure 10. Experimental site location and top view of the underground experimental quarry with micro-ERT profiles location.

electrode effect was indeed very strong (Figures 4a, 4b, 8a, and 8b). It could not be corrected by use of an EEP at 73% of the electrode length (Figures 5 and 7). Failure to remedy the electrode effect could be explained by a too large electrode spacing and, thus, a loose sampling of the shallow heterogeneity. When the size of the shallow heterogeneity was equal to or greater than 75% of the electrode spacing, as expressed by the first inequality in equation 8, the electrode effect was weaker (Figures 4c, 4d, 8c, and 8d) and could be corrected to provide greater accuracy results (Figures 5 and 7):

$$\frac{\text{thickness of the shallow heterogeneity}}{0.75} \geq \text{electrode spacing} \geq \frac{\text{electrode embedment}}{0.5} \quad (8)$$

Among others, Clément et al. (2009) recommend a short electrode spacing in case of shallow resistivity variations. The upper bound provided by the first inequality in equation 8 supported the use of a small unit-electrode spacing as long as the PEM is valid. Recall that the PEM is safe for an electrode penetration depth less than 20% of the electrode spacing (Rücker and Günther, 2011). For greater penetrations, the electrode spacing must also remain large enough as expressed by the lower bound defined by the second inequality in equation 8.

APPLICATION TO FIELD TRANSFER RESISTANCE DATA SETS

The interest of a small-scale acquisition layout capitalizing on the above metrological appraisal was illustrated through a real case study. The application focused on the impact of fires on calcareous walls.

Two vertical walls in an underground quarry were fitted with sub-meter-long ERT profiles. The first profile, referred to as the reference profile, was fitted in a room that had never been subjected to fire (Figure 10). The other profile, called the fire profile, was mounted on a wall near the fireplace (Figure 10). ERT measurements were performed at the same times on the two walls. The ERT data sets presented below have been collected between March and June 2017. The objective was to find out if the two walls still showed electrical differences (water-content variations) in relation to a series of fires that took place between May and November 2016.

Geologic setting and survey design

The experimental site is located in the southwest part of France near Bordeaux (Nouvelle Aquitaine region) (Figure 10). It is an underground quarry located in limestones that formed during the Rupelian (28.1–33.9 Ma). These limestones show a high variability, as illustrated by the three facies sampled by ERT fire profile (Figure 11). From top to bottom, facies 3b is a soft and fine limestone with shells and ferrous oxides at its basis. Facies 3c is a harder and coarser limestone, rich in ferrous oxide inclusions. The limestone in facies 3d is soft and fine with shell inclusions. The ERT reference profile cut only facies 3b and 3c. The dip of the sedimentary bedding is 6°NE. Thus, bedding is subhorizontal. The cementation of the limestone is loose, and the walls have a tendency to crumble.

The two profiles included 24 stainless steel rod electrodes driven to a depth of 1.5 cm and spaced 4 cm apart. The cable between the electrodes and the Syscal Pro (used for measurements) was designed to resist the high temperature of the fires. To monitor fire-induced saturation variations, the acquisition device was specifically set for the shortest time of acquisition along with the largest number of data points. The injection time was 250 ms (approximately 5 min for the 349 quadrupoles). The raw data points were filtered prior to inversion: Extreme resistivity values and high standard deviations on the stacks were eliminated. Constant error/data weighting was used. The ERT data sets presented below were acquired four to eight months after the last fire experiment using the same procedure.

Results

Figures 12 and 13 illustrate the results for the fire profile and the reference profile, respectively. The resistivity sections are discussed for facies 3c only because it is common to the two profiles and shows the best sensitivity.

The experimental transfer resistance data sets were inverted with an EEP placed at 73% of the electrode length. The resistivity 2D sections revealed the presence of a 3 cm thick conductive superficial layer, particularly obvious in the wall that experienced the fires (Figure 12a and 12b). Given the electrode spacing of 4 cm and the electrode embedment of 1.5 cm, the length-scale constraints expressed by equation 8 were met. To assess the gain in precision achieved by use of a buried EEP, the ERT data sets were also inverted with a surface PEM. The median resistivities of the different compartments shown in Figures 12 and 13 (inverted with the buried EEP) differed by at most a dozen percent with their analogues calculated in sections inverted with a surface PEM. Consistent with the results shown in Figure 5, the electrode effect was low to moderate in these ERT field data sets, where the thickness of the superficial heterogeneity was equal to 75% of the electrode spacing.

In some instances, inversion produced a three-layer resistivity pattern made up of a top 3 cm thick conductive layer (zone 1) over

more resistive compartments (zones 2 and 3). In other instances, the resistivity distributions were closer to a two-layer stack, where the deeper resistive zones 2 and 3 showed comparable median values.

We compared the evolution of the resistivity in the wall subjected to fires (Figure 12) to that in the wall that did not experience the fires (Figure 13). We considered at different dates the median resistivities in each of the three zones shown in Figures 12 and 13. When the resistivity distribution showed a two-layer pattern, the median resistivities within zones 2 and 3 were equal. Three dates were considered: 14 March, 13 April, and 19 June 2017, thus, four, five, and eight months after the last fire, respectively (Figure 14).

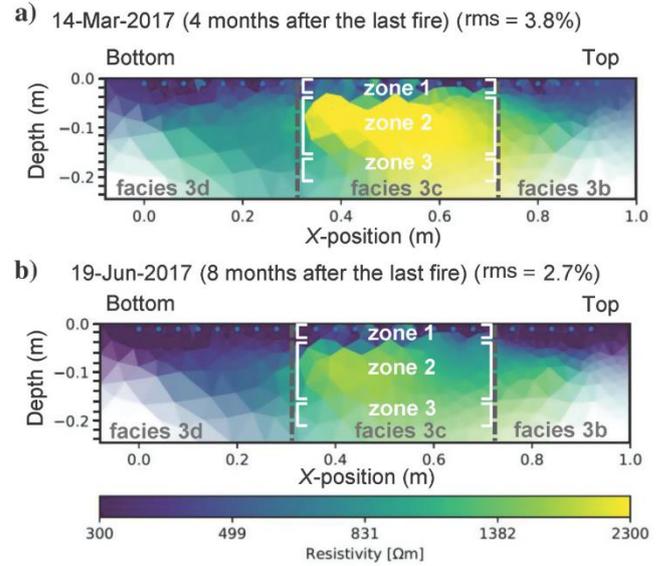


Figure 12. Inversion of the ERT fire profile: (a) four months after the last fire and (b) eight months after the last fire. The boundaries of the different facies are located by the dashed vertical gray lines.

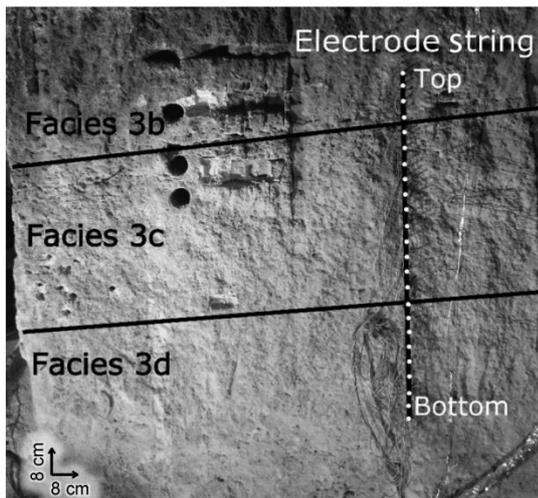


Figure 11. Micro-ERT fire profile. The subhorizontal black lines delimit the boundaries between the facies 3b, 3c, and 3d sampled by the acquisition layout. The electrodes are located by solid white circles.

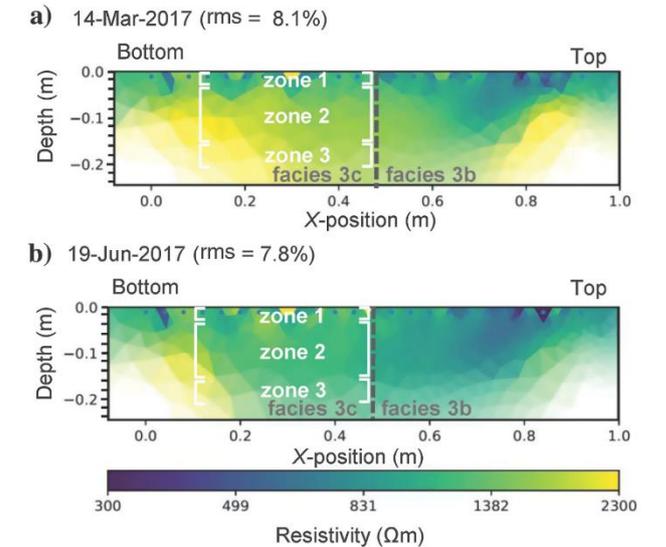


Figure 13. Inversion of the ERT reference profile: (a) four months after the last fire and (b) eight months after the last fire. The boundaries of the facies sampled by the profile are located by the dashed vertical gray lines.

Regarding the fire profile, the median resistivity of the shallow layer (zone 1) decreased slowly from 470 Ωm in March down to 345 Ωm in June 2017 (Figure 14). The median resistivities of the mid layer (zone 2) and the deeper layer (zone 3) decreased gradually from approximately 2060 Ωm (within a two-layer medium) in March down to 1040 (zone 2) and 1435 Ωm (zone 3) within a three-layer medium in June (Figure 14). Regarding the reference profile, a three-layer resistivity distribution was observed in March 2017, with top-down median resistivities equal to 1140 (zone 1), 1700 (zone 2), and 2100 Ωm (zone 3) (Figure 14). With time, this three-layer medium reduced to a two-layer medium in June. In June, this two-layer medium included a shallow conductive layer of median 1170 Ωm over a more resistive layer of 1240 Ωm . From March to June 2017, the shallow layer resistivity of the reference profile remained constant at approximately 1140 Ωm . Deeper in the section, the resistivities decreased.

The resistivity values in the deepest zone 3 were the highest, essentially equal in the two profiles. They decreased from March to June 2017 (Figure 14). This supports that the fires did not alter the calcareous walls below a depth of approximately 15 cm (the top of zone 3 in Figures 12 and 13). The median resistivity of the intermediate layer (zone 2) also decreased with time in the two profiles (Figure 14). The decrease of resistivity at intermediate depths (zone 2) and in the deepest zone 3 could be explained by the water saturation of the calcareous bedrock. At the beginning of spring 2017, the bedrock was still close to its driest point. Indeed, effective fall and winter rainfalls need time to reach the quarry walls by infiltration. This time lag was also observed in the Lascaux cave (France) by Xu et al. (2017). Fall and winter effective rainfalls reached the quarry walls between March and April, hence the resistivity drop in Figure 14. The mid zone 2 was more resistive in the fire profile in March and April 2017 (2030 and 1420 Ωm , respectively) than in the reference profile (1700 and 1275 Ωm , respectively). In our view, this expressed a first effect of the fires. Mercury porosimetry experiments performed for this study showed that the average porosity of zone 2 was 41.5% in the fire room. This means an increase of 1%–2% compared with the average value of 40% measured at the same depths in cores that did not experience the fires. Recall that in March, the bedrock was close to its driest point. In this situation, the absolute value of the porosity mostly explains the

resistivity (that increases with porosity when the bedrock is dry). Then, as water saturation increased until June, the water content mostly explained again the resistivity (Figure 14).

The main difference between the two walls occurred in the top conductive layer. In the wall that did not experience the fires, the median resistivity remained constant. It was two or three times higher than the fire profile shallow resistivity, which furthermore decreased with time. Such a difference expressed the main impact of the fires upon the calcareous wall. Mercury porosimetry experiments revealed an average porosity of 43% in the shallow zone 1 of the wall subjected to fire against 40% close to the surface in cores that did not experience fires. Hence, a porosity increase of 3% is due to the fires.

In the wall that did not experience the fires, the resistivity of the shallow layer remained constant (approximately 1140 Ωm) from March to June, whereas the water content of the bedrock increased as the rainfall percolated through the massif. This supports that there was no flow communication between the superficial zone 1 and the deeper zones 2 and 3 (whose resistivity decreased in response to seepage water). The water content in this top layer was most likely driven by the water that condensed at the quarry wall (which was almost always wet) and kept this shallow layer at a constant saturation. In the fire room, water also condensed at the wall. This contributed to the low resistivity of the superficial layer. Yet, the resistivity of this top layer decreased from March to June. This supports that the water content of the shallow layer was also due to water that percolated from the surface of the site through the rock massif. All this suggests that after fires, the seepage water flowed from the deeper zones 2 and 3 toward the shallow zone 1. Hence, a lower resistivity promoted by two source terms (condensed and seepage waters), which furthermore occupy a larger volume (increased porosity). Seepage flow from the deeper zones into the shallower zone was most likely the consequence of the fires. During each fire experiment, hydric gradients were induced by the heat of the fire. This led to a global displacement of water from the heart of the massif toward the quarry walls, which globally were enriched in water (the short-term “pumping effect”). This excess of water had to be evacuated at the quarry wall. The excess water forced its way through the superficial layer via additional flow pathways that increased the connectivity and open porosity of the top layer.

CONCLUSION

Previous works reported that the electrode finiteness should be considered in case of a high ratio of electrode embedment to electrode spacing, often encountered in small-scale ERT surveys.

A finite-element numerical model of the electrodes and quadrupoles to be used on the field was built to quantify the electrode effect. The CCM allowed us to account for the shape of steel-rod electrodes when solving the DC forward model over 3D synthetic resistivity models.

We observed an electrode effect when inverting with surface PEM synthetic transfer resistance data sets assembled with the CCM model for high ratios of electrode embedment to electrode spacing. Several synthetic examples showed that this unwanted effect is particularly

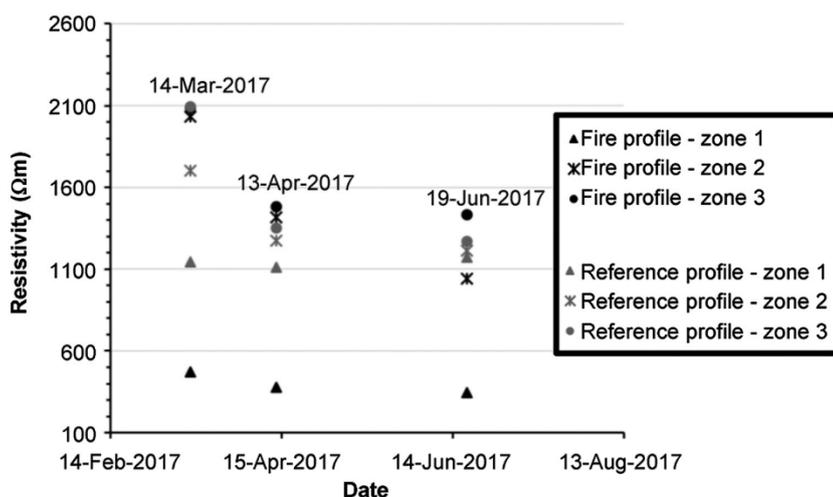


Figure 14. Median resistivities within the different zones identified in the ERT sections.

developed when the electrode spacing does not meet a double constraint from the characteristic size of a shallow heterogeneity and from the electrode embedment.

A point approximation for a finite electrode referred to as the EEP was sought by placing a point-source current in the ground along the electrode axis. The appropriate EEP depth was the one for which the CCM and the buried point-source minimized a systematic geometric error, i.e., the relative change of the geometric factors obtained with the CCM and with the EEP. An EEP placed at 73% of the electrode length was declared as a suitable point approximation for an electrode. Use of this point approximation for inversion remedied efficiently the electrode effect subject to conditions. More precisely, the electrode spacing should stay within a finite interval defined by a lower bound equal to twice the electrode embedment and an upper bound equal to the shallow heterogeneity characteristic size divided by 0.75.

The interest of the metrological appraisal of a suitable acquisition layout was illustrated by a small-scale ERT field survey, which permitted us to understand more reliably the impacts from fires upon a centimetric shallow layer in a calcareous wall.

Our work suggests that, when small-scale ERT strings of electrodes buried to a depth comparable with the electrode spacing are to be used, a prior numerical parametric study is recommended to design the electrode layout.

For all intents, this work can be viewed as part of an ongoing general effort aiming at accounting for the electrodes finiteness without explicitly incorporating their detailed geometry in the inversion scheme.

ACKNOWLEDGMENTS

The Region Nouvelle Aquitaine is thoroughly thanked for providing financial support to the CarMoThaP Project through which the fire experiments were performed. We are grateful to C. Bouchet, the owner of the underground quarry wall, for giving us access to the quarry. We thank C. Ferrier, D. Lacanette, J.-C. Mindeguia, J.-C. Leblanc, and the SDIS 33 for management of the fires. We also thank T. Günther for giving access to the BERT software and for his help for appropriate use of the BERT package. We are grateful to A. Duphil for running part of the mercury porosimetry experiments used in this work. We thank F. Naessens and S. Mateo for their technical assistance. We also want to say how grateful we are to our referees and to the associate editor for their constructive comments, all of which have substantially improved the manuscript.

DATA AND MATERIALS AVAILABILITY

Data associated with this research are available and can be obtained by contacting the corresponding author.

REFERENCES

- Archie, G. E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Engineers*, **146**, 54–62.
- Cheng, K.-S., D. Isaacson, J. C. Newell, and D. G. Gisser, 1989, Electrode models for electric current computed tomography: *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*, **36**, 918–924, doi: [10.1109/10.35300](https://doi.org/10.1109/10.35300).
- Clément, R., M. Bergeron, and S. Moreau, 2011, COMSOL multiphysics modeling for measurement device of electrical resistivity in laboratory test cell: *Proceedings of the COMSOL Conference in Stuttgart*.
- Clément, R., M. Desclotres, T. Günther, O. Ribolzi, and A. Legchenko, 2009, Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation: *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 886–898, doi: [10.1016/j.crte.2009.07.005](https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.005).
- Clément, R., and S. Moreau, 2016, How should an electrical resistivity tomography laboratory test cell be designed? Numerical investigation of error on electrical resistivity measurement: *Journal of Applied Geophysics*, **127**, 45–55, doi: [10.1016/j.jappgeo.2016.02.008](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.02.008).
- Coggon, J. H., 1971, Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method: *Geophysics*, **36**, 132–155.
- Cosenza, P., A. Ghorbani, N. Florsch, and A. Revil, 2007, Effects of drying on the low-frequency electrical properties of Tourmemire argillites: *Pure and Applied Geophysics*, **164**, 2043–2066, doi: [10.1007/s00024-007-0253-0](https://doi.org/10.1007/s00024-007-0253-0).
- Daily, W., A. Ramirez, R. Newmark, and K. Masica, 2004, Low-cost reservoir tomographs of electrical resistivity: *The Leading Edge*, **23**, 472–480, doi: [10.1190/1.1756837](https://doi.org/10.1190/1.1756837).
- Degueurce, A., R. Clément, S. Moreau, and P. Peu, 2016, On the value of electrical resistivity tomography for monitoring leachate injection in solid state anaerobic digestion plants at farm scale: *Waste Management*, **56**, 125–136, doi: [10.1016/j.wasman.2016.06.028](https://doi.org/10.1016/j.wasman.2016.06.028).
- Desclotres, M., L. Ruiz, M. Sekhar, A. Legchenko, J.-J. Braun, M. S. Mohan Kumar, and S. Subramanian, 2008, Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding: *Hydrological Processes*, **22**, 384–394, doi: [10.1002/hyp.6608](https://doi.org/10.1002/hyp.6608).
- Dey, A., and H. F. Morrison, 1979, Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures: *Geophysics*, **44**, 753–780, doi: [10.1190/1.1440975](https://doi.org/10.1190/1.1440975).
- Doetsch, J. A., I. Coscia, S. Greenhalgh, N. Linde, A. Green, and T. Günther, 2010, The borehole-fluid effect in electrical resistivity imaging: *Geophysics*, **75**, no. 4, F107–F114, doi: [10.1190/1.3467824](https://doi.org/10.1190/1.3467824).
- Farzadian, M., F. A. Monteiro Santos, and M. A. Khalil, 2015, Estimation of unsaturated hydraulic parameters in sandstone using electrical resistivity tomography under a water injection test: *Journal of Applied Geophysics*, **121**, 71–83, doi: [10.1016/j.jappgeo.2015.07.014](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.014).
- Ferrier, C., A. Bellivier, D. Lacanette, J.-C. Leblanc, J.-C. Mindeguia, and F. Salmon, 2017, L'utilisation du feu dans l'endocast au Paléolithique: Approche interdisciplinaire et expérimentale (programme CarMoThaP): *Karstologia*, **70**, 23–32.
- Genelle, F., C. Sirieix, J. Riss, and V. Naudet, 2012, Monitoring landfill cover by electrical resistivity tomography on an experimental site: *Engineering Geology*, **145–146**, 18–29, doi: [10.1016/j.enggeo.2012.06.002](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.06.002).
- Guibert, P., A. Brodard, A. Quiles, J.-M. Geneste, D. Baffier, E. Debard, and C. Ferrier, 2015, When were the walls of the Chauvet-Pont d'Arc Cave heated? A chronological approach by thermoluminescence: *Quaternary Geochronology*, **29**, 36–47, doi: [10.1016/j.quageo.2015.04.007](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.007).
- Günther, T., 2004, Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements: M.S. thesis, University of Mining and Technology.
- Günther, T., C. Rücker, and K. Spitzer, 2006, Three-dimensional modeling and inversion of DC resistivity data incorporating topography. II: Inversion: *Geophysical Journal International*, **166**, 506–517, doi: [10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x).
- Houillon, N., R. Lastennet, A. Denis, P. Malaurent, S. Minvielle, and N. Peyraube, 2017, Assessing cave internal aerology in understanding carbon dioxide (CO₂) dynamics: Implications on calcite mass variation on the wall of Lascaux Cave (France): *Environmental Earth Science*, **76**, 170, doi: [10.1007/s12665-017-6498-8](https://doi.org/10.1007/s12665-017-6498-8).
- Jougnot, D., 2009, Etude géophysique des phénomènes de transfert dans les argillites du Callovo-Oxfordien partiellement saturées en eau: Application à l'EDZ du site de Bure: Thèse, Spécialité : Terre Univers Environnement, Université de Savoie.
- Jougnot, D., A. Ghorbani, A. Revil, P. Leroy, and P. Cosenza, 2010a, Spectral induced polarization of partially saturated clay rocks: A mechanistic approach: *Geophysical Journal International*, **180**, 210–224, doi: [10.1111/j.1365-246X.2009.04426.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04426.x).
- Jougnot, D., A. Revil, N. Lu, and A. Wayllace, 2010b, Transport properties of the Callovo-Oxfordian clay rock under partially saturated conditions: *Water Resources Research*, **46**, 08514, doi: [10.1029/2009WR008552](https://doi.org/10.1029/2009WR008552).
- Kemna, A., J. Vanderborcht, B. Kulesa, and H. Vereecken, 2002, Imaging and characterization of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models: *Journal of Hydrology*, **267**, 125–146.
- Kunetz, G., 1966, Principles of direct current resistivity prospecting, in B. Trondheim, ed., *Principles of direct current resistivity prospecting: Geopublication Associates*, 70–71.
- Lacanette, D., C. Ferrier, J.-C. Leblanc, and J.-C. Mindeguia, 2015, Simulation of a fire in a gallery of an archaeological cave (Chauvet-Pont d'Arc, France): *Proceedings of the 6th International Symposium on Advances in Computational Heat Transfer*, 1397–1400, doi: [10.1615/ICHMT.2015.IntSympAdvComputHeatTransf.1350](https://doi.org/10.1615/ICHMT.2015.IntSympAdvComputHeatTransf.1350).
- Lacanette, D., J.-C. Mindeguia, A. Brodard, C. Ferrier, P. Guibert, J.-C. Leblanc, P. Malaurent, and C. Sirieix, 2017, Simulation of an experimental fire in an underground limestone quarry for the study of paleolithic fires:

- International Journal of Thermal Sciences, **120**, 1–18, doi: [10.1016/j.ijthermalsci.2017.05.021](https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2017.05.021).
- Loke, M. H., I. Acworth, and T. Dahlin, 2003, A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2-D electrical imaging surveys: Exploration Geophysics, **34**, 182–187, doi: [10.1071/EG03182](https://doi.org/10.1071/EG03182).
- Moreau, S., F. Ripaud, F. Saidi, and J.-M. Bouyé, 2011, Laboratory test to study waste moisture from resistivity: Proceedings of the Institution of Civil Engineering-Waste Resource Management, 17–30, doi: [10.1680/warm.900025](https://doi.org/10.1680/warm.900025).
- Nimmer, R. E., J. L. Osiensky, A. M. Binley, and B. C. Williams, 2008, Three-dimensional effects causing artifacts in two-dimensional, cross-borehole, electrical imaging: Journal of Hydrology, **359**, 59–70, doi: [10.1016/j.jhydrol.2008.06.022](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.022).
- Osiensky, J. L., R. Nimmer, and A. M. Binley, 2004, Borehole cylindrical noise during hole-surface and hole-hole resistivity measurements: Journal of Hydrology, **289**, 78–94, doi: [10.1016/j.jhydrol.2003.11.003](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.11.003).
- Rhoades, J. D., N. A. Manteghi, P. J. Shouse, and W. J. Alves, 1989, Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations: Soil Science Society of America Journal, **53**, 433–439, doi: [10.2136/sssaj1989.03615995005300020020x](https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300020020x).
- Ronczka, M., C. Rücker, and T. Günther, 2015a, Numerical study of long-electrode electric resistivity tomography: Accuracy, sensitivity, and resolution: Geophysics, **80**, no. 6, E317–E328, doi: [10.1190/geo2014-0551.1](https://doi.org/10.1190/geo2014-0551.1).
- Ronczka, M., T. Voß, and T. Günther, 2015b, Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT: Journal of Applied Geophysics, **122**, 202–209, doi: [10.1016/j.jappgeo.2015.08.014](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.014).
- Rücker, C., and T. Günther, 2011, The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model: Geophysics, **76**, no. 4, F227–F238, doi: [10.1190/1.3581356](https://doi.org/10.1190/1.3581356).
- Rücker, C., T. Günther, and K. Spitzer, 2006, Three-dimensional modeling and inversion of DC resistivity data incorporating topography. I: Modeling: Geophysical Journal International, **166**, 495–505, doi: [10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x).
- Rucker, D. F., M. H. Loke, M. T. Levitt, and G. E. Noonan, 2010, Electrical resistivity characterization of an industrial site using long electrodes: Geophysics, **75**, no. 4, WA95–WA104, doi: [10.1190/1.3464806](https://doi.org/10.1190/1.3464806).
- Slater, L., A. Binley, R. Versteeg, G. Cassiani, R. Birken, and S. Sandberg, 2002, A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank: Journal of Applied Geophysics, **49**, 211–229.
- Tsokas, G. N., P. I. Tsourlos, G. Vargemesis, and M. Novack, 2008, Non-destructive electrical resistivity tomography for indoor investigation: The case of Kapnikarea Church in Athens: Archaeological Prospection, **15**, 47–61, doi: [10.1002/arp.321](https://doi.org/10.1002/arp.321).
- Tsourlos, P., N. Papadopoulos, C. Papazachos, M.-J. Yi, and J.-H. Kim, 2014, Efficient 2D inversion of long ERT sections: Journal of Applied Geophysics, **105**, 213–224, doi: [10.1016/j.jappgeo.2014.03.022](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.03.022).
- Vanderborcht, J., A. Kemna, H. Hardelauf, and H. Vereecken, 2005, Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study: Water Resources Research, **41**, W06013, doi: [10.1029/2004WR003774](https://doi.org/10.1029/2004WR003774).
- Verdet, C., C. Sirieix, Y. Anguy, R. Clément, and C. Gaborieau, 2017, Electrode influence on micro-ERT field dataset subjected to fire: 79th Annual International Conference and Exhibition, EAGE, Extended Abstracts, doi: [10.3997/2214-4609.201702072](https://doi.org/10.3997/2214-4609.201702072).
- Vincent, M., and C. Mathon, 1999, Caractérisation de l'aléa lié à la présence de carrières souterraines abandonnées en périphérie immédiate de la ville de Saint-Emilion (Gironde) - Secteur sud-ouest de la ville: BRGM France, report no. R 40635.
- Wagner, F. M., P. Bergmann, C. Rücker, B. Wiese, T. Labitzke, C. Schmidt-Hattenberger, and H. Maurer, 2015, Impact and mitigation of borehole related effects in permanent crosshole resistivity imaging: An example from the Ketzin CO₂ storage site: Journal of Applied Geophysics, **123**, 102–111.
- Wang, M., F. J. Dickin, and R. Mann, 1999, Electrical resistance tomographic sensing system for industrial applications: Chemical Engineering Communications, **175**, 49–70, doi: [10.1080/00986449908912139](https://doi.org/10.1080/00986449908912139).
- Xu, S., C. Sirieix, J. Riss, and P. Malaurent, 2017, A clustering approach applied to time-lapse ERT interpretation: Case study of Lascaux Cave: Journal of Applied Geophysics, **144**, 115–124.

Chapitre 2. Suivi temporel par micro-TRE à la paroi

Les profils abordés ici sont les mêmes que ceux présentés dans Verdet *et al.* (2018 et 2017b). Deux profils sont étudiés :

- un profil localisé à proximité des feux, appelé par la suite « profil au feu ». L'électrode la plus haute fixée sur la paroi se situe à environ 4 m sous la surface du sol,
- un profil situé à l'intérieur de la carrière, non influencé par le feu, appelé par la suite « profil de référence ». L'électrode la plus haute sur la paroi se situe à environ 3 m sous la surface du sol.

2.1. Données microclimatiques

Nous utilisons les données pluviométriques fournies par Météo France à la station la plus proche, située à Sauveterre de Guyenne (Station n°33506001, 44°41'54"N, 0°05'36"O). N'ayant pas accès aux données d'ETP, nous présenterons les résultats de pluie brute.

La température est mesurée dans l'air et dans la paroi à l'aide de thermocouples pour la période couvrant les feux et jusqu'à un mois après le dernier feu (feux du 15/11/2016 au 17/11/2016). Les mesures de température dans la paroi sont réalisées avec neuf thermocouples placés à trois hauteurs et à plusieurs profondeurs comprises entre 0,5 et 4,5 cm (Figure III.1). Aux autres dates, la température est mesurée avec un thermomètre fiché dans la paroi, à environ 3 cm de profondeur.

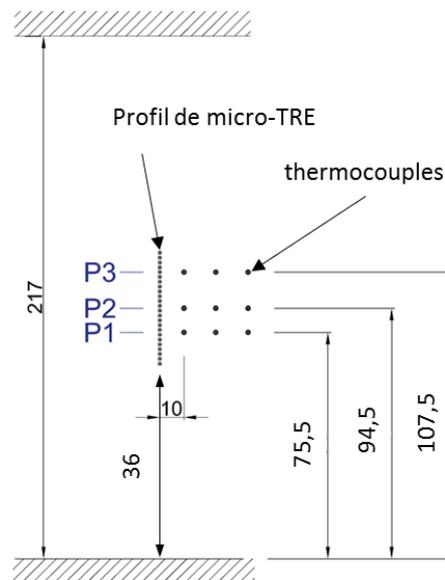


Figure III.1 : Schéma de positionnement des thermocouples et du profil au feu de micro-TRE. Toutes les longueurs sont données en centimètres. P1, P2 et P3 représentent les trois hauteurs auxquelles sont placés les thermocouples.

Les températures mesurées dans la paroi en dehors des périodes de feux varient entre 9 et 12,5°C. Pendant les feux, la température dans la paroi a atteint au maximum 120°C à 0,5 cm de profondeur. Nous avons choisi de corriger la résistivité de l'effet de la température en la ramenant à une température de référence de 25°C avec le modèle exponentiel de Corwin et Lesch (2005) présentant le RMS le plus faible (PARTIE I.2.1.3).

2.2. Résultats du suivi temporel par micro-TRE à la paroi

Nous nous trouvons dans le cas où la profondeur d'enfoncement des électrodes est comprise entre 50% et 20% de l'espacement inter-électrodes (1,5 cm de profondeur pour un espacement de 4 cm). Les premières inversions montrent la présence d'une couche superficielle d'épaisseur inférieure de 4/3 de l'espacement inter-électrodes (environ 3 cm). Nous nous trouvons dans le cas où une correction de l'effet d'électrode est nécessaire et possible par la méthode exposée par Verdet *et al.* (2018). On utilise donc une électrode point équivalente à une profondeur égale à 73% de la longueur de l'électrode (1,1 cm) lors de l'inversion (points bleus sur la Figure III.2). L'ensemble des inversions présentées sont corrigées de l'effet d'électrode.

Les inversions issues des profils de mesures sont séparées en trois zones rappelées sur la Figure III.2 (cf. partie résultats et figure 12 dans Verdet *et al.* (2018)).

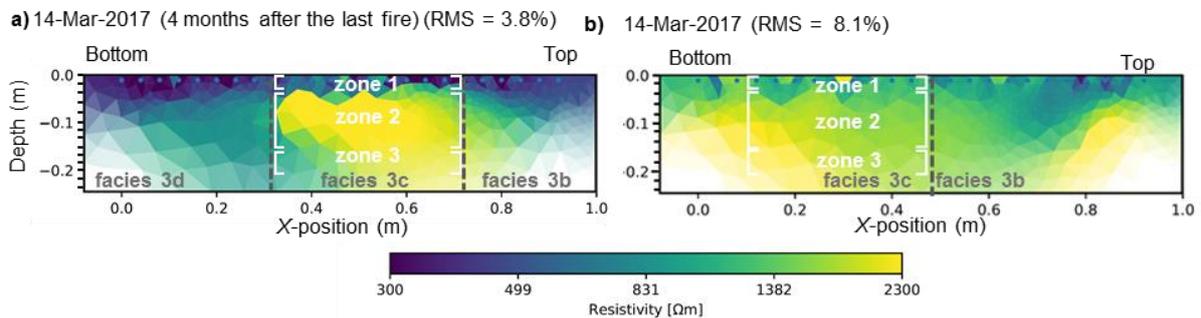


Figure III.2 : Images de TRE des profils (a) au feu et (b) de référence du 14 mars 2017. Le découpage des trois zones qui nous intéressent ici est présenté. Zone 1 entre 0 et 3 cm, zone 2 entre 4 et 15 cm et zone 3 entre 15 et 20 cm. Les profils, verticaux sur la paroi, sont présentés à l'horizontale.

A noter que nous ne disposons pas de mesures loin du feu avant 2017, car le protocole de mesure utilisé alors présentait un espacement inter-électrodes trop faible (2 cm) pour pouvoir être corrigé de l'effet d'électrode. La mise en place de l'instrumentation autour du foyer en novembre 2016 a rendu nécessaire l'enterrement du câble servant à la mesure de micro-TRE le rendant ainsi indéplaçable. Par conséquent, seul le profil au feu a pu être mis en œuvre avec un écartement d'électrodes de 4 cm à la fin de l'année 2016. En 2017, après les expériences aux feux, le câble a été déterré et le dispositif rendu utilisable sur le profil de référence (loin dans la carrière et difficile d'accès).

2.2.1. Suivi annuel, avant et après les feux de novembre 2016

Dans Verdet *et al.* (2018), nous avons choisi de présenter le suivi temporel de micro-TRE pour les seules dates auxquelles des profils de résistivité sont disponibles dans la salle des feux et dans la salle intérieure (profil de référence) soit le 14 mars, le 13 avril et le 6 juin 2017. Dans ce paragraphe, nous ajoutons les dates du 25 novembre et du 12 décembre 2016, soit respectivement neuf jours et un mois après les feux. Nous ajoutons également la date du 14 novembre 2016, soit un jour avant le premier feu (Figure III.3). Cette dernière n'est pas réellement une référence car la paroi a déjà subi un feu de moindre ampleur en mai 2016. Il n'est donc pas à exclure que les propriétés physiques (porosité) de la roche soient déjà légèrement modifiées. Ce point sera donc utilisé comme référence partielle, *i.e.* pour l'observation des changements à court terme (notamment de teneur en eau dans la roche).

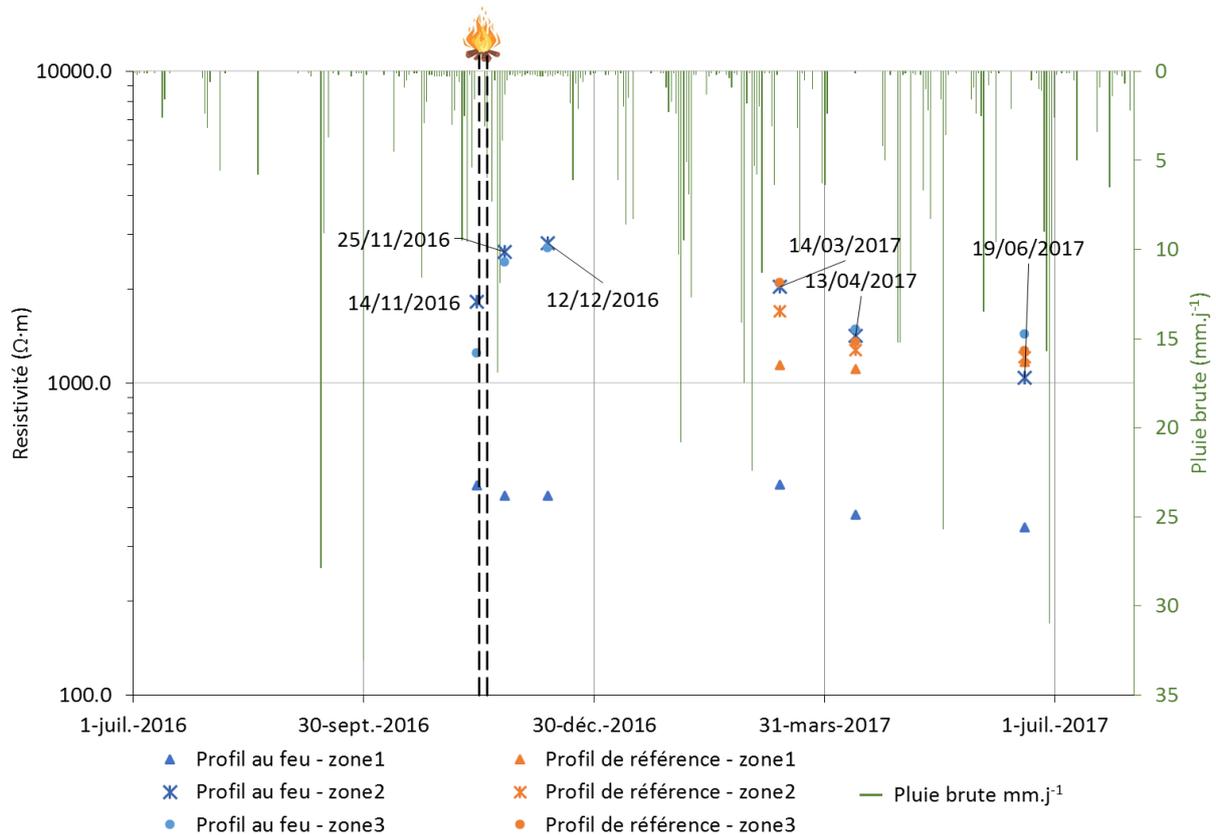


Figure III.3 : Résistivités médianes pour les trois zones identifiées dans Verdet et al. (2018), pour les parois soumises et non soumises aux feux. Périodes de juillet 2016 à juillet 2017.

Entre le 14 et le 25 novembre 2016, soit avant et après les feux, la résistivité des zones 2 et 3 a considérablement augmentée (Figure III.3). Cette augmentation de la résistivité peut être due soit à une augmentation de la porosité, soit à une diminution de la saturation, ou les deux, traduit par une diminution de la teneur en eau. Ces effets pourraient être dus principalement aux feux. Dans une moindre mesure, l'effet de la saisonnalité sur la diminution de la teneur en eau n'est pas à exclure : en effet, la pluie n'a repris qu'à compter de la mi-septembre, l'eau n'a pas encore eu le temps de s'infiltrer dans le massif, et celui-ci continuerait donc à s'assécher. Cet effet saisonnier semble confirmé par l'augmentation, même faible, de la résistivité entre le 25 novembre et le 12 décembre 2016.

La zone la plus superficielle (zone 1) présente quant à elle une faible diminution de la résistivité du 14 au 25 novembre (Figure III.3). Cette diminution peut provenir de l'augmentation de la teneur en eau de la zone, avec une eau pouvant avoir deux origines phénoménologiques :

- l'arrivée d'eau des zones profondes (2 et 3), qui présentent par ailleurs une diminution de leur teneur en eau, vers la zone superficielle (1),
- et l'eau liée à la combustion qui se marque par l'observation après les feux d'une fine pellicule d'eau de condensation.

La saturation de la zone 1 semble ainsi pilotée par les arrivées d'eau depuis la profondeur par un effet de pompage du feu et par la condensation à la paroi après les feux.

On note également qu'avant les feux, la zone 3 présente une résistivité plus faible que celle de la zone 2. Nous n'expliquons pas pour l'instant cette différence. Des analyses complémentaires, et notamment celle des profils pendant les feux pourront peut-être amener un nouvel éclairage sur ce point.

Sur la Figure III.3, on observe que la résistivité des zones 2 et 3 (zones les plus profondes) diminue globalement de décembre 2016 à juin 2017. Cette diminution de résistivité reflète la variation de saturation du massif. Les pluies ont repris à partir de la mi-septembre et le massif calcaire semble être à son point le plus sec entre novembre et décembre pour ensuite s'humidifier de décembre à juin. En d'autres termes, les pluies efficaces de l'automne et de l'hiver ont besoin de temps, ici au moins trois mois, pour atteindre les parois de la carrière par infiltration. Comme décrit par Verdet *et al.* (2018), la chute de résistivité observée sur les deux profils jusqu'en juin est liée à l'augmentation de la saturation du massif. Nous avons observé (PARTIE II.Chapitre 2), à une autre échelle et à Lascaux, un temps d'infiltration assez similaire entre le début des pluies et les écoulements dans la grotte, avec une épaisseur de terrain traversée du même ordre de grandeur.

Sur la Figure III.3, on peut noter quelques différences d'évolution de la résistivité aux profondeurs intermédiaires entre les deux profils, comme une résistivité plus élevée de la zone 2 du profil au feu par rapport à celle du profil de référence en mars et avril 2016. Ces différences, détaillées dans Verdet *et al.* (2018), sont liées à l'augmentation de 1,5% de la porosité (Tableau III.1) de la zone 2 dans la paroi soumise au feu.

Tableau III.1 : Mesures de porosité au mercure sur des échantillons prélevés sur des carottes situées côte à côte, proche du profil de mesure de micro-TRE.

Zone TRE	Carotte 4 (non soumise aux feux de mai et novembre 2016)		Carotte P2 (soumise aux feux de novembre 2016)	
	Profondeur	Porosité	Profondeur	porosité
Zone 1	Surface	40,3%	Surface (2 cm)	43%
Zone 2	-	-	4,5 cm	41,4%
	-	-	6,5 cm	41,7%
	10 cm	40%	9 cm	41,3%
Zone 3	20 cm	36,6%	-	-

L'évolution de la résistivité des zones 2 et 3 est comparable entre les deux profils et répond ainsi, après les feux, aux variations de la teneur en eau dues aux variations saisonnières. A tous égards, la différence majeure entre le profil au feu et le profil de référence concerne le niveau conductif superficiel.

La résistivité du niveau le plus superficiel (zone 1) de la paroi qui n'a pas été soumise aux feux est constante de mars à juin 2017 (période sur laquelle nous disposons de données en suivi temporel pour cette paroi). Sur cette période, la résistivité médiane est deux à trois fois plus élevée que dans le cas du profil au feu, où en plus, la résistivité décroît avec la reprise en eau du massif calcaire. Les expériences de porosimétrie au mercure que nous avons réalisées révèlent une porosité moyenne de 43% dans la zone 1 superficielle de la paroi soumise aux feux contre 40% dans les échantillons prélevés dans les tout premiers centimètres de la paroi non soumise aux feux (Tableau III.1). Ainsi, les feux sont à l'origine d'une augmentation de la porosité de 3% près de la surface.

Dans la paroi qui n'a pas été soumise aux feux, la résistivité médiane du niveau superficiel reste quasiment constante (à environ 1140 $\Omega \cdot m$) alors que la saturation en eau du massif augmente, liée à la percolation de l'eau de pluie à travers le massif calcaire. Ceci irait dans le sens d'une absence de communication entre cette zone superficielle (zone 1) et les zones 2 et 3, plus profondes, dont la résistivité médiane décroît (en réponse à l'eau d'infiltration). La teneur en eau de ce niveau superficiel est fort probablement pilotée par l'eau de condensation à la paroi et par l'humidité de l'air de la carrière dans cette partie qui maintient la zone 1 à un degré de saturation constant.

Dans la salle du feu, le niveau le plus superficiel présente une faible résistivité, là aussi due à la condensation de l'eau à la paroi et à l'humidité de l'air. Toutefois, la résistivité de ce niveau superficiel décroît également de mars à juin 2017. Ceci témoignerait que la teneur en eau de ce niveau superficiel dans la salle du feu soit aussi due à l'eau qui percole dans le massif depuis la surface du sol. Tout ceci suggère qu'après les feux de novembre 2016, l'eau d'infiltration s'écoule depuis les zones 2 et 3 plus profondes vers la zone 1 superficielle. D'où une résistivité plus faible liée à deux « termes sources » (eau de condensation/air et eau d'infiltration) qui de plus occupe un volume plus grand (porosité augmentée par l'effet du feu).

On note enfin que la résistivité de ce niveau superficiel est plus élevée en novembre et décembre 2016, période pendant laquelle le massif s'assèche, qu'en juin 2017, où la teneur en eau du massif est plus élevée. Ceci conforte l'hypothèse qu'après les feux de novembre 2016, il y a échange d'eau entre le niveau superficiel et les zones plus profondes.

Finalement, il semble que les variations de teneur en eau observée entre avant et après les feux soient assez similaires à ce que l'on observe sur les variations saisonnières. Le feu agirait alors comme un « accélérateur » des mouvements d'eau à la paroi. Ces mouvements rapides semblent, en partie, responsables des modifications de la structure du calcaire qui se marquent par des modifications de la porosité et de la connectivité.

2.2.2. Apports des analyses pétrophysiques pour la compréhension des phénomènes

L'une des conséquences des feux serait très probablement une amplification des échanges d'eau entre la zone superficielle (zone 1) et les zones plus profondes (zones 2 et 3). En effet, durant chaque expérience de feu, des gradients hydriques sont générés par la chaleur des feux. Ceci conduit à un déplacement global d'eau depuis le cœur du massif vers les parois qui, globalement, s'enrichissent en eau (effet de « pompage » à court terme). Cet excès d'eau doit être évacué à la surface de la paroi.

Des mesures de porosimétrie au mercure montrent que la fonction de distribution du volume poreux (Figure III.4) a changé entre avant les feux de mai 2016 et après les feux de novembre 2016. En particulier, la fonction de distribution du volume poreux de l'échantillon prélevé proche de la surface (2 cm) de la paroi soumise aux feux, a une fraction de sa porosité accessible (*via* des petits rayons d'accès) plus importante que l'échantillon n'ayant pas connu les feux (Figure III.4). Ce mode d'accès à la porosité, centré à environ 0,3 μm , développée dans les échantillons superficiels soumis aux feux est la signature très probable de passages additionnels pour l'écoulement qui se sont formés, par exemple des micros fractures liées à la dilatation de la matrice calcaire et/ou à l'augmentation de la pression de la vapeur d'eau liée à la chaleur. L'eau en excès force donc son chemin à travers le niveau le plus superficiel au travers de « chemins » additionnels qui augmentent la porosité et la connectivité du milieu superficiel.

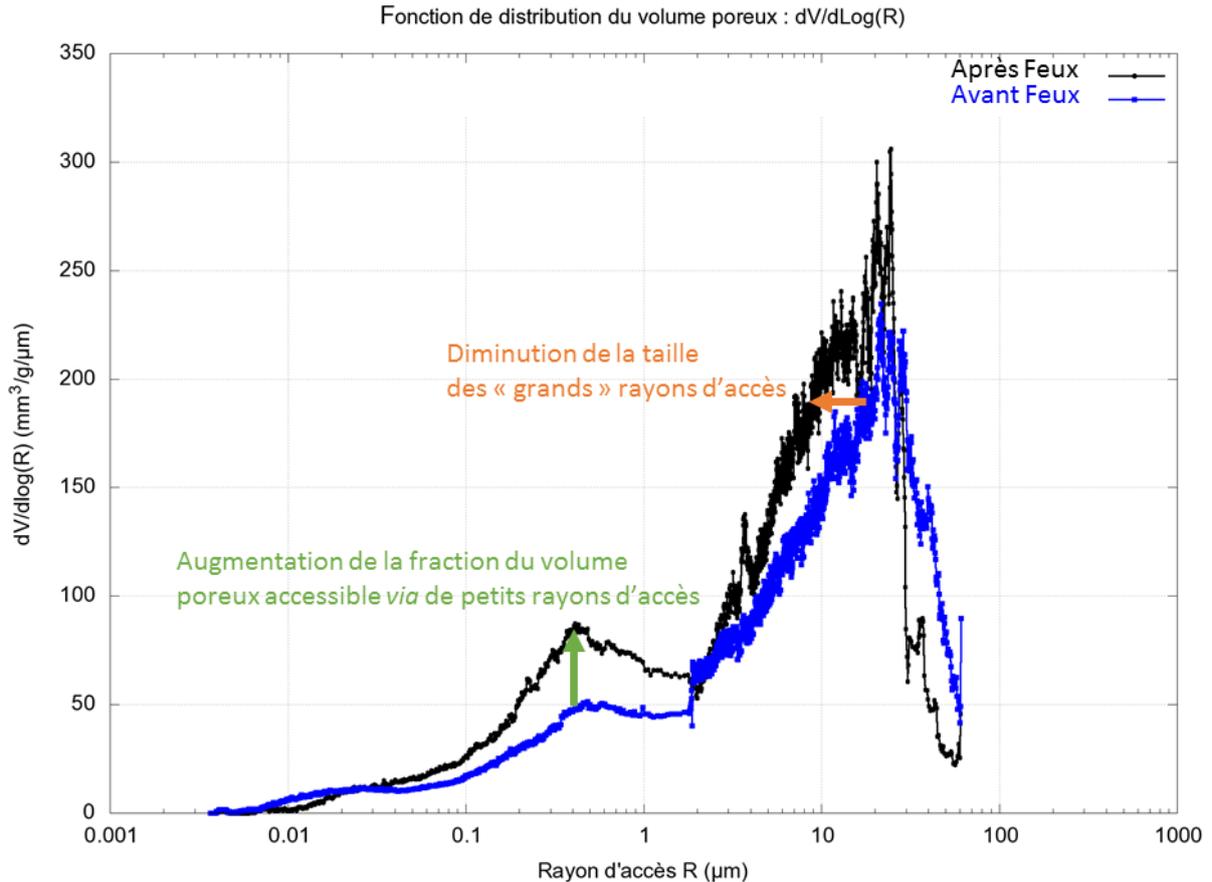


Figure III.4 : Distribution du volume poreux en fonction du rayon d'accès des pores pour deux échantillons prélevés proches du foyer, avant les feux de mai 2016 et après les feux de novembre 2016.

La Figure III.5 montre deux clichés au MEB d'un échantillon pris à la surface de la paroi dans la salle du feu. La Figure III.5.a montre une figure de dissolution de la calcite (baguettes) observée lorsque la surface d'un carbonate est en contact avec de la vapeur d'eau (acide). Ces phénomènes de dissolutions peuvent aussi contribuer à augmenter la fraction du volume poreux accessible *via* des petits rayons d'accès (cf. courbe noire de la Figure III.4). La Figure III.5.b montre quant à elle des recristallisations sur des hyphes. Ces représentations reflètent la solubilité rétrograde des carbonates en contact avec une eau liquide. Ces phénomènes de recristallisation peuvent contribuer au décalage vers les rayons d'accès plus faibles du mode principal de la fonction de distribution du volume poreux (centré à environ 10 μm) sur la Figure III.4.

On voit ainsi qu'on peut avoir une compétition entre la recristallisation et la dissolution en milieu acide (CO_2) et donc une forte influence du facteur température (concurrent le facteur acidité de l'eau).

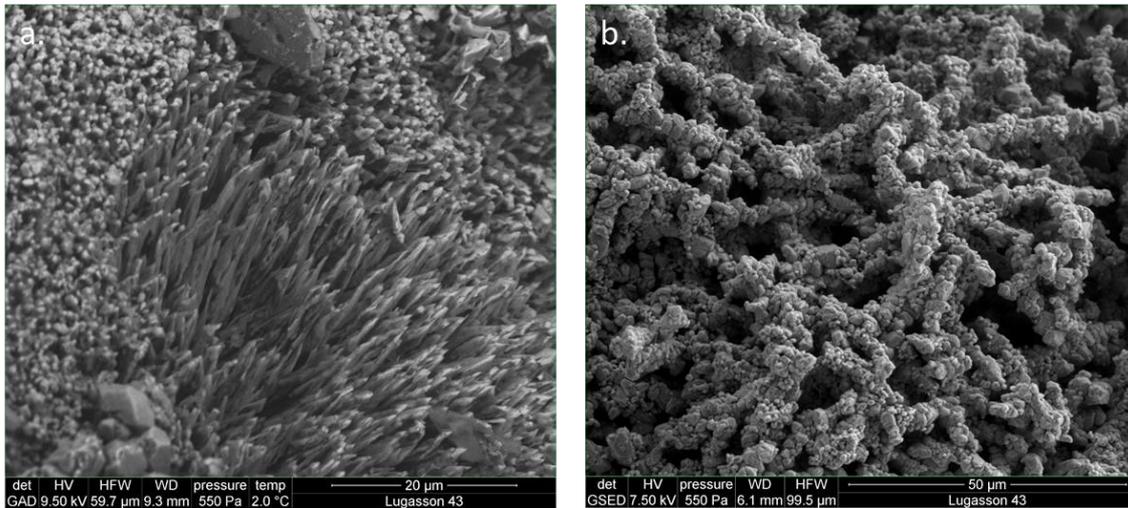


Figure III.5 : Images au MEB d'un même échantillon prélevé après les feux présentant des figures (a) de dissolution et (b) de recristallisation sur hyphes.

2.3. Conclusions et perspectives quant à l'utilisation de la micro-TRE

L'identification de la présence possible d'un effet d'électrode et sa correction en imagerie par TRE à une résolution centimétrique est un aspect à ne pas négliger. L'on a montré au travers de cette partie qu'il est possible d'utiliser la TRE à une échelle submétrique et avec une résolution très fine. A cette échelle, nous avons montré qu'il est possible de mettre en évidence des variations saisonnières de teneur en eau par suivi temporel. Cette technique pourrait ainsi être appliquée au cas de la grotte de Lascaux en tant qu'outils non intrusifs de prévention/conservation de paroi rocheuse support d'œuvres pariétales. Par l'utilisation de la micro-TRE à une échelle centimétrique, il serait possible de suivre les arrivées d'eau à la paroi en lien, ou non, avec la circulation d'eau dans le massif mise en évidence à plus grande échelle dans la PARTIE II.

Nous avons vu que les temps de transfert de l'eau de pluie vers la profondeur sont comparables entre les deux sites de Lascaux et Lugasson. Cependant, les porosités de matrice sont très différentes d'un site à l'autre : à Lugasson, la porosité est comprise entre 36,6% et 40% avec très peu de fractures observées, tandis qu'à Lascaux, la porosité de matrice est mesurée entre 4 et 6%. Cela montre bien que le type d'écoulement est différent entre les deux sites. Si dans le cas de Lugasson, l'eau s'écoule *via* la porosité primaire (matrice), à Lascaux ce n'est pas possible. Cela confirme la possibilité d'écoulement *via* la porosité secondaire à Lascaux (fracture ou par le drain observé, cf. PARTIE II).

Dans le cadre de ce manuscrit, seules les données de micro-TRE acquises avant et après les feux de novembre 2016 ont été exploitées. L'exploitation des données acquises pendant les feux de novembre 2016 constitue une perspective de ce travail. Pour cela, il sera nécessaire de réaliser des expérimentations à l'échelle du laboratoire afin de construire un modèle de correction de l'effet de la température au-delà du domaine de validité des modèles existant dans la littérature (valable pour des températures $\leq 50^\circ\text{C}$). Ce modèle devra permettre de corriger des résistivités de l'effet de températures jusqu'à 120°C , température mesurée dans la roche pendant les feux.

Pour mieux comprendre l'impact du feu, il serait bon de réaliser une nouvelle campagne de mesures à la paroi sur un an. Cela permettrait alors de confirmer l'existence d'un effet à long terme des feux sur la roche et de mieux séparer les variations saisonnières des variations dues au feu.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les enjeux de conservation liés aux grottes ornées nécessitent une meilleure connaissance de l'environnement karstique dans lequel elles se développent. Il est, entre autres, nécessaire de mieux comprendre les chemins préférentiels de circulation de l'eau dans le karst, et en particulier dans la zone non saturée. Au travers de cette thèse, nous avons montré qu'il était possible de caractériser le milieu karstique à plusieurs échelles, de celle du massif à celle du laboratoire en passant par l'échelle de la paroi. Deux sites ont été étudiés, la grotte de Lascaux (pour l'échelle du massif) et la carrière souterraine expérimentale de Lugasson (pour l'échelle de la paroi).

Les sites de grottes ornées étant particulièrement sensibles il est nécessaire de choisir des méthodes de caractérisation non invasives. La tomographie de résistivité électrique (TRE) s'est montrée efficace pour cette caractérisation, quelle que soit l'échelle choisie. Dans le cas de Lascaux, quelques échantillons prélevés dans les années 1960–1970 ont pu être analysés, ainsi que quelques échantillons, prélevés récemment loin de la grotte et à faible profondeur. Dans le cas de Lugasson, nous avons pu prélever plusieurs échantillons sur site. Ces échantillons ont permis plusieurs caractérisations pétrophysiques dont la porosimétrie au mercure, la microscopie électronique à balayage et les micro-analyses X par sonde électronique ainsi que des mesures de résistivité sur échantillon.

L'eau dans le massif – Grotte de Lascaux

A l'échelle du massif, nous nous sommes attachés à la caractérisation de l'amont hydraulique de la grotte de Lascaux. Cette caractérisation a été réalisée par deux applications de la TRE (1) par un suivi temporel en 2D et (2) par des modélisations géostatistique en 3D du massif.

Le suivi temporel a été réalisé de juin 2012 à décembre 2017 à une fréquence d'une mesure par mois environ, le long de quatre profils de TRE organisés en deux groupes de deux profils parallèles distants de 8 m environ. Chaque groupe comprend deux profils colinéaires et de même origine, l'un de 35,5 m de long avec une résolution plus fine que le second profil long de 71,0 m ; dans un cas comme dans l'autre le dispositif employé est une combinaison « pôle-dipôle et gradient » avec respectivement un espacement inter-électrode de 0,5 et de 1 m. le suivi temporel correspond à une cinquantaine de mesures par profils. Une fois inversé et corrigé de l'effet de la température, l'ensemble des mesures a été analysé par les méthodes statistiques multivariées que sont l'analyse en composantes principales (ACP) et la classification hiérarchique ascendante (CHA). Une comparaison des résultats obtenus avec les données microclimatiques autour (pluviométrie) et dans la grotte (débit de l'émergence du SAS1) a mis en évidence des variations saisonnières de résistivité, qui ont été analysées en tenant compte de deux grandes périodes, l'une humide et l'autre plus sèche caractérisées par une pluviométrie différente. La période humide s'étend de juin 2012 à mars 2014 et la période sèche de décembre 2014 à décembre 2017.

L'ACP a montré que les dates auxquelles les mesures ont été réalisées pouvaient être regroupées en trois groupes constituant un cycle hydrogéologique annuel, de période G3-G1-G2 :

- le groupe G1 comprend des dates pour lesquelles la résistivité globale des profils est faible. Nous avons montré que ces dates correspondent également aux dates où l'émergence du SAS1 est active et que les pluies sont présentes. Il s'agirait de la partie du cycle où l'infiltration est dominante.
- le groupe G2 comprend des dates pour lesquelles la résistivité est élevée. Nous avons montré qu'à ces dates, la source du SAS1 est à l'étiage et que les pluies sont faibles. Il s'agit de la fin du cycle.
- le groupe G3 comprend des dates pour lesquelles la résistivité est intermédiaire. Nous avons montré que ces dates sont précurseurs de la reprise des écoulements dans le SAS1. Il s'agirait du début du cycle.

La CHA a permis de regrouper les blocs de comportement électrique semblable et dont les variations temporelles de résistivité sont identiques. Nous avons ainsi pu proposer un modèle hydrogéologique de l'amont de la grotte à partir de l'identification de sept zones retrouvées sur chacun des quatre profils (A-G), auxquelles s'ajoutent deux zones supplémentaires sur le profil N100 (H-I). Ces zones sont, de la plus superficielle à la plus profonde :

- zones A et E. Ces deux zones sont les plus superficielles. Nous avons montré que la résistivité de ces zones varie comme la pluie. Il s'agirait de zones d'infiltration rapide des eaux de pluie, caractérisée par des calcaires altérés. La zone E, incluse dans la zone A, s'en distingue en raison des racines des arbres présentes dans cette zone et provoquant un assèchement différentiel de la zone E par rapport à celui de la zone A,
- zone B. Cette zone montre une résistivité faible présentant peu de variation au cours du temps. Elle est assimilée à des calcaires marneux ou à des interbancs marno-sableux qui jouent le rôle de zone de transmission lente et de stockage,
- zone C. Il s'agirait d'une zone plus altérée et plus poreuse au travers de laquelle l'eau est d'abord stockée puis transférée vers la zone D,
- zone D. La répartition des résistivités montre que cette zone serait constituée de calcaires altérés, dont l'altération est d'autant plus importante que l'on se rapproche du centre de la zone, peut-être à cause d'un processus de fantômisation. Les variations de résistivité de la zone D sont quasi-synchrones au débit du SAS1, semblant en faire une zone de transfert vers le SAS1, probablement de type « drain »,
- zone F. A l'instar de la classe C, il s'agirait de calcaire en cours d'altération ou de blocs calcaire avec des joints argilo-sableux. Il pourrait là aussi s'agir d'une zone de stockage et transfert, *a priori* sans lien avec le SAS1,
- zone G. Cette zone présente une résistivité élevée tout au long des six années de suivi temporel. Elle serait constituée de calcaires massifs, au sein desquels se trouverait une zone plus fracturée ou en début d'altération (zone G') par laquelle l'eau peut circuler vers les couches plus profondes, et peut-être vers la grotte,
- zone H. Cette zone présente une résistivité très faible et de faibles variations au cours des six ans de mesures. Elle serait constituée d'argiles,

- zone I. La zone I présente à la surface de très fortes résistivités et variations de résistivité, il s'agit de sables.

La modélisation en trois dimensions de l'amont hydraulique de la grotte de Lascaux par des méthodes géostatistiques a permis de caractériser la géométrie des formations géologiques. Deux méthodes géostatistiques complémentaires ont été utilisées : le krigeage ordinaire afin d'avoir un modèle 3D des résistivités et le krigeage d'indicateur pour un modèle 3D probabiliste. Trois modèles 3D par krigeage ordinaire ont été réalisés à trois dates différentes. Ces modèles ont été réalisés à partir de douze (juin et octobre 2016) et quatorze (mars 2018) profils de TRE 2D, dont les quatre profils du suivi temporel.

Ces modèles ont permis de mieux caractériser la géométrie des différentes formations géologiques et karstiques de la zone amont. Ainsi, nous avons montré l'existence de deux grands domaines de part et d'autre d'une limite de direction N130° :

- un premier domaine au sud-ouest composé en surface de calcaires altérés (épaisseur entre 5 et 10 m) et en profondeur de calcaires sains. La limite entre les deux calcaires est donnée à une altitude de 180 mNGF. On note un escarpement des calcaires sains de direction N130° au nord-est de la grotte.
- un second domaine au nord-est est composé par des formations détritiques argilo-sableuses, recouvertes dans leur partie sud-est par des sables. Sous les formations détritiques, à 23 m de profondeur au maximum (alt. de 171 mNGF), on retrouve des calcaires sains qui s'apparentent à des pinacles.

Le modèle obtenu par krigeage d'indicateur des données de mars 2018 couplé aux modèles obtenus par krigeage ordinaire a permis de définir l'extension spatiale du drain identifié par le suivi temporel comme pouvant alimenter l'émergence du SAS1. Ce drain est situé dans la partie des calcaires superficiels, altérés, et son cheminement semble aller des formations détritiques vers le SAS1. Nous en avons estimé que son volume est de 880 m³. A partir notamment de données de porosimétrie et des résultats des mesures électriques sur échantillons, nous en avons déduit un volume d'eau maximal possible de 264 m³ en mars 2018. Ces valeurs sont cohérentes avec celles proposées dans le modèle réservoir de Minvielle. L'émergence présente dans l'entrée de la grotte serait ainsi alimentée par ce drain qui concentrerait l'eau des calcaires altérés à l'amont de la grotte.

Les modèles obtenus par krigeage ordinaire et par krigeage d'indicateur ont également montré que la limite entre les calcaires et les formations détritiques se trouve hors de la zone délimitée par l'enceinte de protection entourant la grotte. Le drain identifié comme pouvant drainer une partie du massif vers l'émergence du SAS1 apparaît ainsi, en partie, hors de la zone protégée.

L'eau à la paroi – Carrière souterraine de Lugasson

A l'échelle de la paroi, cette thèse a caractérisé les mouvements d'eau à une résolution centimétrique. La paroi étudiée est celle d'une carrière calcaire souterraine en Gironde, dans laquelle des feux expérimentaux ont eu lieu. La finalité de ces feux était de reproduire les traces de feux datant de la période aurignacienne observées dans la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Nous avons montré qu'il était possible de suivre les mouvements d'eau dans la paroi avec un dispositif de micro-TRE, à condition de prendre quelques précautions.

Nous avons notamment montré qu'un effet d'électrode est non négligeable quand on utilise un modèle d'électrodes ponctuelles en surface. Cet effet a été montré comme négligeable par d'autre lorsque le ratio d'enfoncement d'électrode / espacement inter-électrode est inférieure à 20%. Plusieurs exemples numériques ont montré que cet effet indésirable est très présent lorsque l'écartement des électrodes ne vérifie pas une double contrainte générée par l'enfoncement des électrodes et la taille caractéristique d'une hétérogénéité de surface (en présence, par exemple, d'un front superficiel d'évaporation ou d'infiltration). Cet effet doit être corrigé.

Pour ce faire, nous avons montré qu'il est possible de corriger cet effet en approximant une électrode de taille finie par une électrode équivalente ponctuelle (EEP – Equivalent Electrode Point) placée en profondeur, le long de l'axe de l'électrode. La profondeur appropriée de l'EEP est celle pour laquelle le modèle de la cellule conductrice et la source équivalente ponctuelle enterrée minimisent une erreur géométrique systématique *i.e.*, l'écart relatif entre les facteurs géométriques produits par le modèle de la cellule conductrice et l'EEP enterrée. Une EEP positionnée à 73% de la longueur de la tige de l'électrode représente ainsi une approximation ponctuelle correcte d'une électrode complète. L'utilisation de cette approximation ponctuelle dans l'inversion permet ainsi de corriger l'effet d'électrode indésirable lorsque plusieurs conditions sont vérifiées par le dispositif d'acquisition. Plus précisément, l'espacement inter-électrode doit être choisi de telle sorte qu'il respecte l'inéquation suivante :

$$\frac{\text{épaisseur hétérogénéité superficielle}}{0.75} \geq \text{espacement inter - électrodes} \geq \frac{\text{enfoncement électrode}}{0.5}$$

L'intérêt de cette évaluation métrologique du dispositif d'acquisition à utiliser sur le terrain (à la paroi) a été illustré par une campagne de micro-TRE dans la carrière souterraine de Lugasson. La paroi a été suivie pendant plusieurs mois par micro-TRE et les résultats ont été comparés aux données microclimatiques, montrant que la paroi s'humidifie et s'assèche au gré des saisons et des pluies. Nous avons montré qu'il est possible de suivre les variations saisonnières de saturation du massif par des mesures à la paroi d'une cavité souterraine.

En couplant les résultats de la micro-TRE obtenus à partir de deux parois soumise et non soumise au feu avec la caractérisation des échantillons au microscope et en porosimétrie, nous avons pu montrer que le feu avait eu une influence sur la matrice calcaire au moins jusqu'à 15 cm. La porosité et la connectivité de la matrice sont modifiées par les feux.

Perspectives à ce travail de thèse

Nous avons montré que l'approche multi-échelle du milieu karstique adoptée au cours de cette thèse permet de mieux caractériser la structuration spatiale d'un milieu karstique. Cette méthode permet d'approcher le comportement hydrique au cours du temps, que l'on soit à l'échelle du massif (cas de Lascaux) ou à l'échelle de la paroi (cas de Lugasson). Il reste que ce travail est une première étape et que plusieurs aspects pourraient être approfondis.

Pour ce qui est du suivi temporel, il serait intéressant de continuer à suivre l'évolution d'au moins deux des profils du suivi temporel et d'ajouter un nouveau suivi sur l'un des profils ayant été utilisé pour la reconstruction en 3D et recoupant le drain. Cela permettrait de confirmer, ou d'infirmer, le sens d'écoulement dans le drain et savoir si une connexion hydrique existe bien entre les formations détritiques et l'émergence dans l'entrée de la grotte de Lascaux.

Pour la modélisation 3D, il serait intéressant d'appliquer la méthode du krigeage d'indicatrice à d'autres seuils et sur les campagnes de mesures de juin et octobre 2016. Ces traitements complémentaires permettraient de faire ressortir d'autres zones particulières, si elles existent, et notamment le chemin de l'eau alimentant les joints de la salle des Taureaux. Par ailleurs, il serait intéressant d'explorer d'autres méthodes de modélisation 3D (polygones de Voronoï par exemple) qui permettraient de joindre les données utilisées pour le modèle de Xu *et al.* (2016) à celles du modèle de mars 2018.

Enfin, des mesures à la paroi ont été réalisées pendant les feux dans la carrière souterraine de Lugasson. La construction d'un modèle de résistivité en fonction de la température jusqu'à 120°C permettrait d'analyser les données pendant les feux et d'observer les variations de l'eau dans la paroi au cours des feux. Cela permettrait de confirmer le rôle du feu et de l'eau sur la modification des propriétés pétrophysiques de la paroi.

Ce dispositif de micro-TRE pourrait être appliqué au site de Lascaux pour, à terme, mesurer et prédire les arrivées d'eau à la paroi, en lien, ou pas, avec la circulation modélisée à l'échelle du massif. Une telle démarche pourrait devenir un outil de conservation de parois rocheuses, support d'œuvres pariétales.

BIBLIOGRAPHIE

ARCHIE G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. In : *Transaction of American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers*. Dallas : 1942. p. 54-62.

ARSIP. Le karst de la Pierre Saint-Martin en quelques chiffres (Pyrénées-Atlantiques, France et Navarre, Espagne). *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*. 1985. Vol. 6, n°1, p. 2-6. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3406/karst.1985.2096> >

ATKINSON T. C. Present and future directions in karst hydrogeology. *Annales de la Société géologique de Belgique*. 1985.

AUJOULAT N. Lascaux: le geste, l'espace et le temps. Paris : Seuil, 2004. ISBN : 978-2-02-108250-0.

AUJOULAT N., CLEYET-MERLE J.-J., GAUSSEN J., TISNERAT N., VALLADAS H. Approche chronologique de quelques sites ornés paléolithiques du Périgord par datation Carbone 14 en spectrométrie de masse par accélérateur de leur mobilier archéologique. *Paléo*. 1998. n°10, p. 319-323.

BAKALOWICZ M. Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Lyon : Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 1999.

BAKALOWICZ M. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. mars 2005. Vol. 13, n°1, p. 148-160. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9> >

BAKALOWICZ M. La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*. 1995. n°4, p. 3-21.

BERMEJO L., ORTEGA A. I., GUÉRIN R., BENITO-CALVO A., PÉREZ-GONZÁLEZ A., PARÉS J. M., ARACIL E., BERMÚDEZ DE CASTRO J. M., CARBONELL E. 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*. 2016. Vol. 433, p. 393-401. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.031> >

BESSON A., COUSIN I., DORIGNY A., DABAS M., KING D. The temperature correction for the electrical resistivity measurements in undisturbed soil samples: analysis of the existing conversion models and proposal of a new model. *Soil Science*. octobre 2008. Vol. 173, n°10, p. 707-720. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1097/SS.0b013e318189397f> >

BIGNOT G. Recherches stratigraphiques sur les calcaires du crétacé supérieur et de l'éocène d'Istrie et des régions voisines: essai de révision du liburnien. [En ligne]. Thèse. Paris : Université de Paris VI, U.E.R. 63, Sciences de la terre, 1972. 353 p. Disponible sur : < <https://books.google.fr/books?id=t1xeGwAACAAJ> >

BONNARRDOT A. La protection du système racinaire. Coulommiers : C.A.U.E. 77, 2017.

BONNEFONT J.-C. Le rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers. 2. Les actions chimiques et biologiques. *Revue Géographique de l'Est*. 1981. Vol. 21, n°4, p. 277-291. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3406/rgest.1981.1405> >

BONNEFONT J.-C. Le rôle géomorphologique des racines des arbres forestiers. 1. Les actions mécaniques. *Revue Géographique de l'Est*. 1978. Vol. 18, n°4, p. 217-228. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3406/rgest.1978.1457> >

BREUIL H. Une Altamira française : la caverne de Lascaux à Montignac (Dordogne). *Comptes-rendus des séances de l'année - Académie des inscriptions et belles-lettres*. 1941. Vol. 85, n°5, p. 347-376. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3406/crai.1941.77450> >

BREUIL H., WINDELS F. Quatre cents siècles d'art pariétal : les cavernes ornées de l'âge du renne. Centre d'études et de documentation préhistoriques, 1952.

BRUXELLES L., CAMUS H. Grotte de Lascaux. Formes et formations anciennes de surface et sub-surface. Montignac, Dordogne : Inrap, Protée et Ceneau, 2014.

CAMPBELL R. B., BOWER C. A., RICHARDS L. A. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extract. *Soil Science Society of America Proceedings*. 1948. n°13, p. 66-69. Disponible sur : < <https://doi.org/10.2136/sssaj1949.036159950013000C0010x> >

CAPDEVILLE J.-P., KARNAY G. Carte géologique de la France à 1/50 000. 828. 1996.

CARRIERE S. D., CHALIKAKIS K., DANQUIGNY C., CLEMENT R., EMBLANCH C. Feasibility and limits of electrical resistivity tomography to monitor water infiltration through karst medium during a rainy event. In : *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*. Springer, 2015. p. 45-55.

CHENG K.-S., ISAACSON D., NEWELL J. C., GISSER D. G. Electrode models for electric current computed tomography. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering*. 1989. Vol. 36, n°9, p. 918-924.

CHILES J.-P., DELFINER P. Geostatistics: modeling spatial uncertainty. New York : Wiley, 1999. 695 p. (Wiley series in probability and statistics. Applied probability and statistics section). ISBN : 978-0-471-08315-3.

CLEMENT R., BERGERON M., MOREAU S. COMSOL multiphysics modelling for measurement device of electrical resistivity in laboratory test cell. In : *Conference proceedings from European COMSOL conference in Stuttgart*. 2011. Disponible sur : < https://www.comsol.pt/paper/download/83617/clement_paper.pdf > (consulté le 8 juin 2017)

CLÉMENT R., DESCLOITRES M., GÜNTHER T., RIBOLZI O., LEGCHENKO A. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience*. octobre 2009. Vol. 341, n°10-11, p. 886-898. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.005> >

CLEMENT R., MOREAU S. How should an electrical resistivity tomography laboratory test cell be designed? Numerical investigation of error on electrical resistivity measurement. *Journal of Applied Geophysics*. avril 2016. Vol. 127, p. 45-55. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.02.008> >

- CORWIN D. L., LESCH S. M. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Computers and Electronics in Agriculture*. mars 2005. Vol. 46, n°1-3, p. 11-43. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.compag.2004.10.005> >
- COSENZA P., GHORBANI A., FLORSCH N., REVIL A. Effects of drying on the low-frequency electrical properties of Tournemire argillites. *Pure and Applied Geophysics*. octobre 2007. Vol. 164, n°10, p. 2043-2066. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0253-0> >
- DAILY W., RAMIREZ A., NEWMARK R., MASICA K. Low-cost reservoir tomographs of electrical resistivity. *The Leading Edge*. mai 2004. Vol. 23, n°5, p. 472-480. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.1756837> >
- DEGUEURCE A., CLÉMENT R., MOREAU S., PEU P. On the value of electrical resistivity tomography for monitoring leachate injection in solid state anaerobic digestion plants at farm scale. *Waste Management*. octobre 2016. Vol. 56, p. 125-136. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.wasman.2016.06.028> >
- DELLUC B., DELLUC G. De quand date Lascaux? *Bulletin de la Société historique et archéologique du Périgord*. 2012. Vol. 139, n°3, p. 375-400.
- DESCLOITRES M., RUIZ L., SEKHAR M., LEGCHENKO A., BRAUN J.-J., MOHAN KUMAR M. S., SUBRAMANIAN S. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes*. 30 janvier 2008. Vol. 22, n°3, p. 384-394. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.6608> >
- DEY A., MORRISON H. F. Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *GEOPHYSICS*. avril 1979. Vol. 44, n°4, p. 753-780. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.1440975> >
- DOMEC J.-C. Mesure des flux de sèves des espèces ligneuses principales situées sur le toit de la grotte de Lascaux et détermination de la transpiration potentielle du site. Rapport. Bordeaux Sciences Agro, 2017.
- DRÉNOU C. Les racines : face cachée des arbres. Paris : Institut pour le développement forestier, 2006. ISBN : 978-2-904740-92-3.
- DROUIN P. Les grandes cavités françaises. *Spelunca*. 2006. n°103, p. 4.
- DUBOIS C., QUINIF Y., BAELE J.-M., BARRIQUAND L., BINI A., BRUXELLES L., DANDURAND G., HAVRON C., KAUFMANN O., LANS B., MAIRE R., MARTIN J., RODET J., ROWBERRY M. D., TOGNINI P., VERGARI A. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews*. avril 2014a. Vol. 131, p. 116-148. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006> >
- DUBOIS C., QUINIF Y., BAELE J.-M., DAGRAIN F., DECEUSTER J., KAUFMANN O. The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of a weathered limestone in southern Belgium. *Geologica Belgica*. 2014b. Vol. 17, p. 1-8.
- EDWARDS L. S. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*. août 1977. Vol. 42, n°5, p. 1020-1036. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.1440762> >

EMBLANCH C. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse. Université Avignon et pays de Vaucluse, 1997. 198 p.

FARZAMIAN M., MONTEIRO SANTOS F. A., KHALIL M. A. Estimation of unsaturated hydraulic parameters in sandstone using electrical resistivity tomography under a water injection test. *Journal of Applied Geophysics*. octobre 2015. Vol. 121, p. 71-83. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.014> >

FERRIER C., AUGUIN G., AUJOUX A., BELLIVIER A., BOURDIER C., BRODARD A., DEBARD E., DECOSTER L., DELDICQUE D., DRÉAN V., FERUGLIO V., GUIBERT P., KERVAZO B., LACANETTE D., LEBLANC J.-C., MINDEGUIA J.-C., FOURRIER N., QUEFFELEC A., ROUZAUD J.-N., SALMON F., SUZANNE M., THÉRY-PARISOT I., TRAORÉ A., TRUONG T. Les feux de la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Approches expérimentales. *Ardèche Archéologie*. 2017. n°34, p. 3-12.

FERRIER C., BELLIVIER A., LACANETTE D., LEBLANC J.-C., MINDEGUIA J.-C., SALMON F. L'utilisation du feu dans l'endokarst au Paléolithique : approche interdisciplinaire et expérimentale (programme CarMoThaP). *Karstologia*. 2018. n°70, p. 23-32.

FERRIER C., DEBARD É., KERVAZO B., BRODARD A., GUIBERT P., BAFFIER D., FERUGLIO V., GÉLY B., GENESTE J.-M., MAKSUD F. Les parois chauffées de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (Ardèche, France): caractérisation et chronologie. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique*. 2014. n°25, p. 59-78.

FORD D., WILLIAMS P. W. Karst hydrogeology and geomorphology. Rev. ed. Chichester, England ; a Hoboken, NJ : John Wiley & Sons, 2007. 562 p. ISBN : 978-0-470-84996-5.

FOURNILLON A. 3D geological modeling and hydrodynamic applied to karstic carbonate reservoirs: water resources of the Beausset Unit (SE France) characterization. [En ligne]. Thèse. Aix-Marseille : Aix-Marseille Université, 2012. 427 p. Disponible sur : < https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00830331/file/Fournillon2012TheseKarstBeausset_Karsteau.pdf >

FROHLICH R. K., PARKE C. D. The electrical resistivity of the vadose zone — Field Survey. *Ground Water*. juillet 1989. Vol. 27, n°4, p. 524-530. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb01973.x> >

GENELLE F. Les méthodes géophysiques pour la caractérisation des couvertures d'installation de stockage de déchets. Thèse. University of Bordeaux, 2012. 366 p.

GENELLE F., SIRIEIX C., RISS J., NAUDET V. Monitoring landfill cover by electrical resistivity tomography on an experimental site. *Engineering Geology*. septembre 2012. Vol. 145-146, p. 18-29. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.06.002> >

GEOVARIANCES. Isatis. France : Geovariances, 2018.

GESA. GESA, 25 ans d'explorations souterraines en Gironde. Groupe d'explorations spéléologiques d'Aquitaine, 2015. 87 p. ISBN : 978-2-7466-7949-8.

GLOVER P. W. J. Archie's law — a reappraisal. *Solid Earth*. 29 juillet 2016. Vol. 7, n°4, p. 1157-1169. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/se-7-1157-2016> >

GLOVER P. W. J. A generalized Archie's law for n phases. *Geophysics*. novembre 2010. Vol. 75, n°6, p. E247-E265. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.3509781> >

- GLOVER P. W. J., HOLE M. J., POUS J. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*. août 2000. Vol. 180, n°3-4, p. 369-383. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00168-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00168-0) >
- GROLIER J., FERNANDEZ A., HUCHER M., RISS J. Les propriétés physiques des roches: théories et modèles. Paris : Masson, 1991. 462 p. ISBN : 978-2-225-82306-0.
- GUEGUEN Y., PALCIAUSKAS V. Introduction à la physique des roches. Paris : Hermann, 1992. ISBN : 978-2-7056-6138-0.
- GUIBERT P., BRODARD A., QUILES A., GENESTE J.-M., BAFFIER D., DEBARD E., FERRIER C. When were the walls of the Chauvet-Pont d'Arc Cave heated? A chronological approach by thermoluminescence. *Quaternary Geochronology*. août 2015. Vol. 29, p. 36-47. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.007> >
- GUILLOT P.-L., FEYS R., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PLATEL J.-P., LEFAVRAIS-HENRY M. Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000 - Terrasson (n°784). 1979.
- GÜNTHER T. Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements. Thèse. Technischen Universität Bergakademie Freiberg, 2004. 160 p.
- GÜNTHER T., RÜCKER C., SPITZER K. Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - II. Inversion. *Geophysical Journal International*. août 2006. Vol. 166, n°2, p. 506-517. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x> >
- HALIHAN T., SHARP JR J. M., MACE R. E. Interpreting flow using permeability at multiple scales. *Karst modeling: Karst Waters Institute Special Publication*. 1999. Vol. 5, p. 82-96.
- HOUILLON N. La dynamique du carbone inorganique dans le continuum sol-épikarst-cavité du site de la Grotte de Lascaux (Dordogne, France): apports des monitorings hydrogéochimique et microclimatique continus pour l'étude de l'aérogologie et le développement d'une méthode de simulation des processus calco-carboniques aux parois [En ligne]. Thèse. Université de Bordeaux, 2016. 445 p. Disponible sur : < <http://www.theses.fr/2016BORD0441> > (consulté le 24 avril 2017)
- HOUILLON N., LASTENNET R., DENIS A., MALAURENT P., MINVIELLE S., PEYRAUBE N. Assessing cave internal aerology in understanding carbon dioxide (CO₂) dynamics: implications on calcite mass variation on the wall of Lascaux Cave (France). *Environmental Earth Sciences*. février 2017. Vol. 76, n°4,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6498-8> > (consulté le 25 avril 2017)
- HUGHES S. W. Archimedes revisited: a faster, better, cheaper method of accurately measuring the volume of small objects. *Physics Education*. 2005. Vol. 40, n°5, p. 468-474.
- JOUGNOT D. Etude géophysique des phénomènes de transfert dans les argilites du callovo-oxfordien partiellement saturées en eau: application à l'EDZ du site de bure. Thèse. Université de Savoie, 2009. 328 p.
- JOUGNOT D., GHORBANI A., REVIL A., LEROY P., COSENZA P. Spectral induced polarization of partially saturated clay-rocks: a mechanistic approach. *Geophysical Journal International*. janvier 2010a. Vol. 180, n°1, p. 210-224. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04426.x> >
- JOUGNOT D., REVIL A., LU N., WAYLLACE A. Transport properties of the Callovo-Oxfordian clay rock under partially saturated conditions: TRANSPORT PROPERTIES OF PARTIALLY SATURATED. *Water*

Resources Research. août 2010b. Vol. 46, n°8,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2009WR008552> > (consulté le 4 octobre 2017)

JOURNEL A. G. Fundamentals of geostatistics in five lessons. American Geophysical Union, 1989.

JOURNEL A. G. Nonparametric estimation of spatial distributions. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*. 1 juin 1983. Vol. 15, n°3, p. 445-468. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/BF01031292> >

KAUFMANN O., DECEUSTER J. Detection and mapping of ghost-rock features in the Tournaisis area through geophysical methods—an overview. *Geologica Belgica*. 2014. Vol. 17, n°1, p. 17–26.

KELLER G., FRISCHKNECHT F. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press. Oxford, UK : 1966.

KEMNA A., VANDERBORGHT J., KULESSA B., VEREECKEN H. Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*. 2002. Vol. 267, n°3, p. 125–146.

KIRÁLY L. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains (Hydrogéologie des terrains karstiques) International Union of geological sciences*. 1975. n°3, p. 53-67.

KLIMCHOUK A. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. 2004. Vol. 2, n°1, p. 1-13.

KOZLOV B. Loi d'Archie dans les micromodèles [En ligne]. Thèse. Université Pierre et Marie Curie, 2012. 134 p. Disponible sur : < <https://tel.archives-ouvertes.fr/pastel-00787506/document> > (consulté le 28 avril 2016)

KUNETZ G. Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Berlin, Germany : Geopublication Associates, 1966. 99 p.(Geoexploration Monographs, 1)

LACANETTE D., MINDEGUIA J.-C., BRODARD A., FERRIER C., GUIBERT P., LEBLANC J.-C., MALAURENT P., SIRIEIX C. Simulation of an experimental fire in an underground limestone quarry for the study of Paleolithic fires. *International Journal of Thermal Sciences*. octobre 2017. Vol. 120, p. 1-18. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2017.05.021> >

LACANETTE D., VINCENT S., SARTHOU A., MALAURENT P., CALTAGIRONE J.-P. An Eulerian/Lagrangian method for the numerical simulation of incompressible convection flows interacting with complex obstacles: Application to the natural convection in the Lascaux cave. *International Journal of Heat and Mass Transfer*. mai 2009. Vol. 52, n°11-12, p. 2528-2542. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2008.12.028> >

LARGUECHE F.-Z. B. Estimating soil contamination with Kriging interpolation method. *American Journal of Applied Sciences*. 2006. Vol. 3, n°6, p. 1894-1898.

LE POCHAT G., SELLIER E. Les calcaires tendre de l'Entre-Deux-Mers. Pessac : BRGM, 1980.

LEBOURGEOIS F., JABIOL B. Enracinements comparés du Chêne sessile, du Chêne pédonculé et du Hêtre. Réflexions sur l'autécologie des essences. *Revue Forestière Française*. 2002. Vol. 54, n°1, p. 17-42.

- LEROI-GOURHAN A., ALLAIN J. Lascaux inconnu. CNRS, 1979. ISBN : 2-222-02178-2.
- LEROI-GOURHAN A., EVIN J. Les datations de Lascaux in Lascaux inconnu. *Supplément à Gallia Préhistoire Paris*. 1979. Vol. 12, p. 81-84.
- LOKE M. H. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 26 juillet 2004.
- LOKE M. H., ACWORTH I., DAHLIN T. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*. 2003. Vol. 34, n°3, p. 182. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1071/EG03182> >
- LOKE M. h., BARKER R. d. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. *Geophysical Prospecting*. 1 janvier 1996. Vol. 44, n°1, p. 131-152. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x> >
- LOPEZ B. Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. Thèse. University of Bordeaux, 2009. 399 p.
- MA R., MCBRATNEY A., WHELAN B., MINASNY B., SHORT M. Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement. *Precision Agriculture*. février 2011. Vol. 12, n°1, p. 55-66. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11119-009-9156-7> >
- MANGIN A. Apport de l'hydrodynamique pour la compréhension des aquifères karstiques. Thèse. Université de Dijon, 1975. 267 p.
- MATHERON G. Présentation des variables régionalisées. *Journal de la société statistique de Paris*. 1966. Vol. 107, p. 263-275.
- MICROMERITICS INSTRUMENT. AccuPyc II 1340 Operator's Manual V1.02 - Appendix C, Theory. 2007.
- MINVIELLE S. Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques: utilisation de la méthode ISc-Pco2 et des modèles réservoirs [En ligne]. Thèse. Université de Bordeaux, 2015. 302 p. Disponible sur : < <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01289171/> > (consulté le 28 juin 2017)
- MONTARON B. Connectivity theory - A new approach to modeling non-Archie rocks. *Petrophysics*. avril 2009. Vol. 50, n°2, p. 102-115.
- MOREAU S., RIPAUD F., SAIDI F., BOUYÉ J.-M. Laboratory test to study waste moisture from resistivity. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Waste and Resource Management*. février 2011. Vol. 164, n°1, p. 17-30. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1680/warm.900025> >
- OR D., WRAITH J. M. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model. *Water Resources Research*. février 1999. Vol. 35, n°2, p. 371-383. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/1998WR900008> >
- PERRIN S. Expertise des peuplements forestiers appartenant à l'état et en cours d'acquisition sur la colline de Lascaux. Lascaux : 2013.
- PERRIN S. Diagnostic et propositions de gestion des peuplements résineux situés sur les alterites ouest. Lascaux : 2014.

PEYRAUBE N. Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst: application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). Thèse. Université Bordeaux 1, 2011. 350 p.

PEYRAUBE N., LASTENNET R., LOPEZ B., SIRIEIX C., NAUDET V., DENIS A. Epikarstic hydrogeological reconnaissance using geophysical methods. Case study of the Lascaux cave (France). In : *Integrating Groundwater Science and Human Well-being. Proceedings of 36th IAH Congress*. Toyama, Japan : 2008.

PEYRONY D. L'art pictural de la grotte de Lascaux et celui dit : « Levantin espagnol ». *Bulletin de la Société préhistorique française*. 1949. Vol. 46, n°3, p.117. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3406/bspf.1949.2510> >

QUINIF Y., BAELE J.-M., HAVRON C., DUBOIS C., KAUFMANN O., VERGARI A. Fantômisation: un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistase d'Erhart. *Geologica Belgica*. 2014. Vol. 17, n°1, p. 66-74.

RABIER C., ANGUI Y., CABIOCH G., GENTHON P. Characterization of various stages of calcitization in Porites sp corals from uplifted reefs — Case studies from New Caledonia, Vanuatu, and Futuna (South-West Pacific). *Sedimentary Geology*. novembre 2008. Vol. 211, n°3-4, p. 73-86. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.08.005> >

REVL A., CATHLES L. M. I., LOSH S., NUNN J. A. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of Geophysical Research*. 10 octobre 1998. Vol. 103, n°B10, p. 23,925-23,936.

RHOADES J. D., CHANDUVI F., LESCH S. Soil salinity assessment: methods and interpretation of electrical conductivity measurements. Rome : Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1999. 150 p.(FAO irrigation and drainage paper, 57)ISBN : 978-92-5-104281-6.

RHOADES J. D., MANTEGHI N. A., SHOUSE P. J., ALVES W. J. Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations. *Soil Science Society of America Journal*. 1989. Vol. 53, n°2, p. 433-439.

RICHARDS L. A. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. United States Department Of Agriculture; Washington, 1969.

RONCZKA M., RÜCKER C., GÜNTHER T. Numerical study of long-electrode electric resistivity tomography — Accuracy, sensitivity, and resolution. *Geophysics*. novembre 2015a. Vol. 80, n°6, p. E317-E328. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/geo2014-0551.1> >

RONCZKA M., VOß T., GÜNTHER T. Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT. *Journal of Applied Geophysics*. novembre 2015b. Vol. 122, p. 202-209. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.014> >

RÜCKER C., GÜNTHER T. The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. *Geophysics*. juillet 2011. Vol. 76, n°4, p. F227-F238. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.3581356> >

RÜCKER C., GÜNTHER T., SPITZER K. Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling. *Geophysical Journal International*. août 2006. Vol. 166, n°2, p. 495-505. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x> >

- RUCKER D. F., LOKE M. H., LEVITT M. T., NOONAN G. E. Electrical-resistivity characterization of an industrial site using long electrodes. *GEOPHYSICS*. juillet 2010. Vol. 75, n°4, p. WA95-WA104. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.3464806> >
- SALOMON J. N. Le karst de L'Entre-Deux-Mers (Gironde) par P. Boyries, 1987. *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*. 1990. Vol. 16, n°1, p. 53-55.
- SCHOELLER H. Étude géologique, hydrogéologique et climatologique de la grotte de Lascaux pendant le cycle 1964-1965. *Rapport d'étude*. 1965. Vol. 30,.
- SHEETS K. R., HENDRICKX J. M. H. Noninvasive soil water content measurement using electromagnetic induction. *Water Resources Research*. octobre 1995. Vol. 31, n°10, p. 2401-2409.
- SINGHA K., GORELICK S. M. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophysics*. mai 2006. Vol. 71, n°3, p. G83-G91. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/1.2194900> >
- SIRIEIX C., RISS J., REY F., PRÉTOU F., LASTENNET R. Electrical resistivity tomography to characterize a karstic Vauclisian spring: Fontaine d'Orbe (Pyrénées, France). *Hydrogeology Journal*. juin 2014. Vol. 22, n°4, p. 911-924. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1095-8> >
- SIRIEIX C., VERDET C. Mesures géophysiques sur le site de Lascaux (24) : zone nord du site. Bordeaux : I2M - Université de Bordeaux, 2017.
- SIRIEIX C., VERDET C. Mesures géophysiques sur le site de Lascaux (24) : zone nord-ouest du site. Bordeaux : I2M - Université de Bordeaux, 2018.
- SIRIEIX C., XU S. Mesures géophysique sur le site de Lascaux : Détermination de la zone de remplissage. Université de Bordeaux, DRAC, 2014.
- SLATER L., BINLEY A., VERSTEEG R., CASSIANI G., BIRKEN R., SANDBERG S. A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*. 2002. Vol. 49, n°4, p. 211-229.
- THÉRY-PARISOT I., THIÉBAULT S., DELANNOY J.-J., FERRIER C., FERUGLIO V., FRITZ C., GELY B., GUIBERT P., MONNEY J., TOSELLO G., CLOTTES J., GENESTE J.-M. Illuminating the cave, drawing in black: wood charcoal analysis at Chauvet-Pont d'Arc. *Antiquity*. avril 2018. Vol. 92, n°362, p. 320-333. Disponible sur : < <https://doi.org/10.15184/aqy.2017.222> >
- TSOKAS G. N., TSOURLOS P. I., VARGEMEZIS G., NOVACK M. Non-destructive electrical resistivity tomography for indoor investigation: the case of Kapnikarea Church in Athens. *Archaeological Prospection*. janvier 2008. Vol. 15, n°1, p. 47-61. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/arp.321> >
- TSOURLOS P., PAPADOPOULOS N., PAPAACHOS C., YI M.-J., KIM J.-H. Efficient 2D inversion of long ERT sections. *Journal of Applied Geophysics*. juin 2014. Vol. 105, p. 213-224. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.03.022> >
- UNESCO. Sites préhistoriques et grottes ornées de la vallée de la Vézère - UNESCO World Heritage Centre. In : *UNESCO*. 1979. Disponible sur : < <http://whc.unesco.org/fr/list/85/> > (consulté le 13 mars 2018)
- VACHER H. L., MYLROIE J. E. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*. 2002. Vol. 17, n°2, p. 182.

VANDEBORGHT J., KEMNA A., HARDELAUF H., VEREECKEN H. Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study: monitoring of a tracer test using ERT. *Water Resources Research*. juin 2005. Vol. 41, n°6,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2004WR003774> > (consulté le 27 novembre 2017)

VERDET C., ANGUI Y., SIRIEIX C., CLÉMENT R., GABORIEAU C. On the effect of electrode finiteness in small-scale electrical resistivity imaging. *Geophysics*. novembre 2018. Vol. 83, n°6, p. EN39-EN52. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1190/geo2018-0074.1> >

VERDET C., ANGUI Y., SIRIEIX C., GABORIEAU C., MARACHE A., RISS J., MALAURENT P. Analyse microstructurale des formations de la colline de Lascaux caractérisées par tomographie de résistivité électrique. In : *Workshop karsts et bassins sédimentaires*. Alès : 2017a. p. 44-46.

VERDET C., SIRIEIX C., ANGUI Y., CLÉMENT R., GABORIEAU C. Electrode influence on micro-ERT field dataset subjected to fire. In : *23rd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. Malmö, Sweden : 2017b. Disponible sur : < <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=89988> > (consulté le 13 septembre 2017)

VINCENT M., MATHON C. Caractérisation de l'aléa lié à la présence de carrières souterraines abandonnées en périphérie immédiate de la ville de Saint-Emilion (Gironde) - Secteur sud-ouest de la ville. BRGM, 1999.

VOUVÉ J. Travaux préliminaires dans le cadre de l'aménagement d'un nouvel accès dans la grotte de Lascaux - Creusement d'un puits. Périgueux : Ministère des Affaires Culturelles, 1968a.

VOUVÉ J. Rapport concernant le contexte géologique. Périgueux : Ministère des Affaires Culturelles, 1967a.

VOUVÉ J. Etude géologique des alentours immédiats des Salles ensablées de la grotte de Lascaux. Périgueux : Ministère des Affaires Culturelles, 1966.

VOUVÉ J. Extension du réseau karstique supérieur de la grotte de Lascaux. Périgueux : Ministère des Affaires Culturelles, 1967b.

VOUVÉ J. Rapport géologique après creusement d'un tunnel dans la partie sud-est de la grotte de Lascaux. Périgueux : Ministère des Affaires Culturelles, 1968b.

WAGNER F. M., BERGMANN P., RÜCKER C., WIESE B., LABITZKE T., SCHMIDT-HATTENBERGER C., MAURER H. Impact and mitigation of borehole related effects in permanent crosshole resistivity imaging: An example from the Ketzin CO2 storage site. *Journal of Applied Geophysics*. décembre 2015. Vol. 123, p. 102-111. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.10.005> >

WANG M., DICKIN F. J., MANN R. Electrical resistance tomographic sensing systems for industrial applications. *Chemical Engineering Communications*. décembre 1999. Vol. 175, n°1, p. 49-70. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/00986449908912139> >

WATLET A., KAUFMANN O., TRIANTAFYLLOU A., POULAIN A., CHAMBERS J. E., MELDRUM P. I., WILKINSON P. B., HALLET V., QUINIF Y., VAN RUYMBEKE M., VAN CAMP M. Imaging groundwater infiltration dynamics in the karst vadose zone with long-term ERT monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*. 1 mars 2018. Vol. 22, n°2, p. 1563-1592. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-22-1563-2018> >

- WELLS C. B. Electrolytic conductivity of soil solution and waters: conversions from conductance measurements at field temperatures. Melbourne : CSIRO, 1978. 17 p.(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization/Division of soils technical paper, 37)ISBN : 978-0-643-00287-6.
- WHITNEY M., BRIGGS L. J. An electrical method of determining the temperature of soils. USDA Division of soil Buuletin. Washington D.C. : US Gov Print Office, 1897.
- WILLIAMS P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*. 2008. Vol. 37, n°1, p. 1.
- WINSAUER W. O., SHEARIN JR H. M., MASSON P. H., WILLIAMS M. Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. *AAPG bulletin*. 1952. Vol. 36, n°2, p. 253–277.
- WORTHINGTON S. R. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. *Karst modeling, Eds. AN Palmer, MV Palmer and ID Sasowsky, Special Publication*. 1999. n°5, p. 30-37.
- XU S. Caractérisation de l'environnement karstique de la grotte de Lascaux par couplage de méthodes géophysique, statistique et géostatistique. Thèse. Université de Bordeaux, 2015. 301 p.
- XU S., SIRIEIX C., FERRIER C., LACANETTE-PUYO D., RISS J., MALAURENT P. A geophysical tool for the conservation of a decorated cave – a case study for the Lascaux cave. *Archaeological Prospection*. 1 octobre 2015. Vol. 22, n°4, p. 283-292. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/arp.1513> >
- XU S., SIRIEIX C., MARACHE A., RISS J., MALAURENT P. 3D geostatistical modeling of Lascaux hill from ERT data. *Engineering Geology*. novembre 2016. Vol. 213, p. 169-178. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.09.009> >
- XU S., SIRIEIX C., RISS J., MALAURENT P. A clustering approach applied to Time-Lapse ERT interpretation - case study of Lascaux Cave. *Journal of Applied Geophysics*. juillet 2017. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.07.006> >
- ZHOU D., STENBY E. H. A percolation study of wettability effect on the electrical properties of reservoir rocks. *Transport in Porous Media*. octobre 1997. Vol. 29, n°1, p. 85-98. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1023/A:1006598111378> >

ANNEXES

Annexe 1.	Tableau récapitulatif des dates de mesures du suivi de TRE à Lascaux	202
Annexe 2.	Description des tarières relevées en juin 2016	203
2.A.	Tarières le long du profil OE2-2	203
2.B.	Tarières le long du profil OE2-1	205
2.C.	Tarières le long du profil OE2-3	206
Annexe 3.	Profils inversés du suivi temporel	207
3.A.	Profil N50	207
3.B.	Profil N100	213
3.C.	Profil S50	218
3.D.	Profil S100	223
Annexe 4.	Résultats de l'ACP	229
4.A.	Profil S100	229
4.B.	Profil N50	230
4.C.	Profil N100	231
Annexe 5.	Profils inversés pour la reconstruction des modèles 3D	232
5.A.	Profils noté OE	232
5.B.	Profils noté NS	236
Annexe 6.	Cartes variographiques correspondant aux campagnes 3D	239
6.A.	Juin 2016	239
6.B.	Octobre 2016	240
6.C.	Indicatrice mars 2018	241
Annexe 7.	Figure du modèle 3D pour les trois campagnes	242

Annexe 1. Tableau récapitulatif des dates de mesures du suivi de TRE à Lascaux

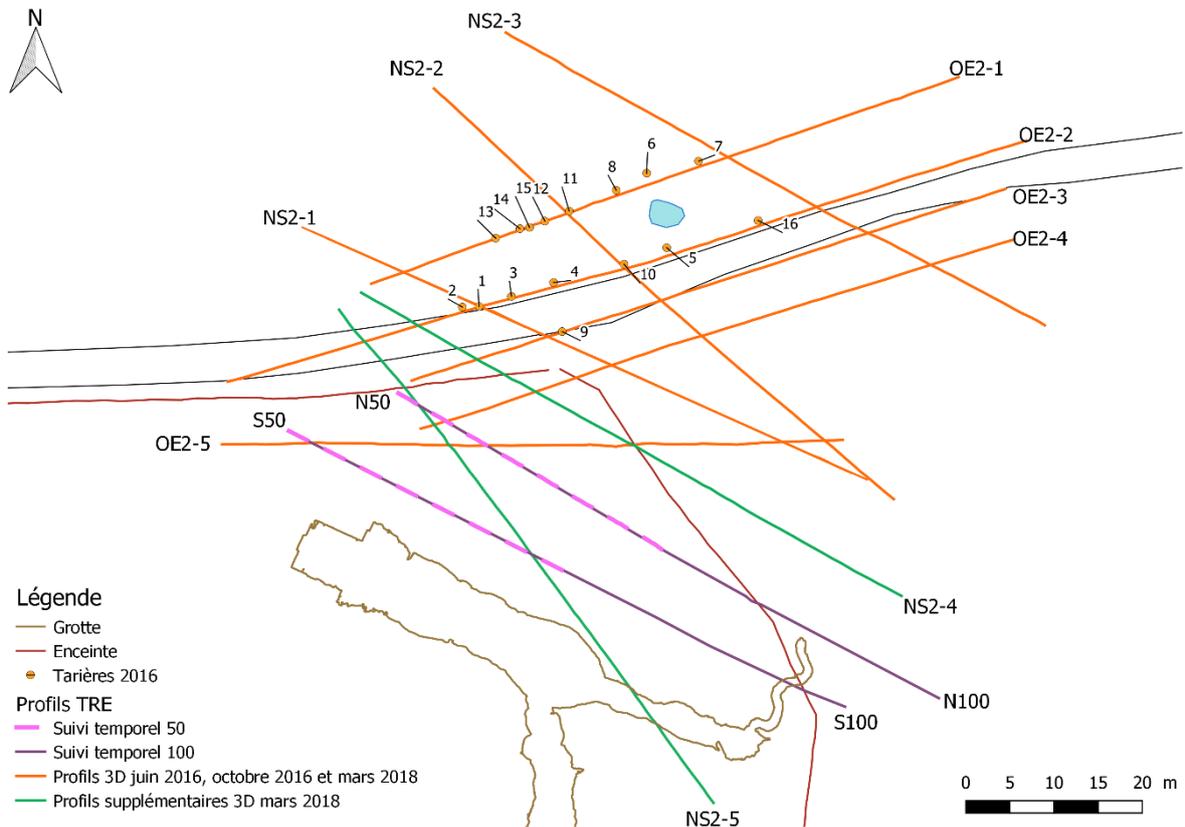
Le tableau ci-dessous présente les dates auxquelles les mesures des quatre profils ont été réalisés.

Date	Nord		Sud	
	0.5 m	1 m	0.5 m	1 m
06/06/2012	x			
07/06/2012				x
04/10/2012	x		x	
24/10/2012	x	x		x
29/11/2012	x	x	x	x
12/12/2012	x	x	x	x
25/01/2013	x	x	x	x
06/02/2013		x		x
22/02/2013	x	x	x	x
04/03/2013	x	x	x	x
03/04/2013	x	x	x	x
16/05/2013	x	x	x	x
19/06/2013	x	x	x	x
02/07/2013	x	x	x	x
16/07/2013	x	x	x	x
05/09/2013	x	x	x	x
27/09/2013	x	x	x	x
23/10/2013	x	x	x	x
13/11/2013	x	x	x	x
28/11/2013	x	x	x	x
16/12/2013	x	x	x	x
10/01/2014	x	x	x	x
28/03/2014	x	x	x	x
18/12/2014	x	x	x	x
09/01/2015	x	x	x	x
23/01/2015	x	x	x	x
19/02/2015	x	x	x	x
10/03/2015	x	x	x	x
07/04/2015	x	x	x	x
12/05/2015	x	x	x	x
12/06/2015	x	x	x	x
05/10/2015	x		x	x
16/10/2015	x	x	x	x
10/11/2015	x	x	x	x
30/11/2015	x	x	x	x
14/12/2015	x	x	x	x
08/01/2016	x	x	x	x
27/01/2016	x	x	x	x
16/02/2016	x	x	x	x
18/05/2016	x	x	x	

Date	Nord		Sud	
	0.5 m	1 m	0.5 m	1 m
07/06/2016	x	x	x	x
21/06/2016	x	x	x	x
13/07/2016	x	x	x	x
06/09/2016	x	x	x	x
20/10/2016	x	x	x	x
05/12/2016	x	x	x	x
05/01/2017	x	x	x	x
17/01/2017	x	x	x	x
16/02/2017	x	x	x	x
26/04/2017	x	x	x	x
14/06/2017	x	x	x	x
20/07/2017	x	x	x	x
15/09/2017	x	x	x	x
14/11/2017	x	x	x	x
08/12/2017	x	x	x	x

Annexe 2. Description des tarières relevées en juin 2016

L'emplacement des tarières a été choisi à partir des premiers résultats des TRE obtenus sur le terrain (figure ci-dessous). Leur but premier était de retrouver la limite entre calcaires et formations détritiques. Les tarières sont présentées en fonction des profils ou elles ont été relevées, et la distance par rapport au début du profil.



2.A. Tarières le long du profil OE2-2

Tarière 1 : 30 m sur le profil OE2-02, bord nord de la route

10 cm : morceau calcaire dans terre végétale

20 cm : zones sableuses oranges, carbonatées

Refus : 30 cm calcaire ?

Tarière 2 : 28 m sur OE2-2

25 cm : calcaire sous forme de poudre blanche (altéré)

30 cm : calcaire altéré



Tarière 1 - 20 cm, terre brune contenant des morceaux de calcaires

45 cm : orangé avec calcaire

53 cm : refus (calcaire)

Tarière 3 : 34 m sur OE2-2, sur talus

0 à 20 cm : passages de couleur orange

25 cm : refus

Tarière 4 : 39 m sur OE2-2, sur talus

0 cm : terre végétale (TV)

30 cm : argile sans effervescence

40 cm : argile plus orangée

50 cm : argile et calcaire sous forme de « débris de petites tailles »

55cm : calcaire très argileux

60 cm : refus

64 cm : calcaire altéré, humide ?

66 cm : calcaire +fissure verticale en place, contenant argile, eau



Tarière 3, sables de couleurs orangé.

Tarière 5 : 52.5 m sur OE2-2, Est-ce en place ? Ou est-ce un bourrelet déplacé pendant les travaux de la mare ?

A proximité de la mare, un peu plus bas

20 cm : calcaire altéré et noir

25 cm : plus claire

33 cm : partie calcaire prélevée

Tarière 10 : 47 m sur OE2-2

10 cm : TV et petits blocs calcaire, est ce en place ?, intersection avec NS2

Tarière 16 : 63 m sur OE2-2

En place ? ou provient du dessus de la route, au sud, travaux de la conduite ????

0 à 20 cm : sable argileux très humide, racines

20 à 50 cm : sables roux silex

50 cm à 70 cm : sables roux argileux

90 cm : sables plus argileux et moins humide

1 m : paillettes < 1 mm, plus argileux, cohésion plus importante

1.1 m : petites nodules argileux

1.2 m : silex

1.35 m : sables argileux humide

1.5 à 1.65 m : argiles grises sous forme de nodules

1.7 : moins argile, sables plus fins

2 m : sables (argileux)

2.4 m : humide

2.55 m : présence de paillettes de muscovite tout le long du profil

2.7 m : sable argileux avec des éclats de silex anguleux de 0.2-0.4 mm, peu humide

3.3 m : sable argileux un peu plus humide avec toujours petits silex anguleux plus nombreux. Gros silex de type rognon.

3.6 m : arrêt de la tarière



Tarière 16 à 1.1m, sable orangé et argileux composant les formations détritiques

2.B. Tarières le long du profil OE2-1

Au-delà de la mare (au nord de la mare), il ne semble pas anthropisé

Tarière 6 : 34 m sur OE2-1

En face de la mare, plus bas

0 à 0.5 m : sablo-argileux avec beaucoup de silex, de formes parallélépipédiques

0.5 m : frange capillaire, écoulement de la mare ?

Tarière 7 : 40 m sur OE2-1

TV sur 30 cm, très noire

30 à 50 cm : sable peu argileux mais silex, orangé

0.5 : nappe, eau

Tarière 8 : 30 m sur OE2-1

Pas de TV

0 à 0.25 m : (sablo) ? argileux, veines rougeâtres

Tarière 11 : 24 m sur OE2-1

Sable roux à silex

Tarière 12 : 21 m sur OE2-1

Argilo (sableux)

Tarière 13 : 15 m sur OE2-1

Calcaire très altéré

Tarière 14 : 18 m sur OE2-1

TV puis calcaire

Tarière 15 : 19 m sur OE2-1

Argile et silex sous forme de rognons

2.C. Tarières le long du profil OE2-3

Tarière 9 : 18 m sur OE2-3

A 18 m sur le chemin, près du portail, au droit de l'anomalie électrique dans le calcaire

0 à 5 cm : débris, chemin couche de roulement, casting

5 à 10 cm : argile et silex

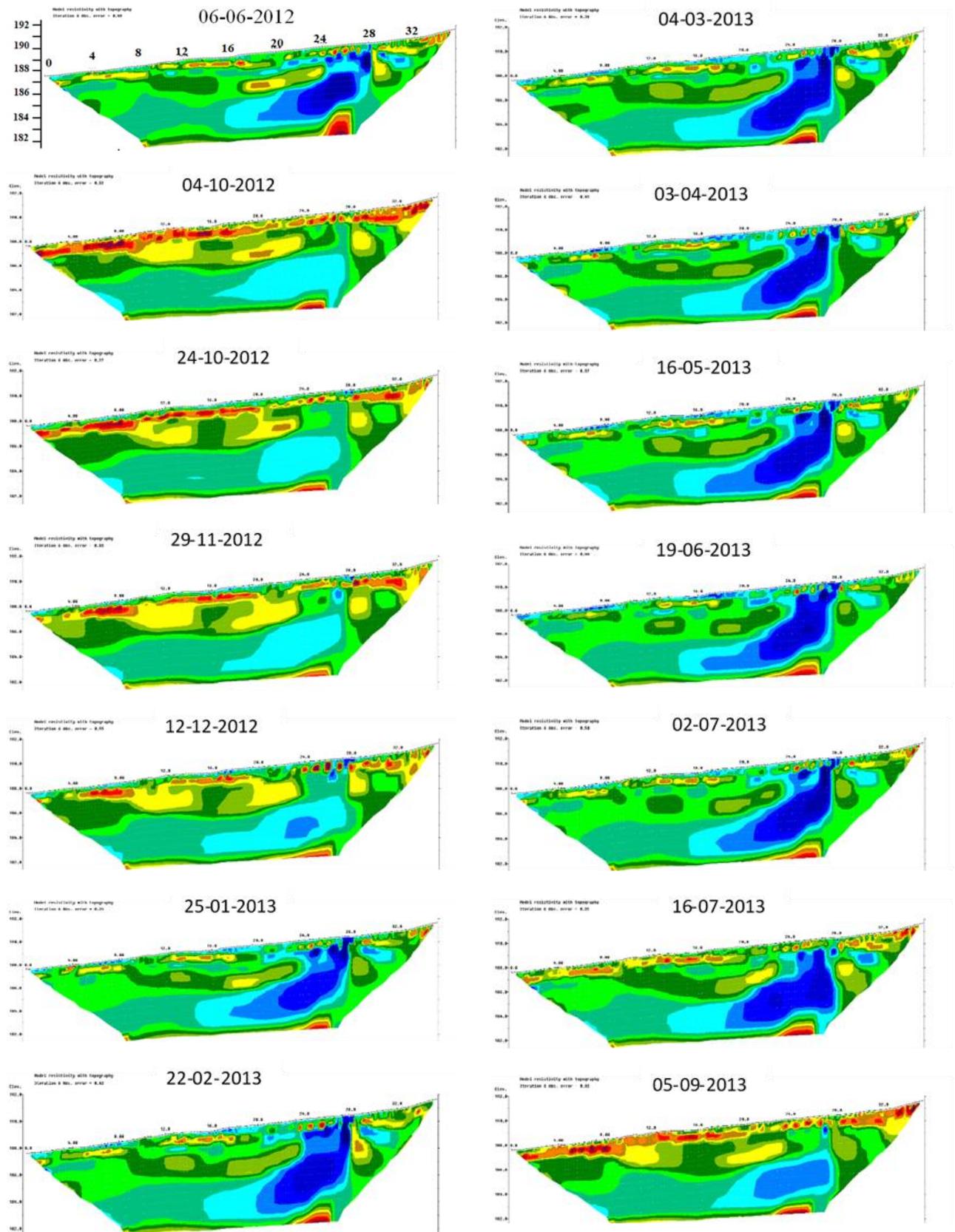
10 cm : argile

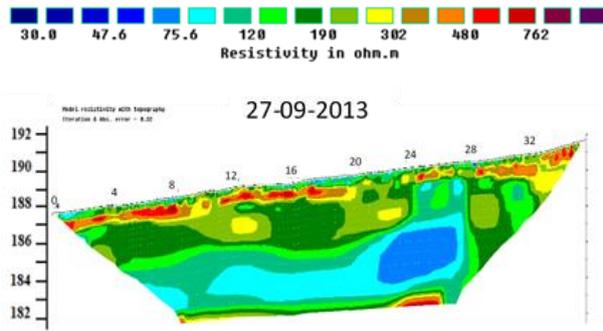
10 à 20 cm : argile ? silex

Difficile d'aller plus en profondeur

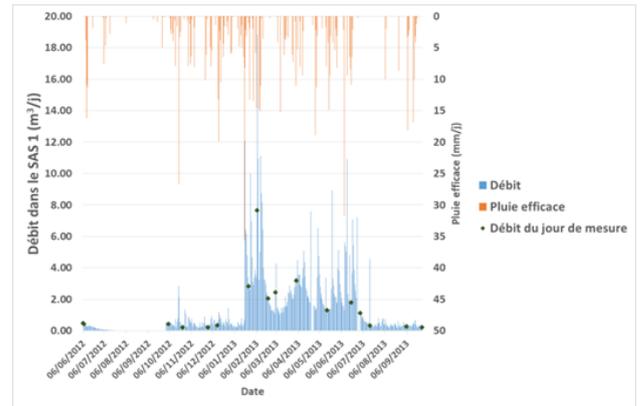
Annexe 3. Profils inversés du suivi temporel

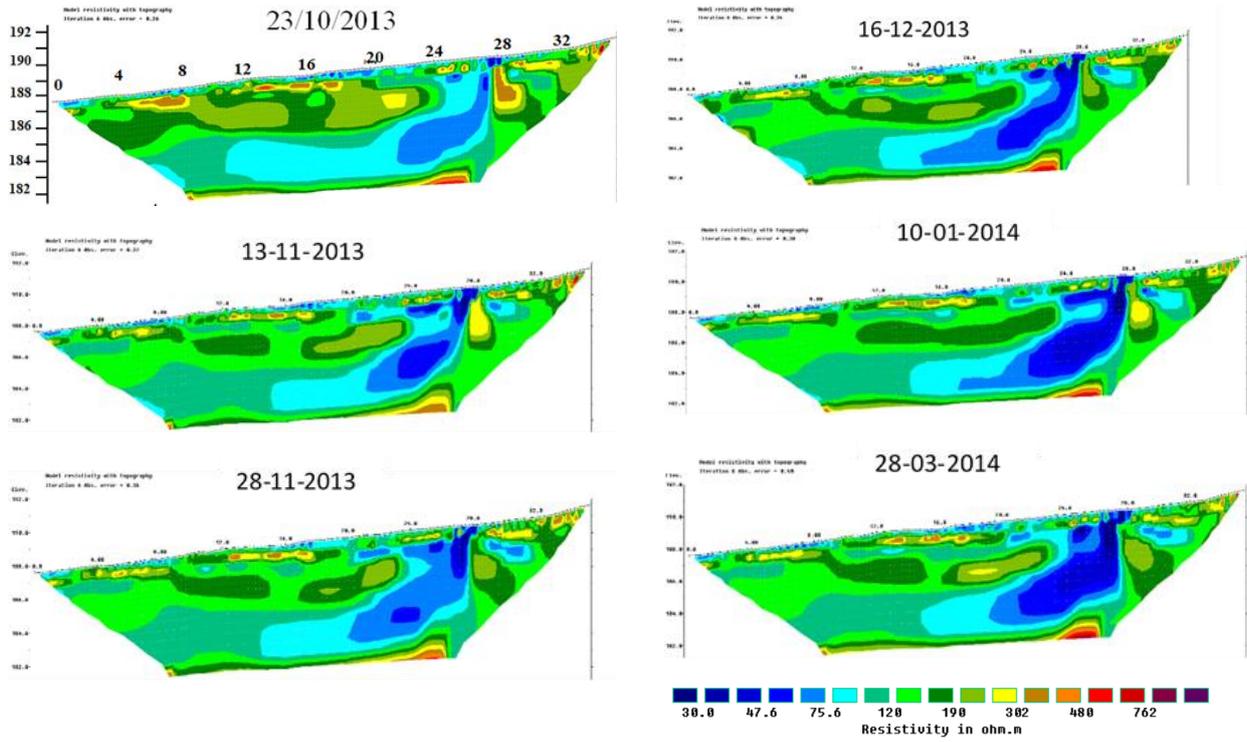
3.A. Profil N50



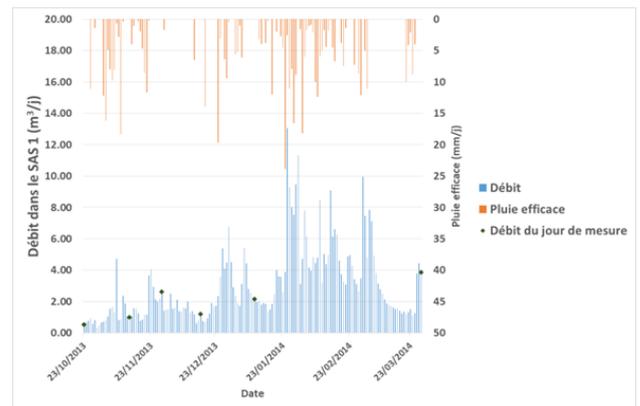


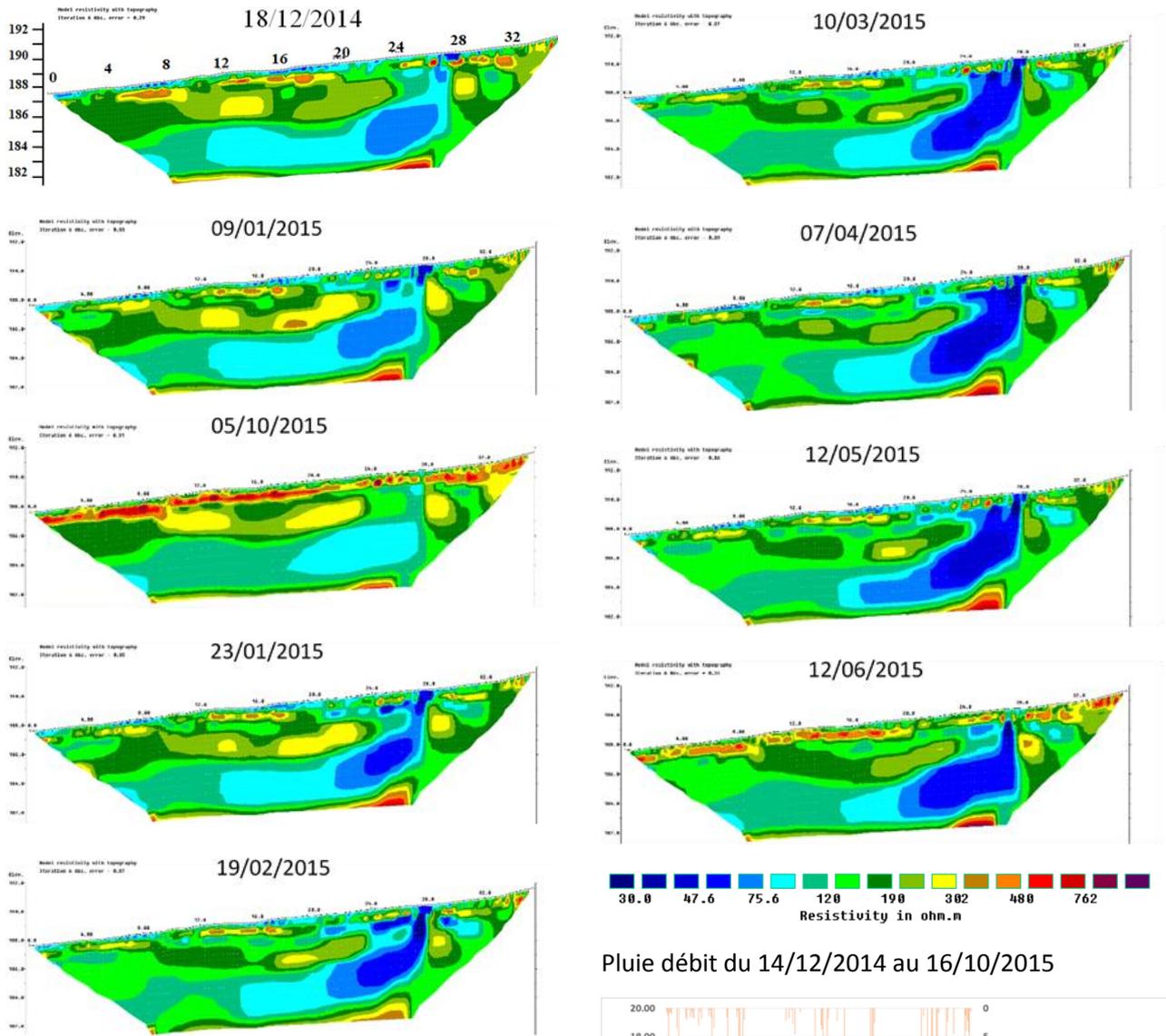
Pluie débit du 06/06/2012 au 06/09/2013



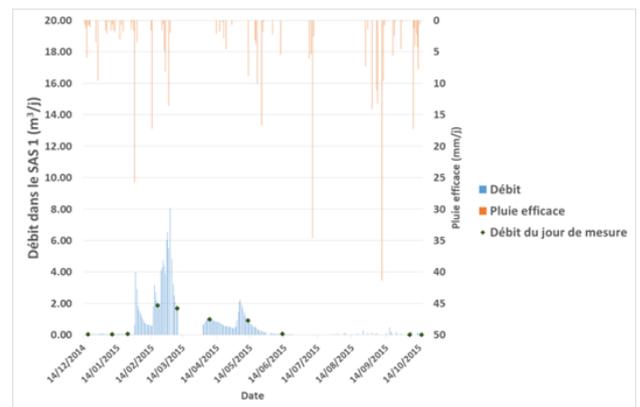


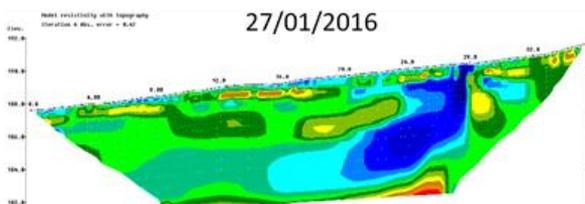
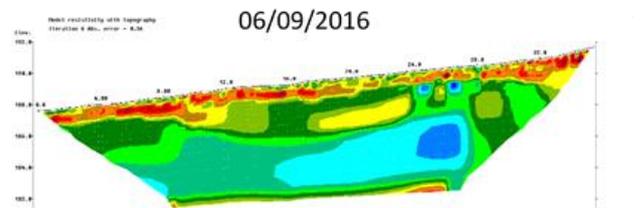
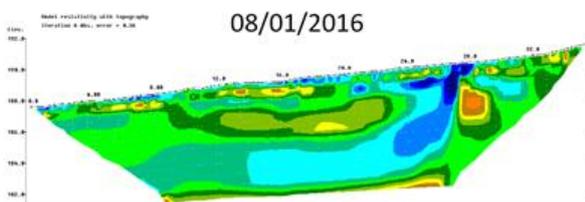
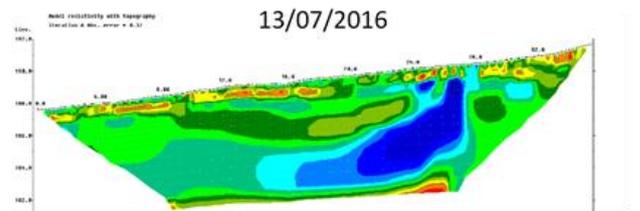
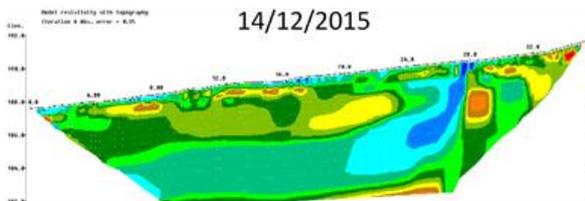
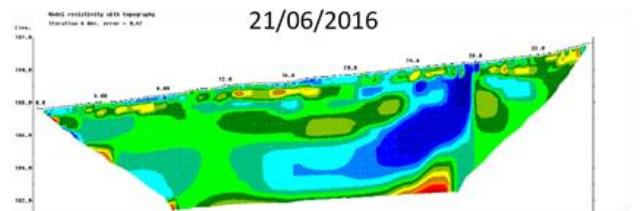
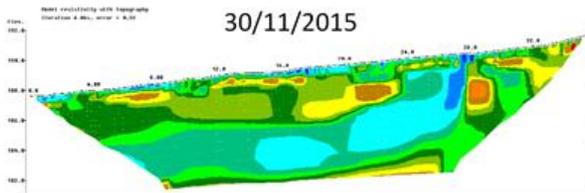
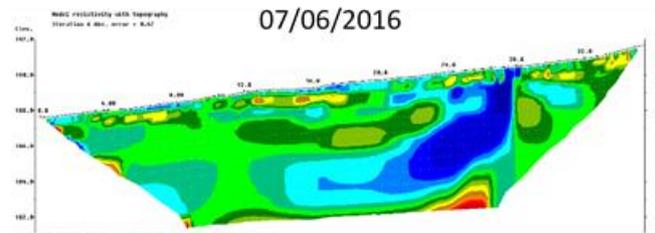
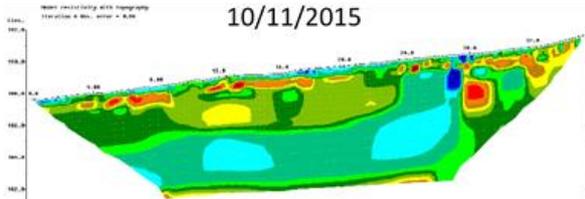
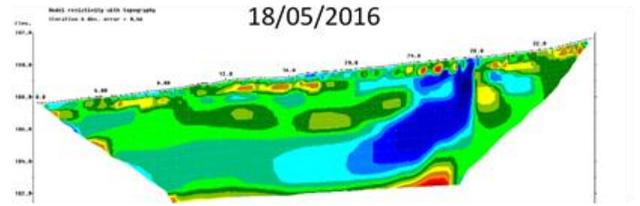
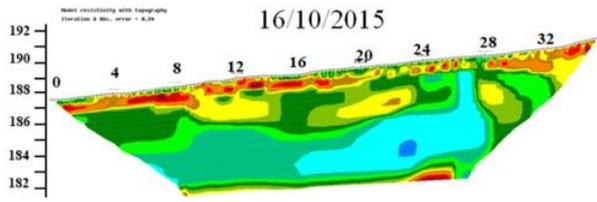
Pluie débit du 23/10/2013 au 28/03/2014



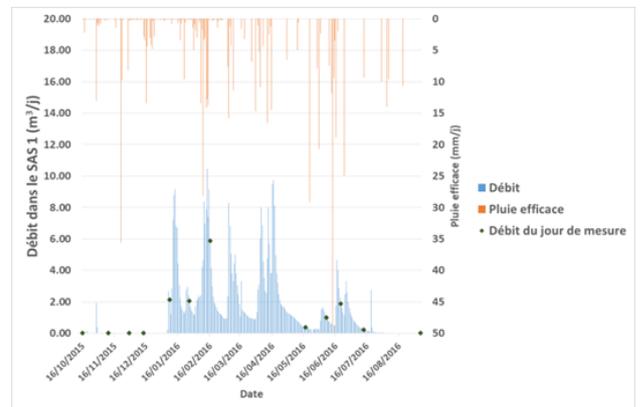


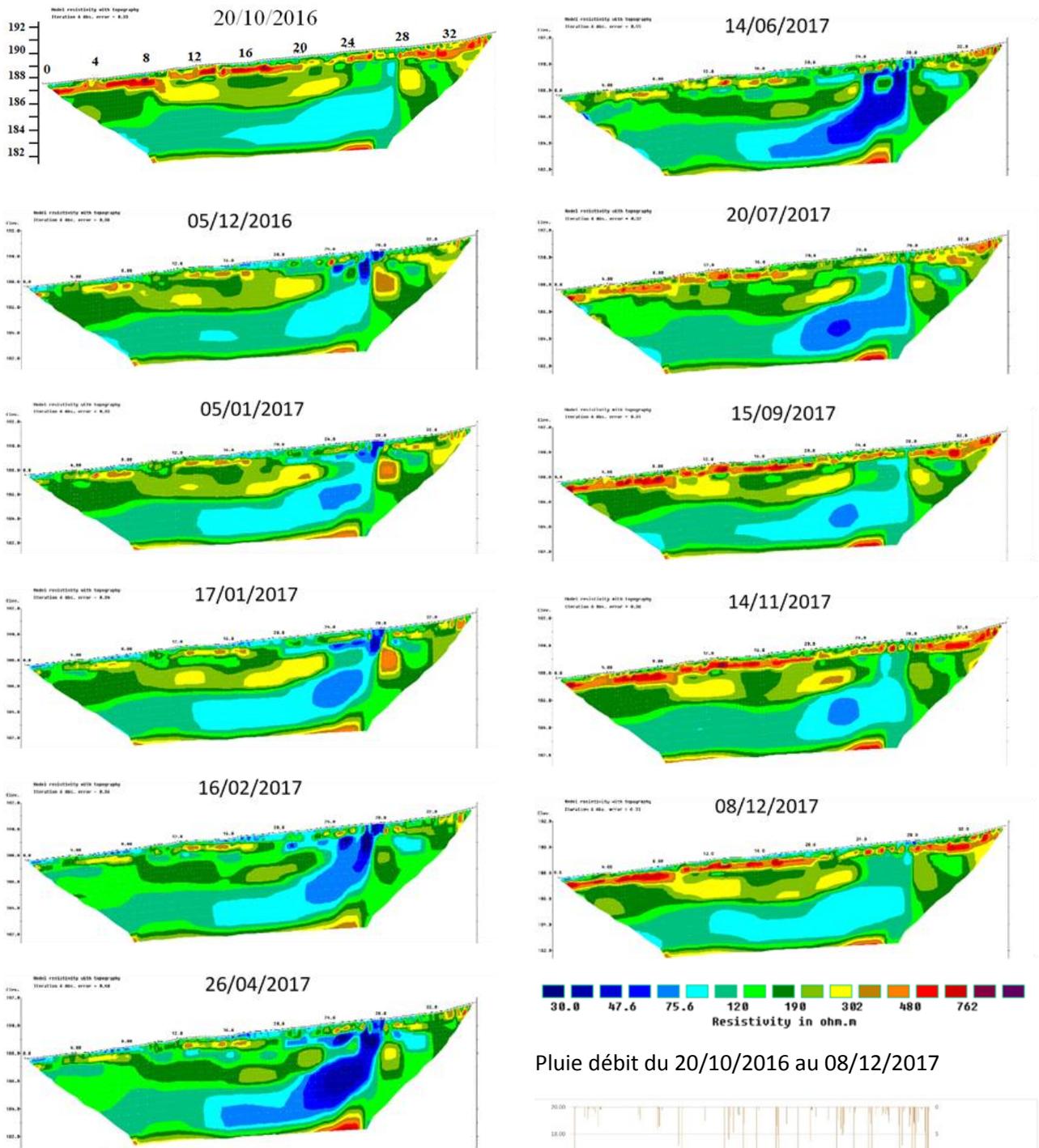
Pluie débit du 14/12/2014 au 16/10/2015



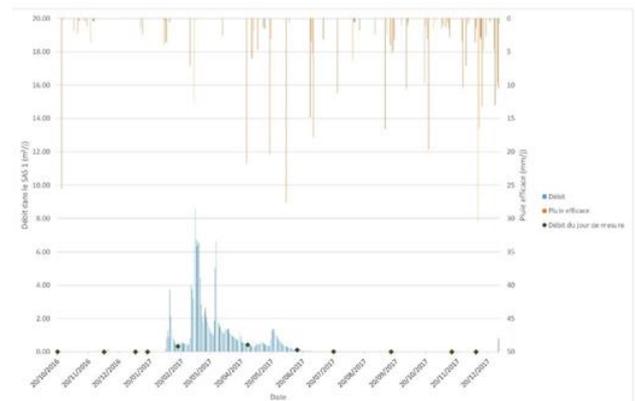


Pluie débit du 16/10/2015 au 06/09/2016

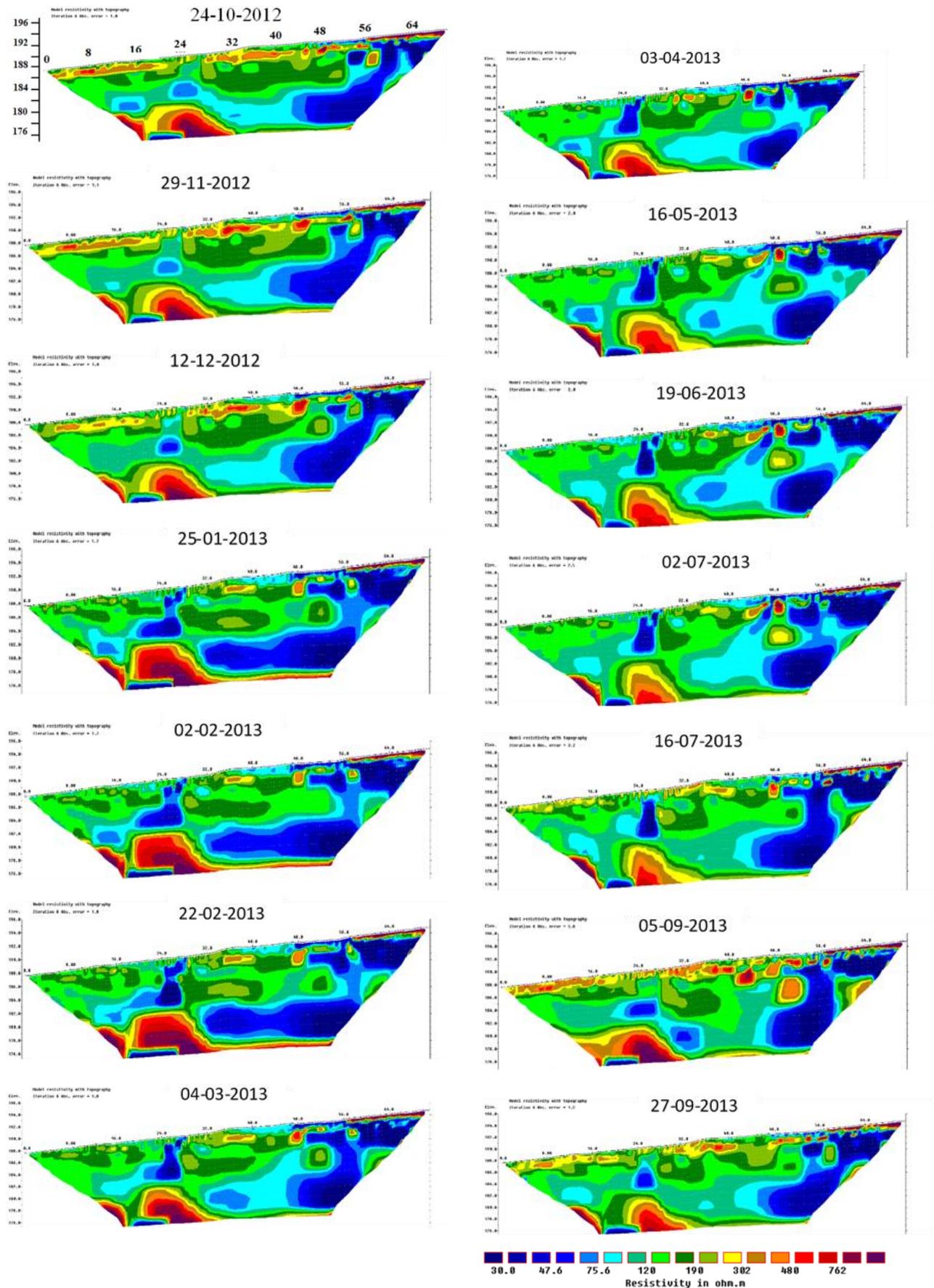


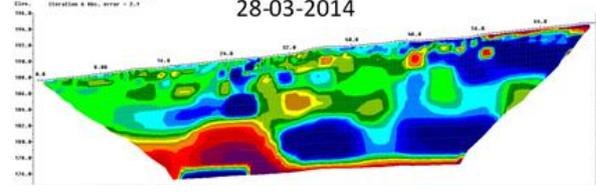
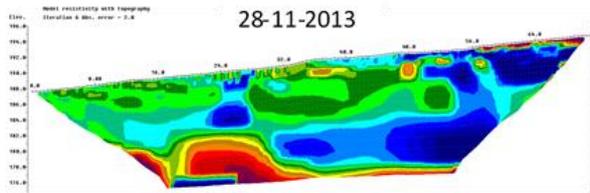
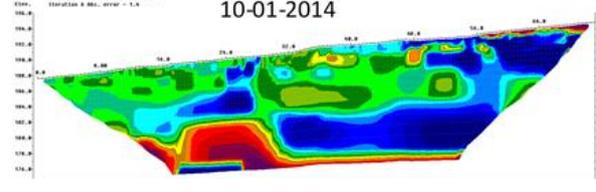
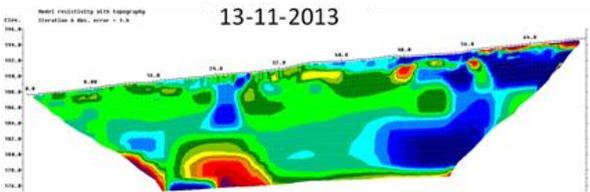
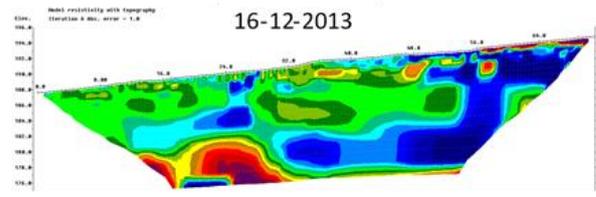
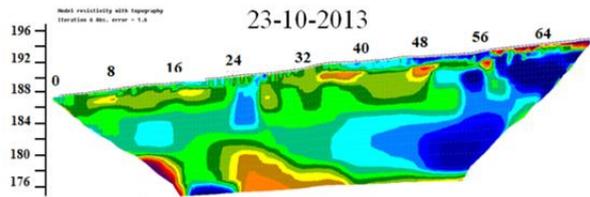


Pluie débit du 20/10/2016 au 08/12/2017

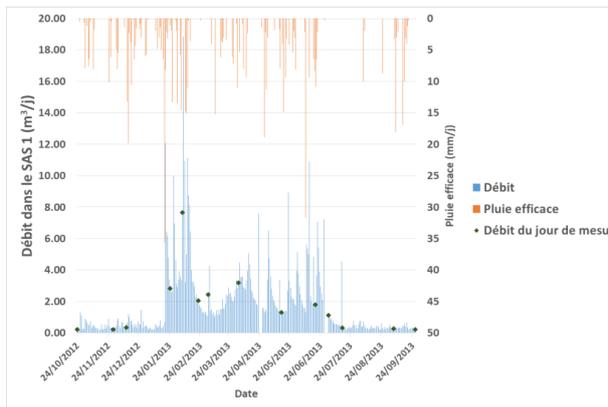


3.B. Profil N100

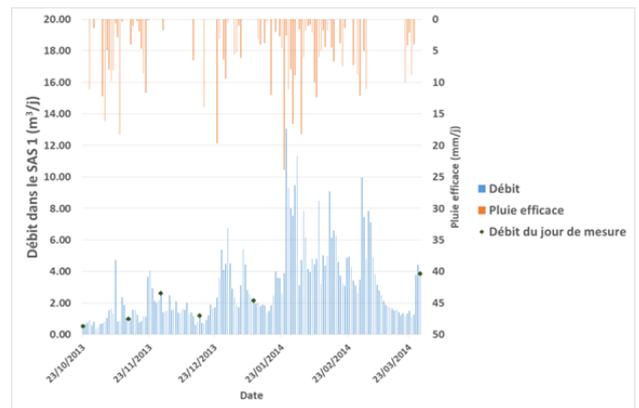


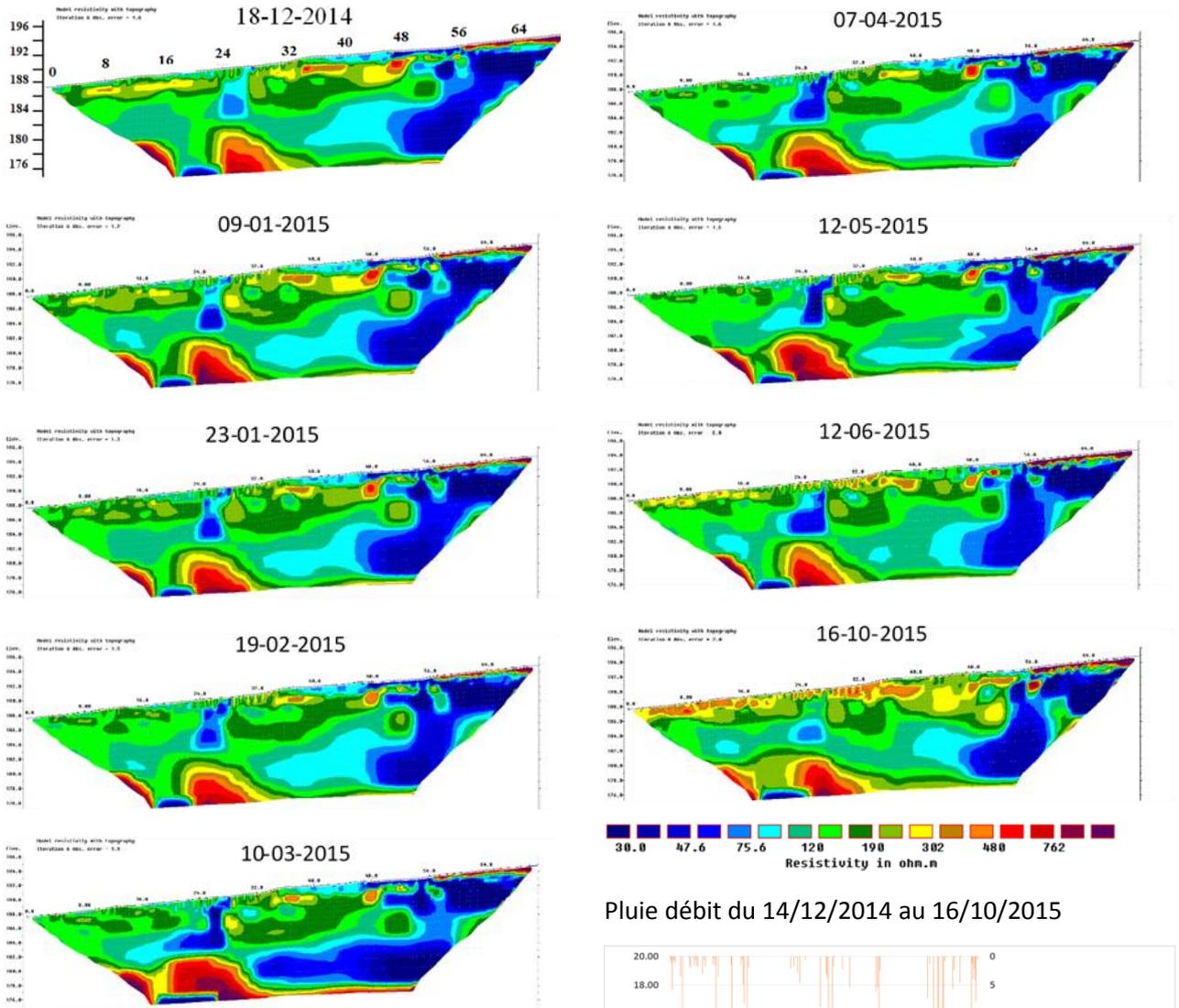


Pluie débit du 24/10/2012 au 27/09/2013

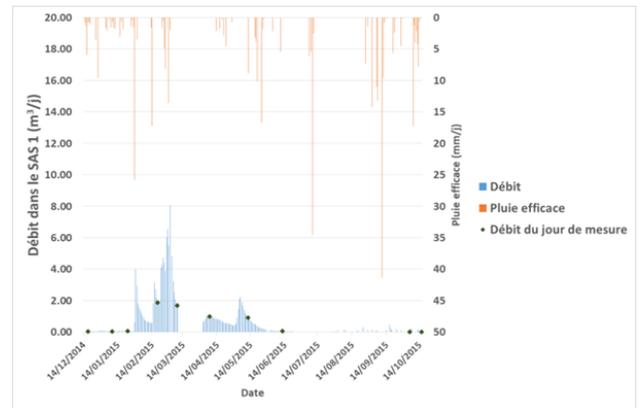


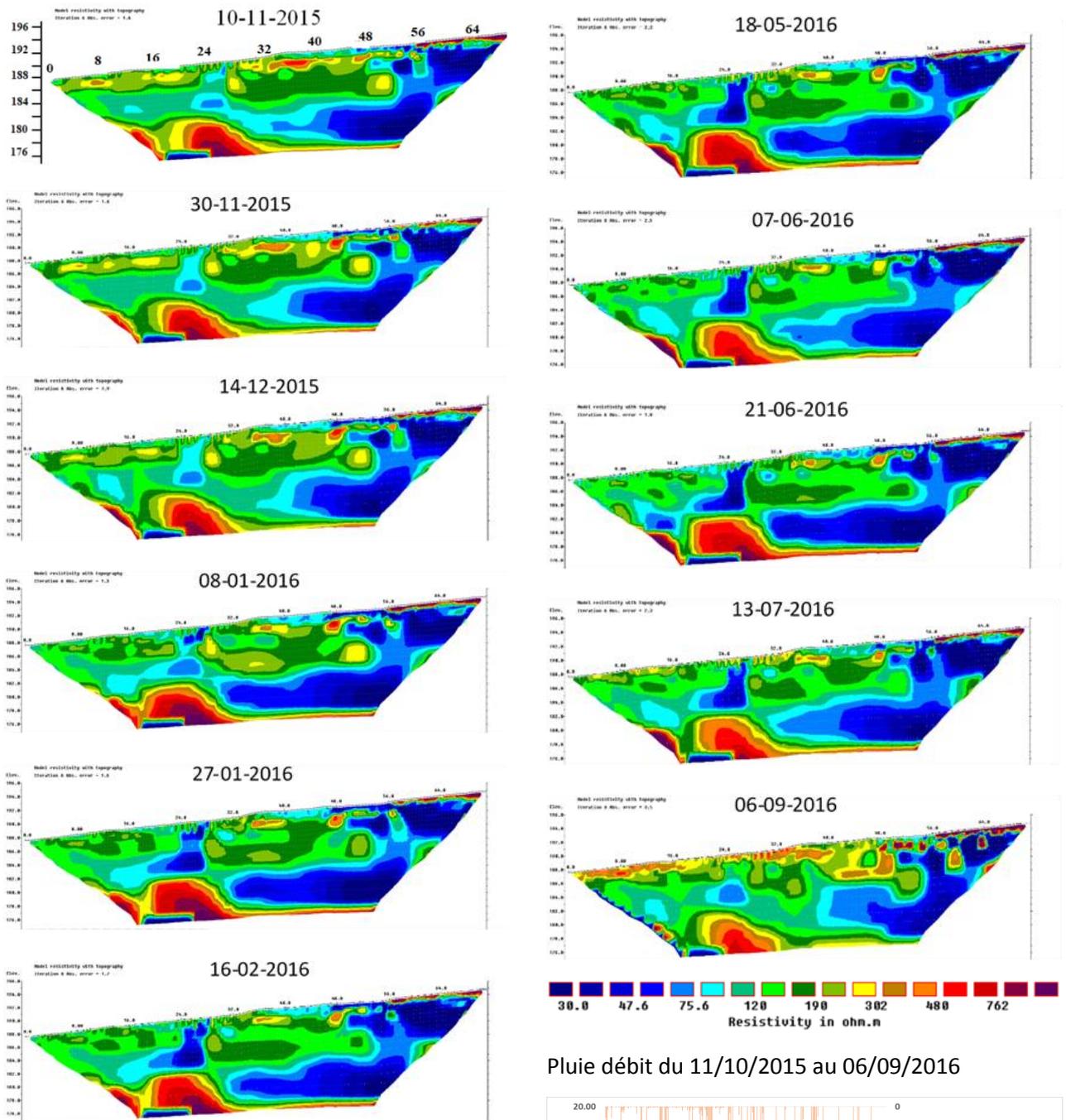
Pluie débit du 23/10/2013 au 28/03/2014



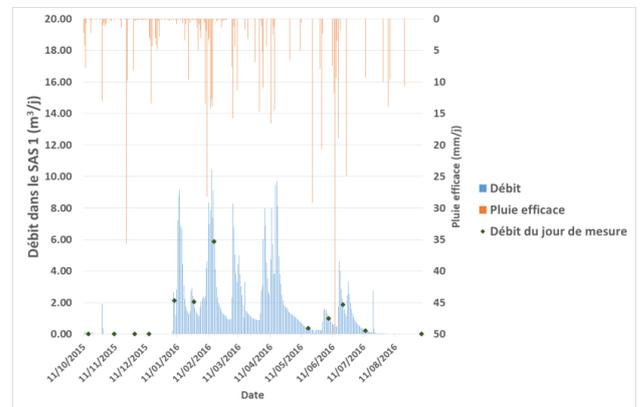


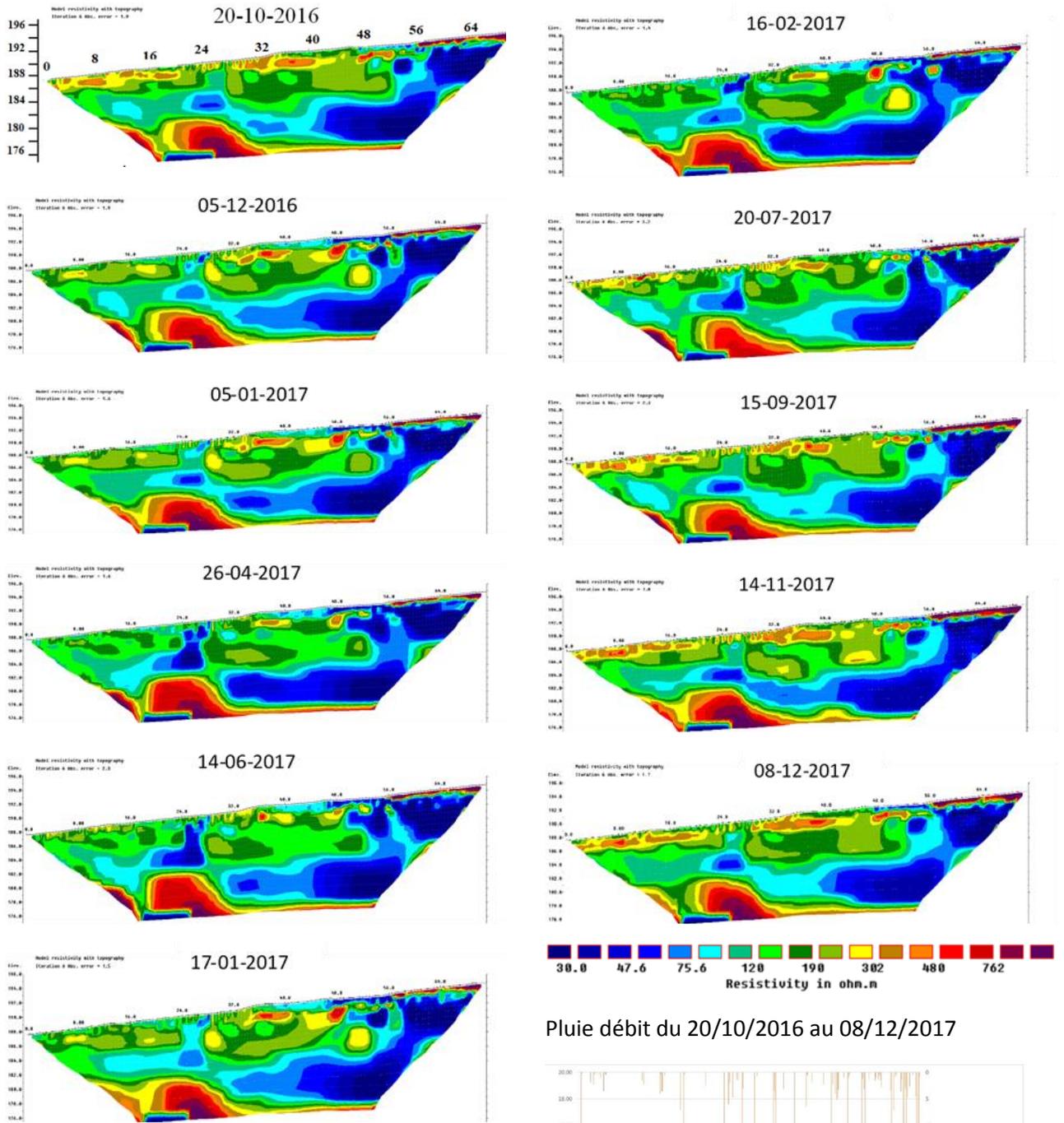
Pluie débit du 14/12/2014 au 16/10/2015



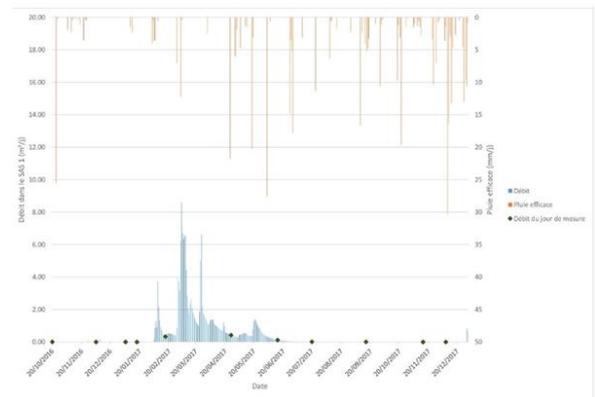


Pluie débit du 11/10/2015 au 06/09/2016

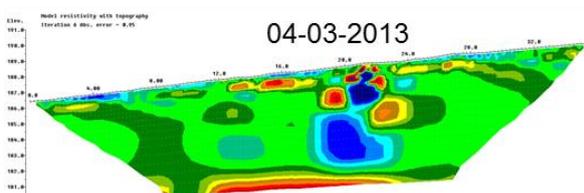
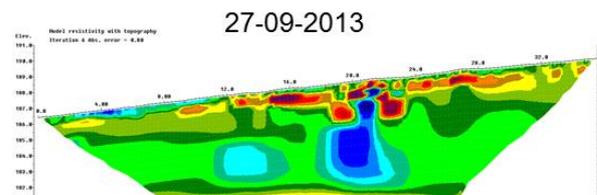
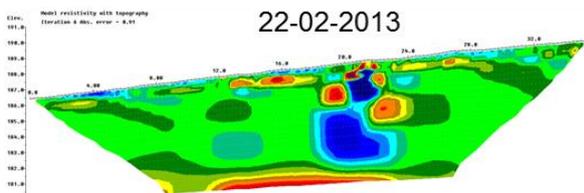
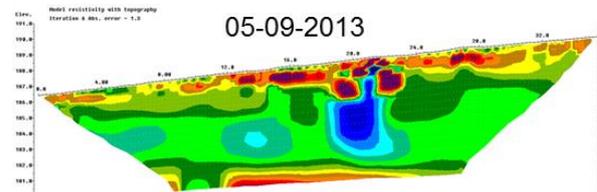
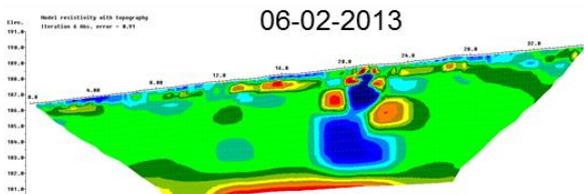
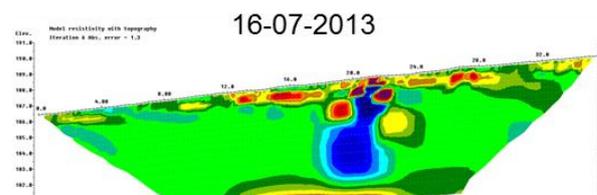
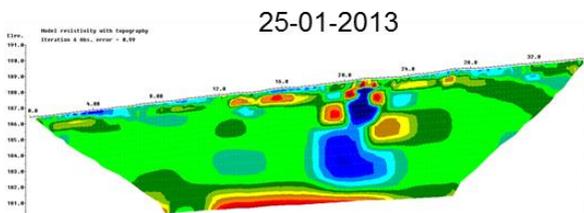
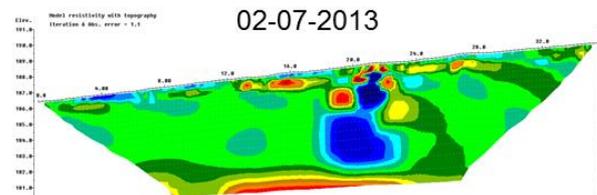
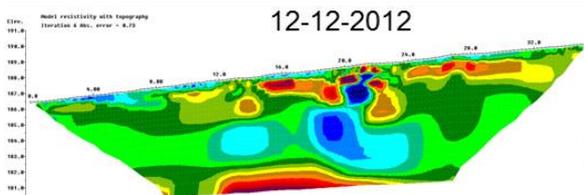
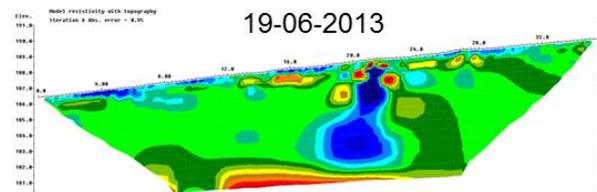
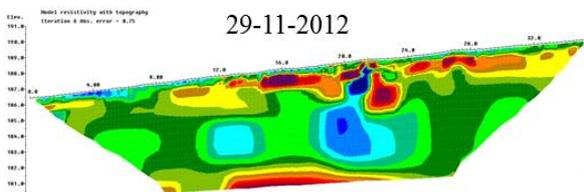
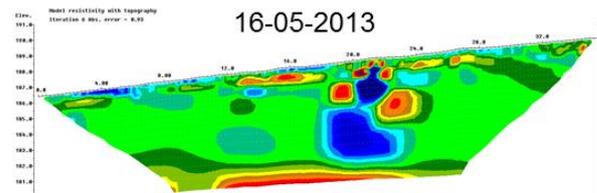
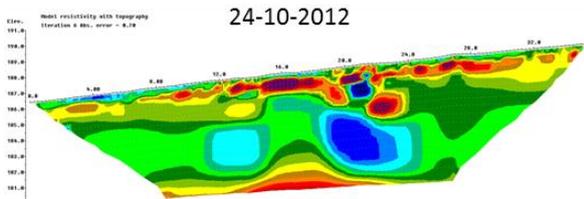
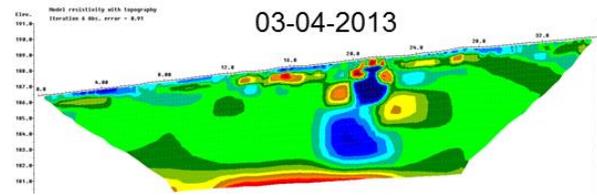
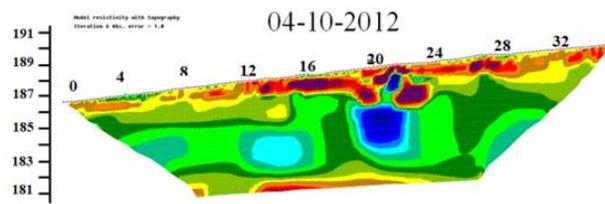


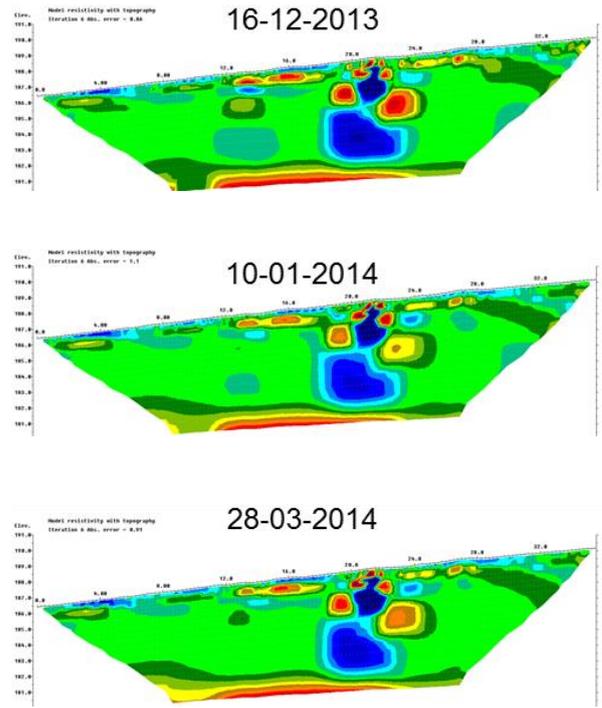
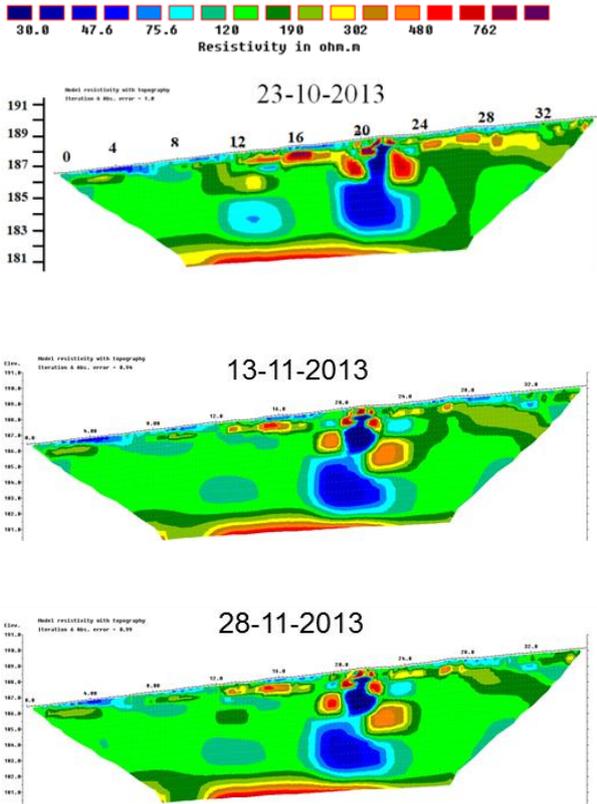


Pluie débit du 20/10/2016 au 08/12/2017



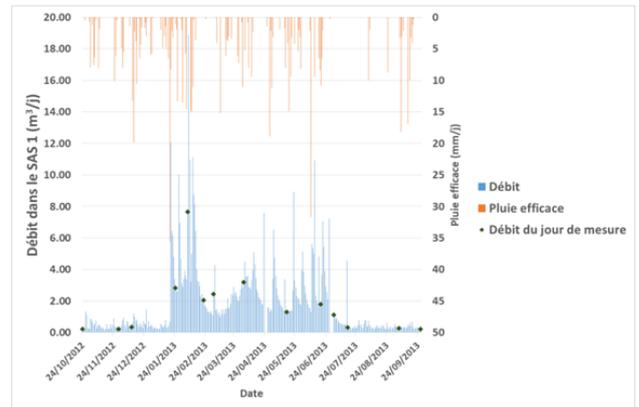
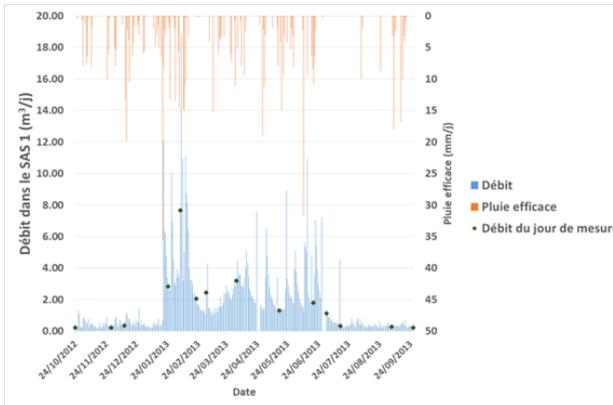
3.C. Profil S50

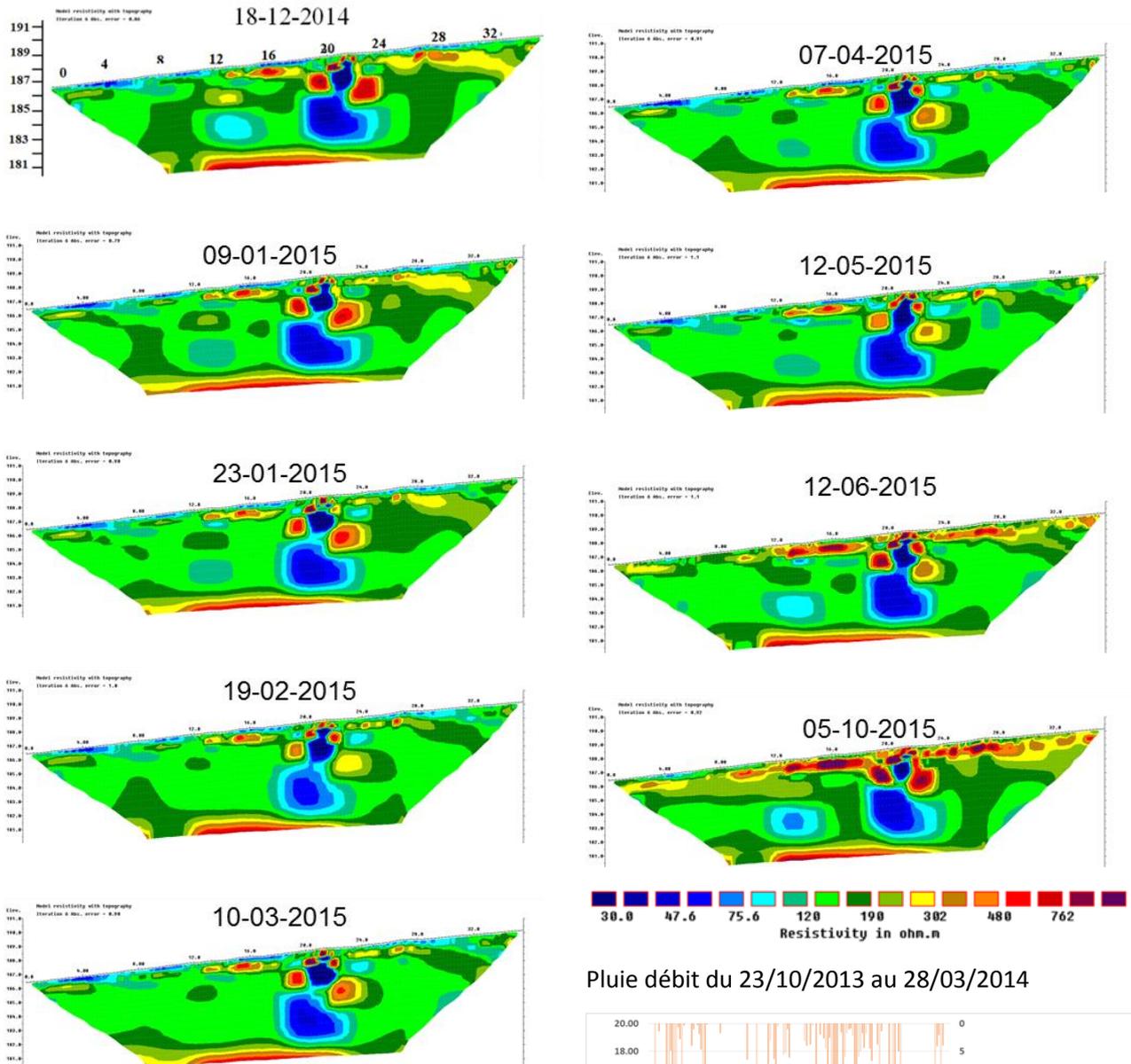




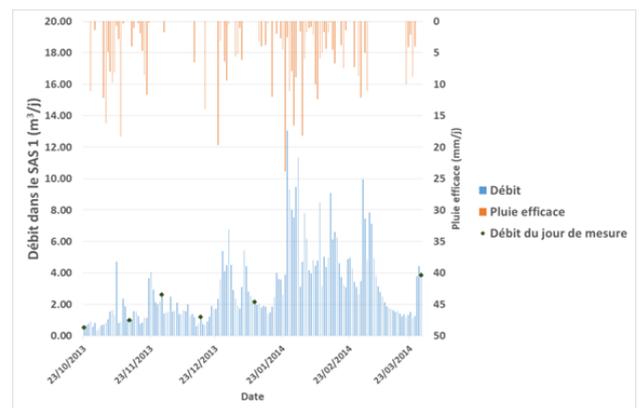
Pluie débit du 24/10/2012 au 27/09/2013

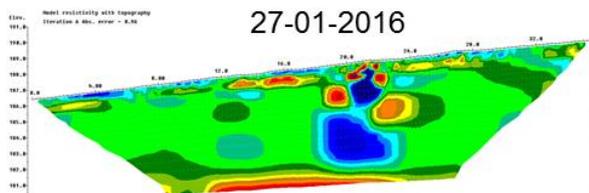
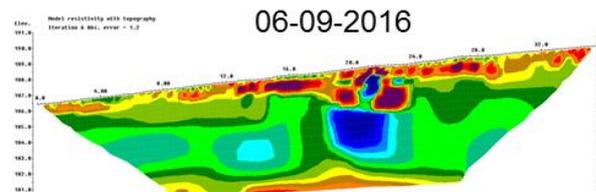
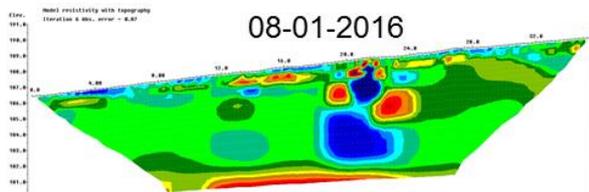
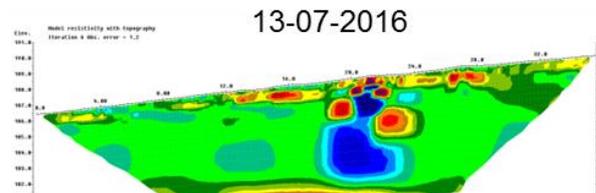
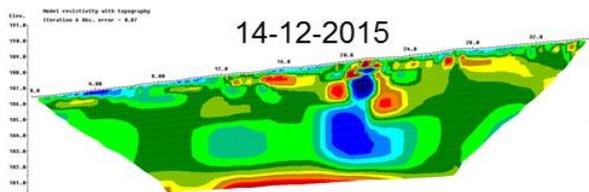
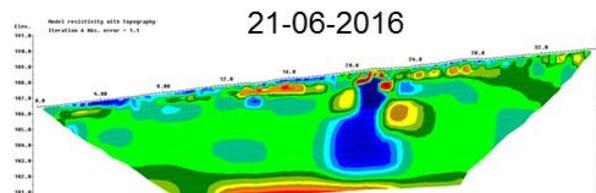
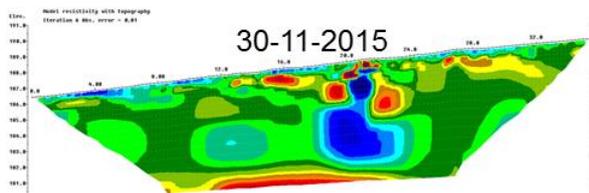
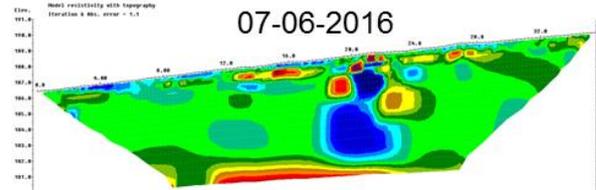
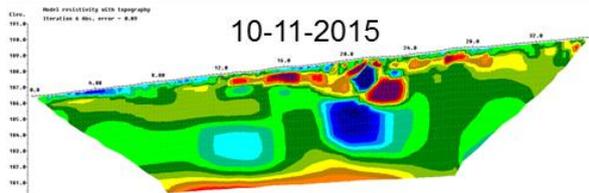
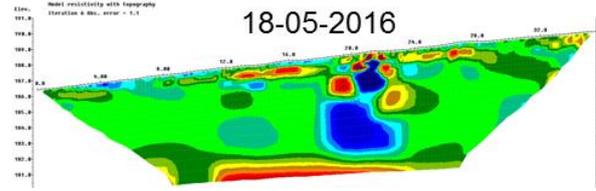
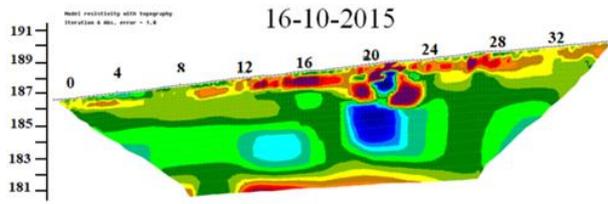
Pluie débit du 24/10/2012 au 27/09/2013



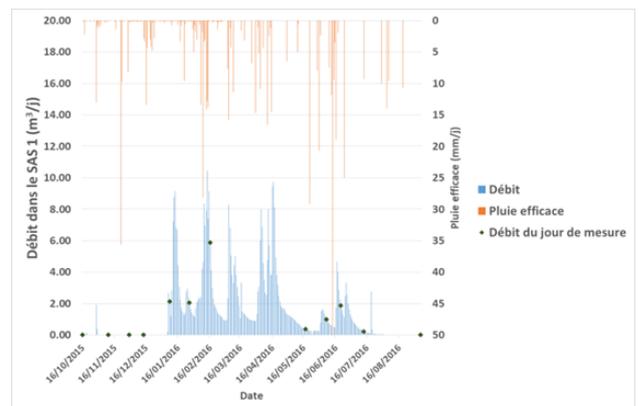


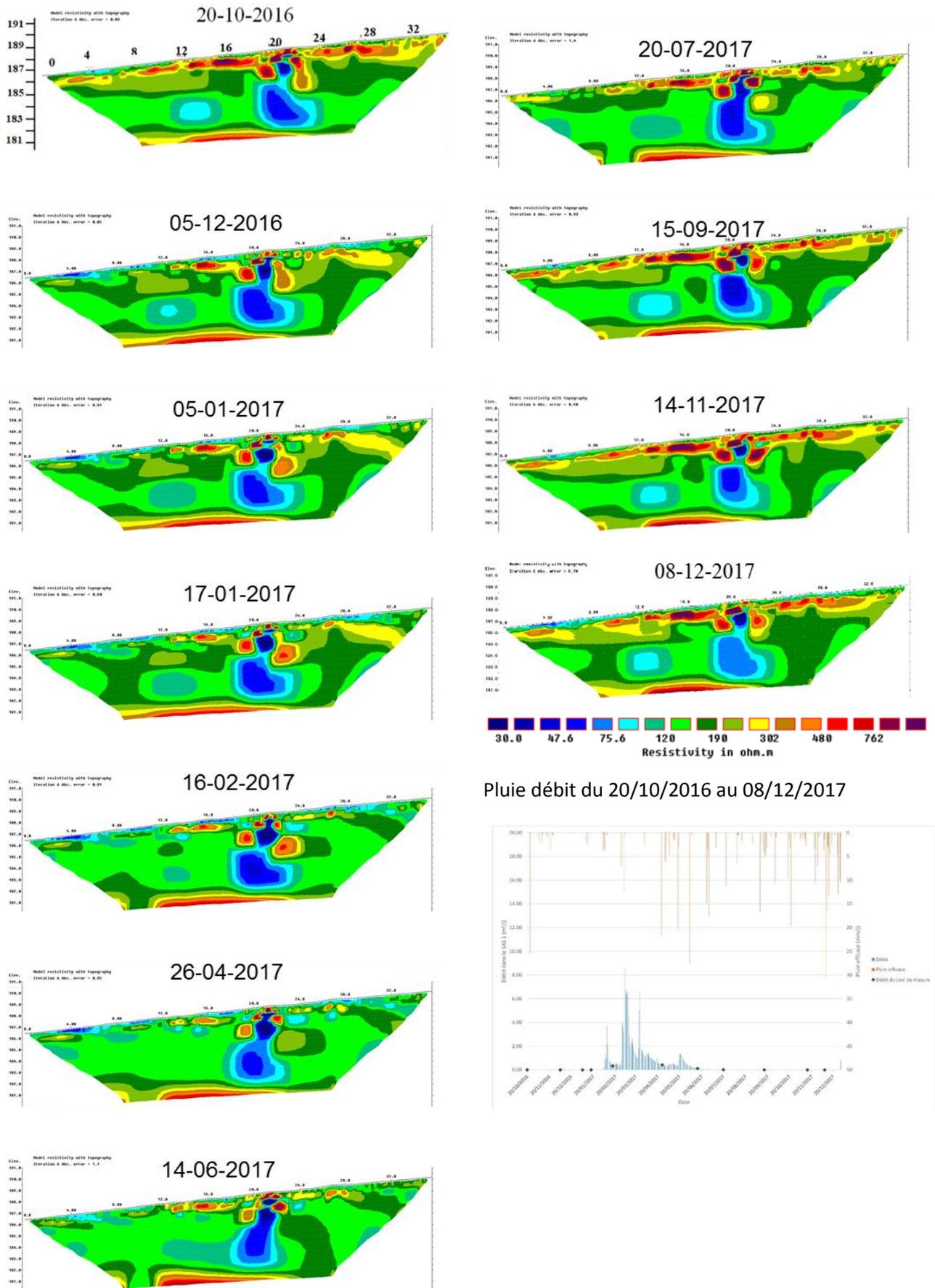
Pluie débit du 23/10/2013 au 28/03/2014



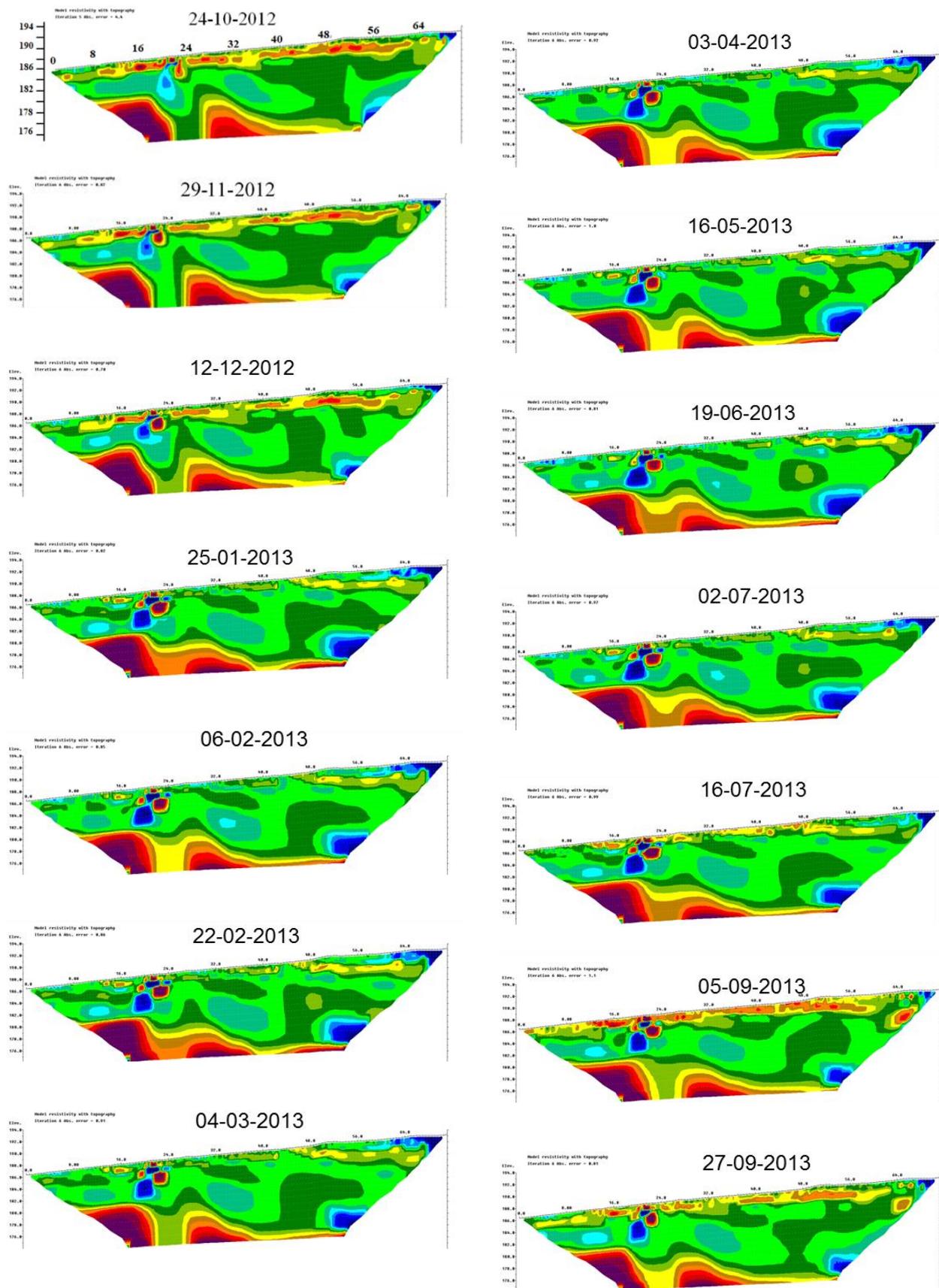


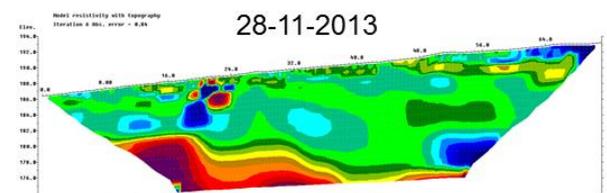
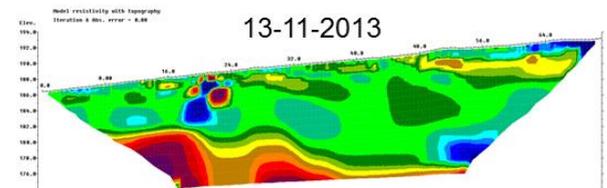
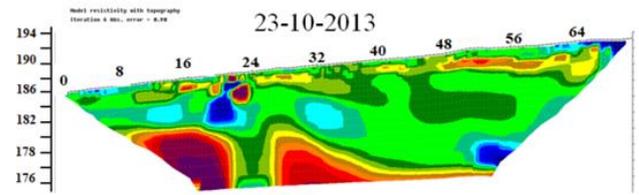
Pluie débit du 16/10/2015 au 06/09/2016



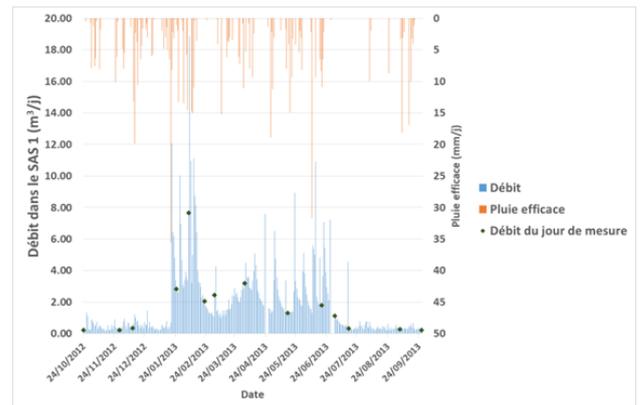


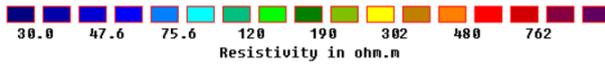
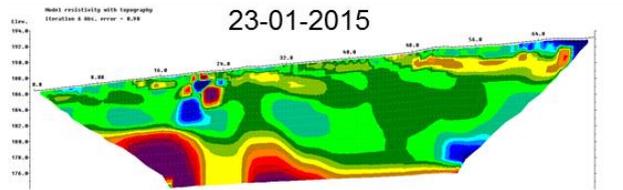
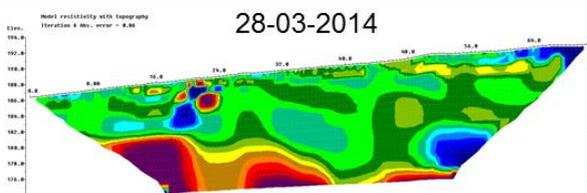
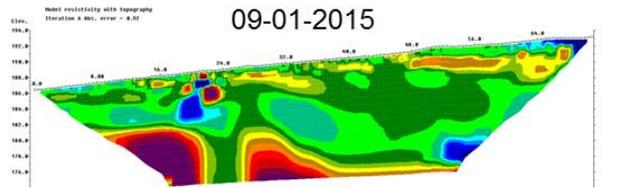
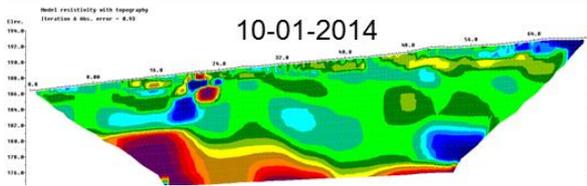
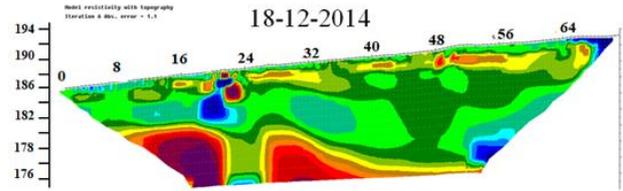
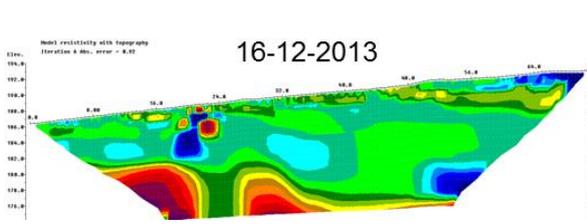
3.D. Profil S100



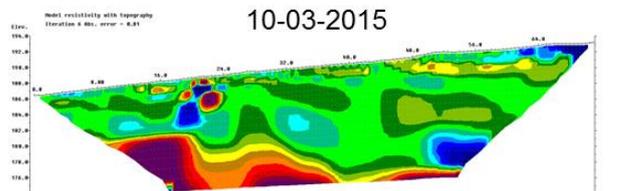
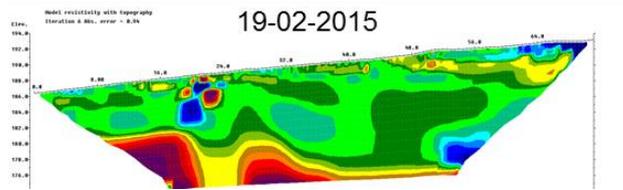
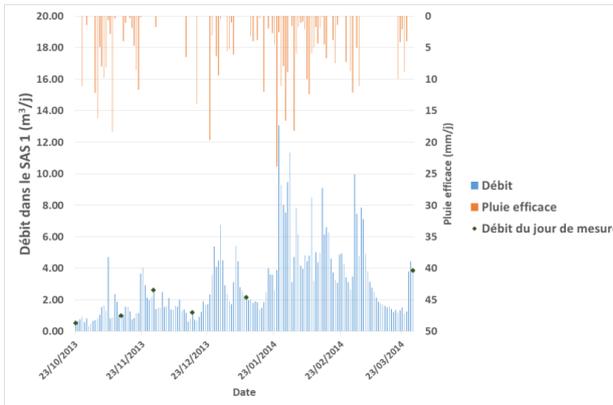


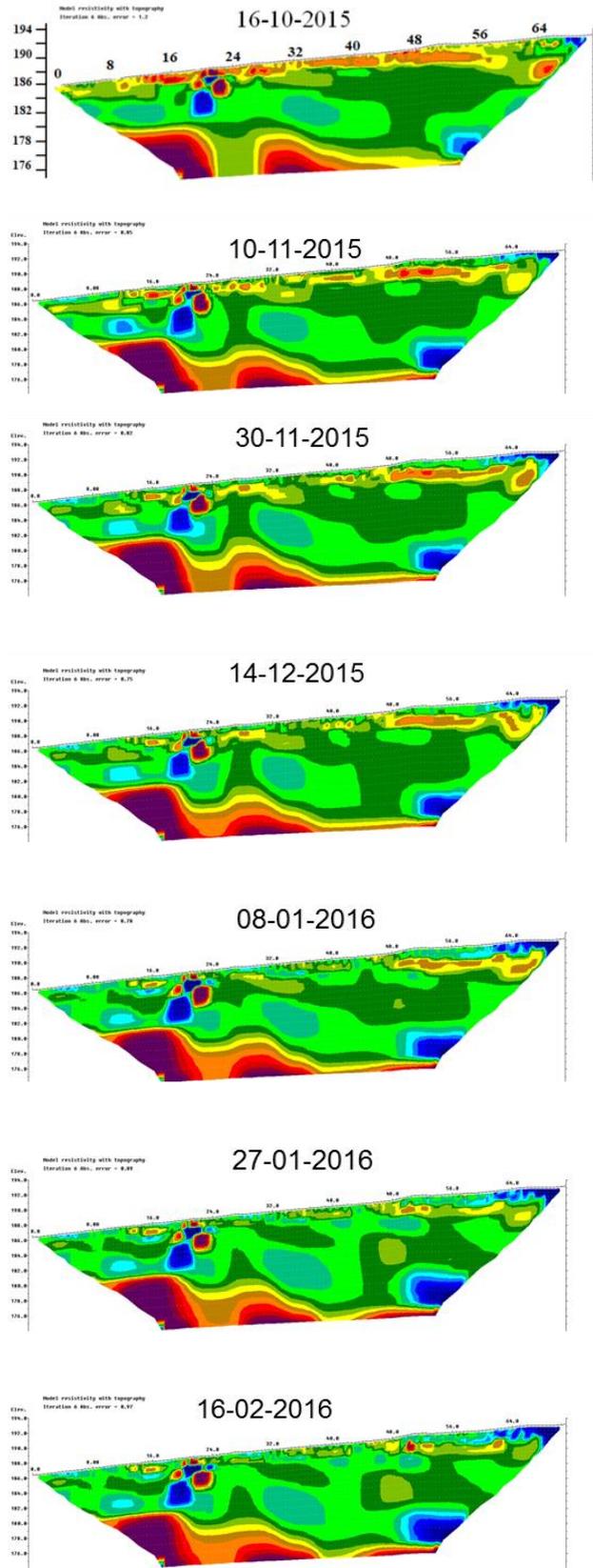
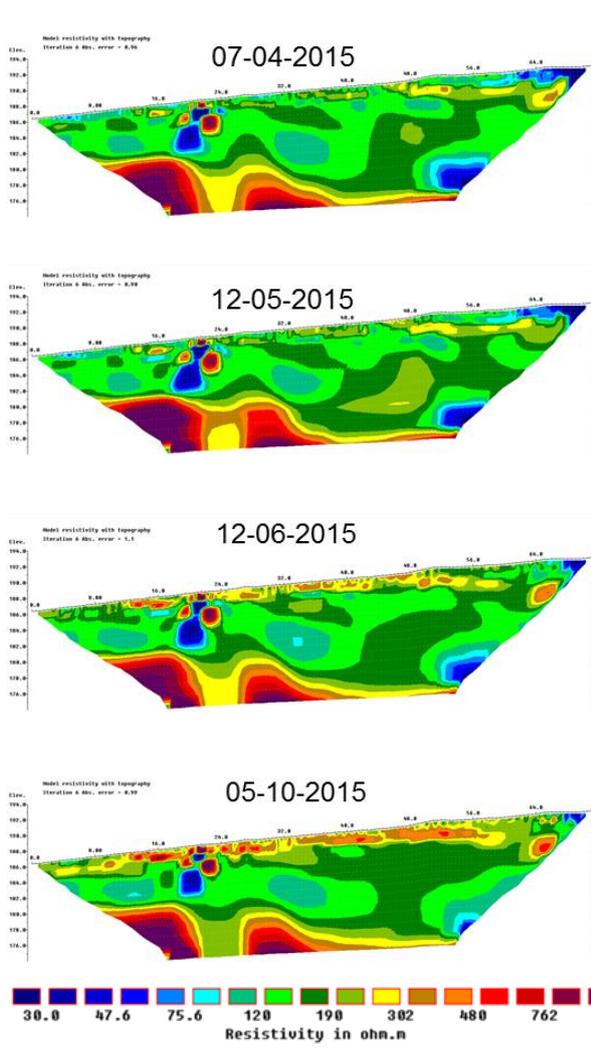
Pluie débit du 24/10/2012 au 27/09/2013



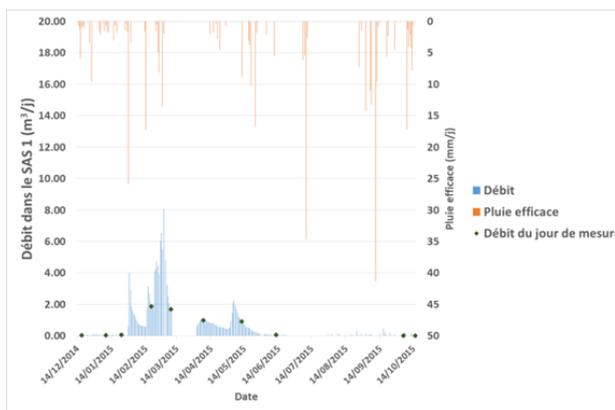


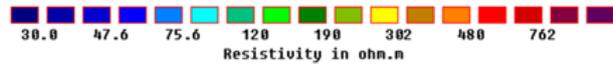
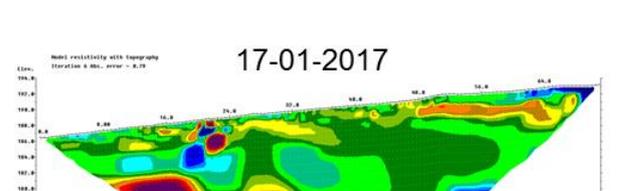
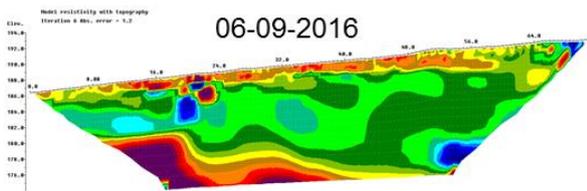
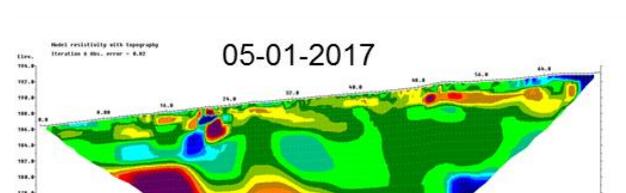
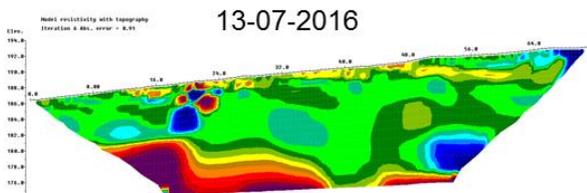
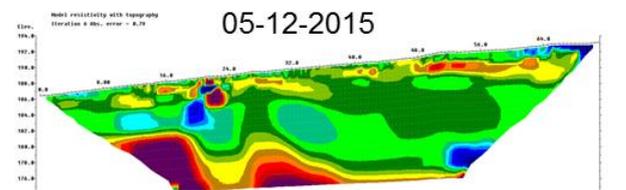
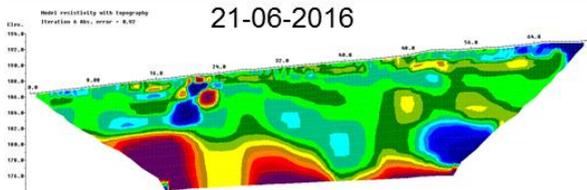
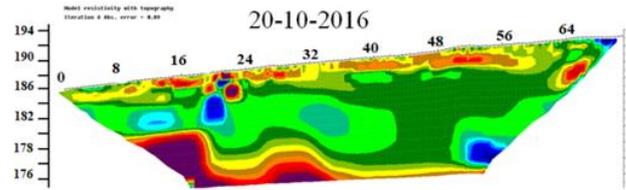
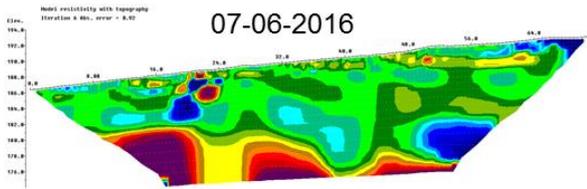
Pluie débit du 23/10/2013 au 28/03/2014



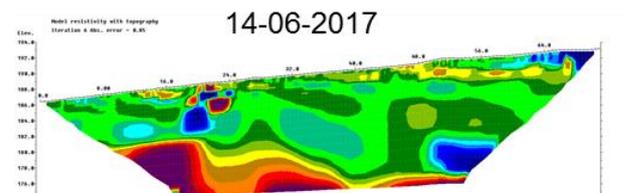
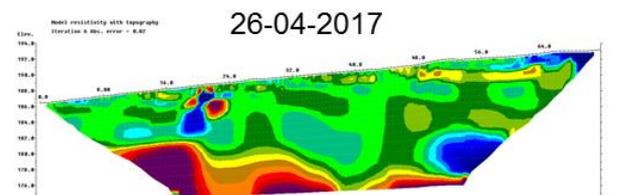
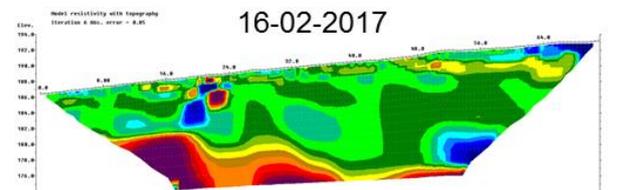
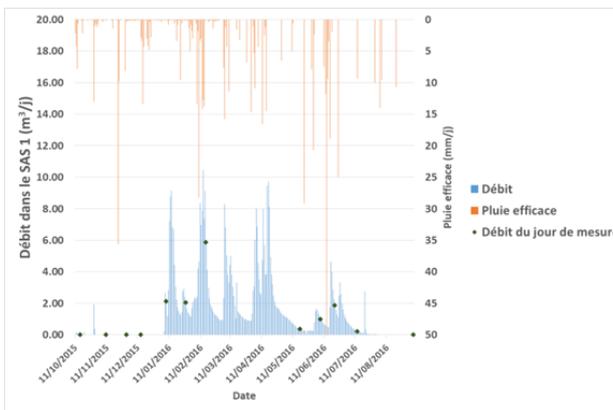


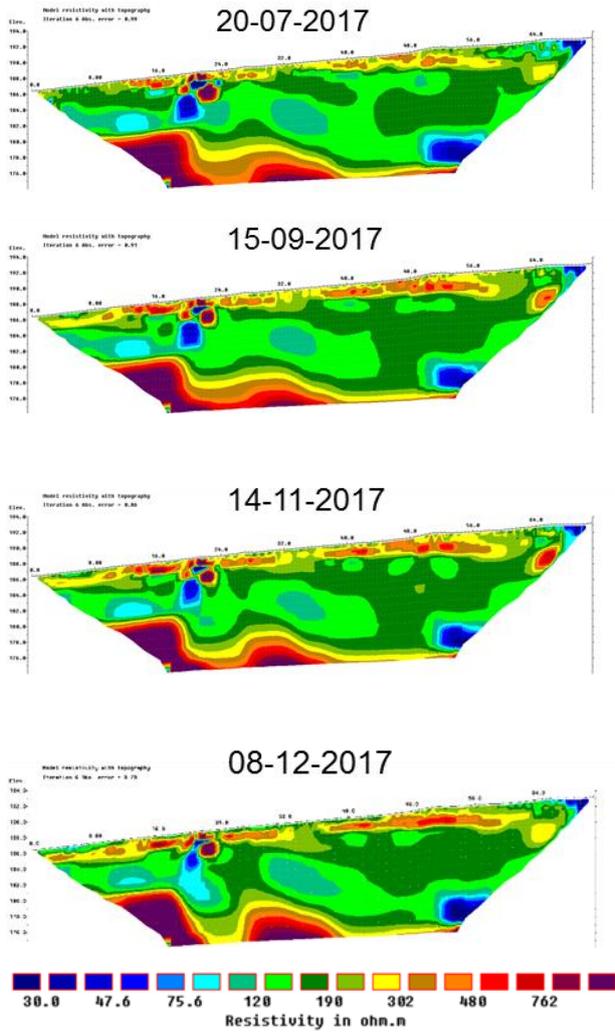
Pluie débit du 14/12/2014 au 16/10/2015



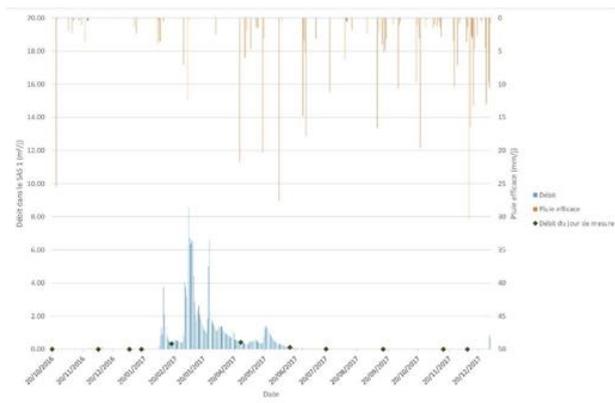


Pluie débit du 11/10/2015 au 06/09/2016





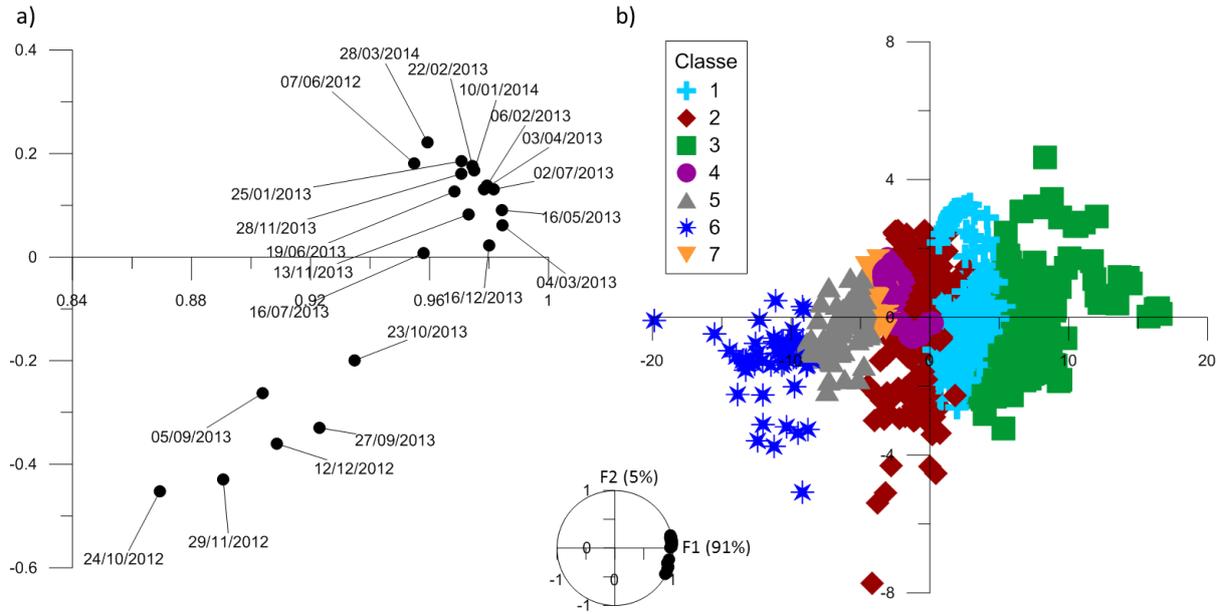
Pluie débit du 20/10/2016 au 08/12/2017



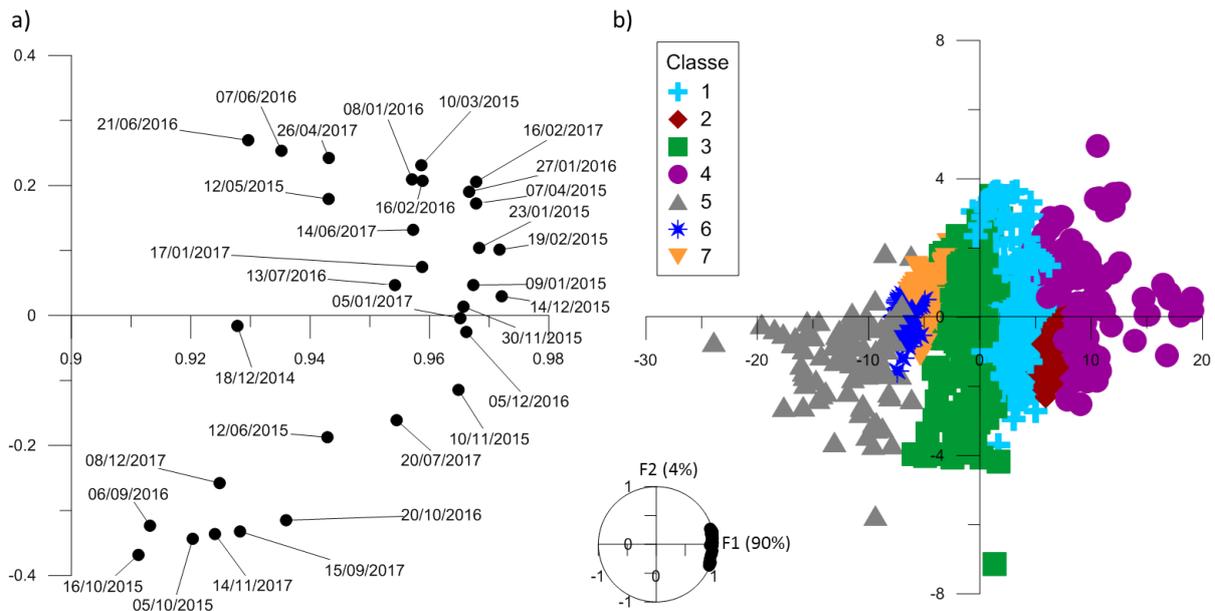
Annexe 4. Résultats de l'ACP

4.A. Profil S100

Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période humide** pour le profil S100. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

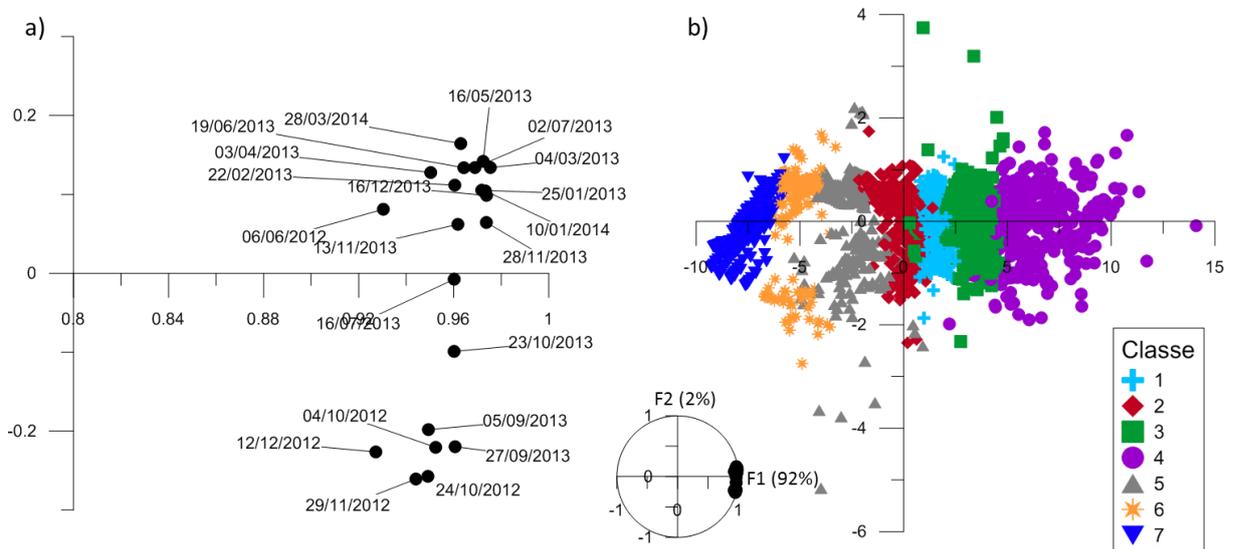


Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période sèche** pour le profil S100. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

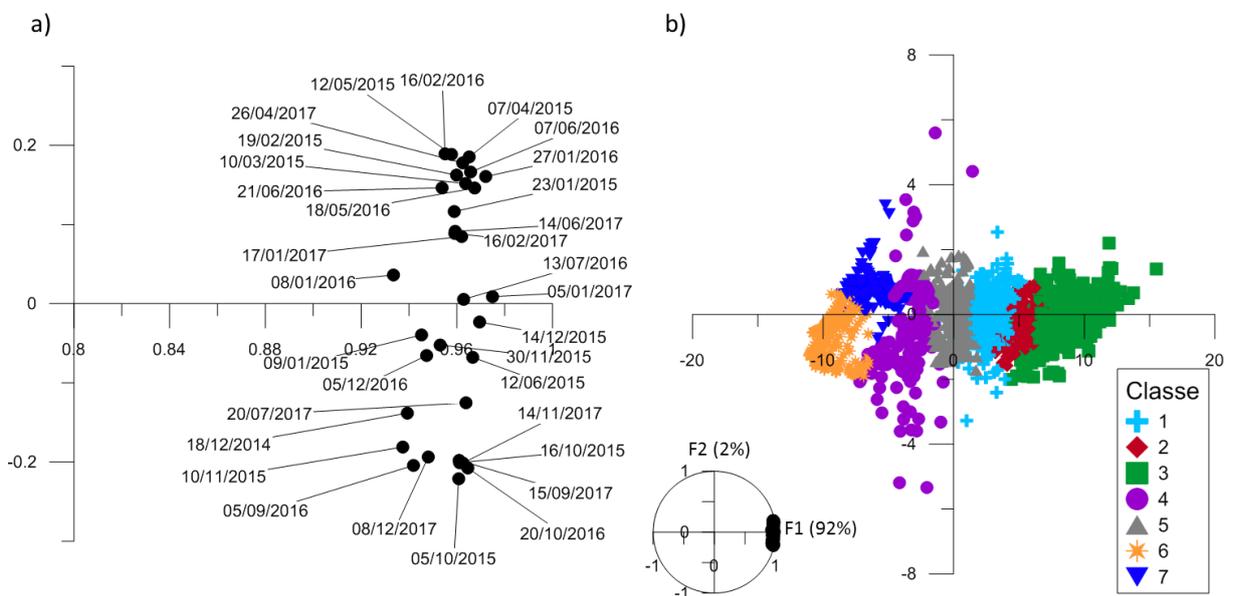


4.B. Profil N50

Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période humide** pour le profil N50. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) où chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

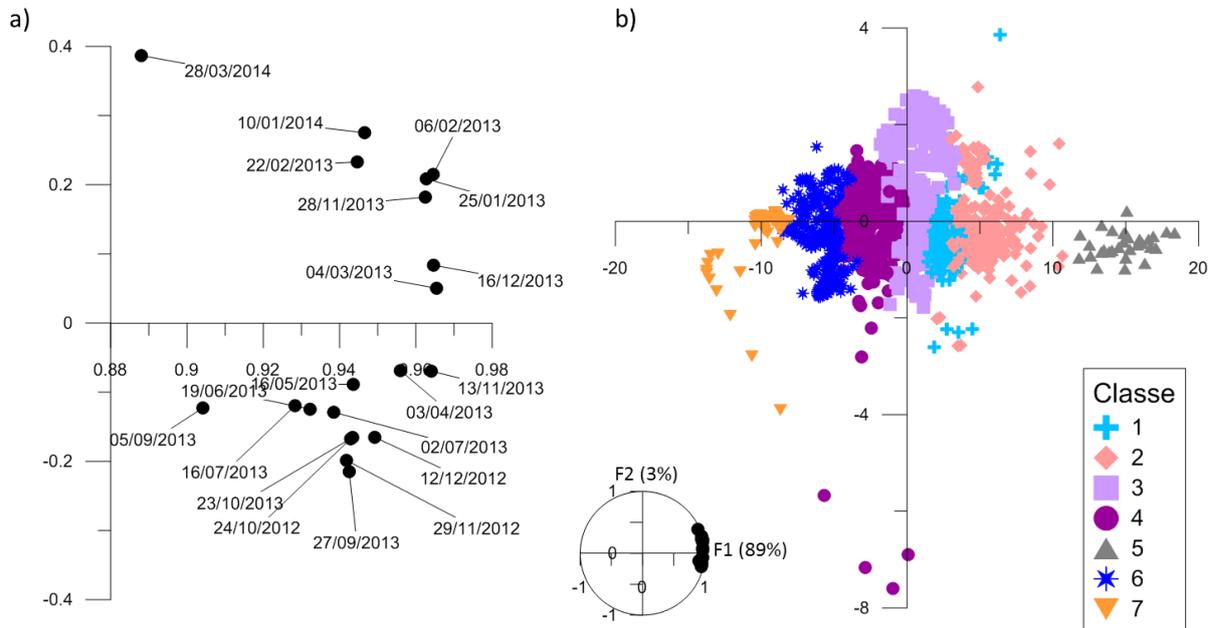


Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période sèche** pour le profil N50. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) où chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

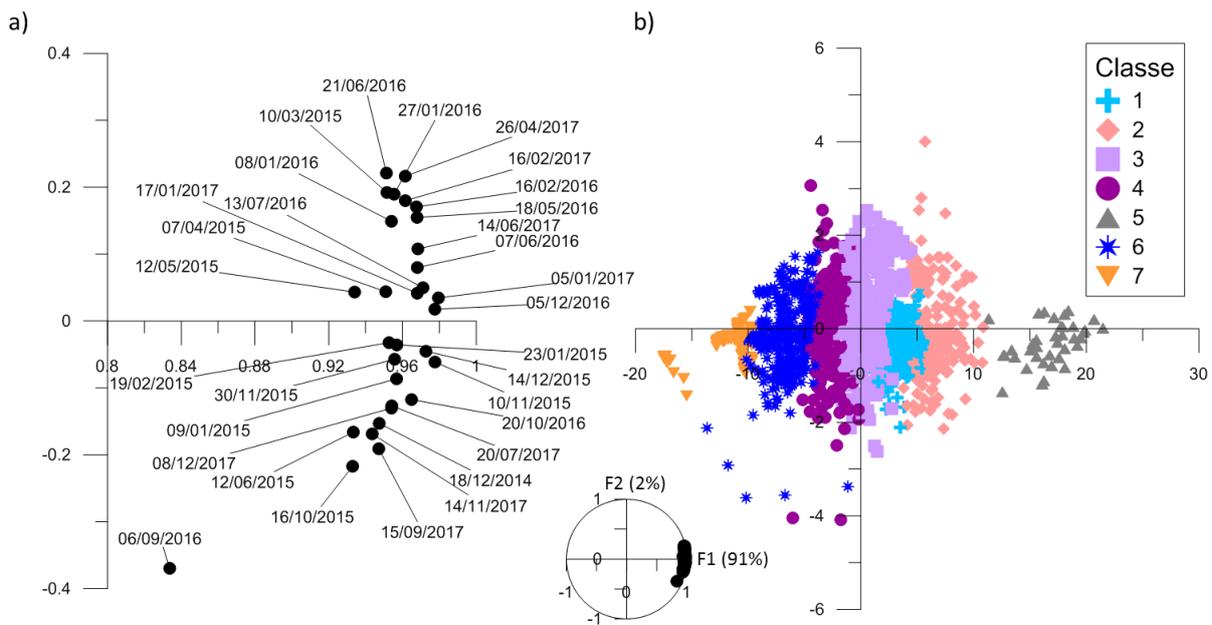


4.C.Profil N100

Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période humide** pour le profil N100. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.



Résultats de l'ACP et de la CHA pour les dates de la **période sèche** pour le profil N100. **(a)** Agrandissement du cercle des corrélations (au centre) avec projection des variables (dates). La variance absorbée est précisée sur la figure. **(b)** plan (F1;F2) ou chaque individu (bloc) est représenté par ses composantes sur les axes principaux avec sa classe d'appartenance issue de la CHA.

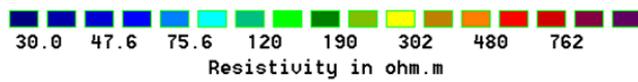


Annexe 5. Profils inversés pour la reconstruction des modèles 3D.

Légende des figures :

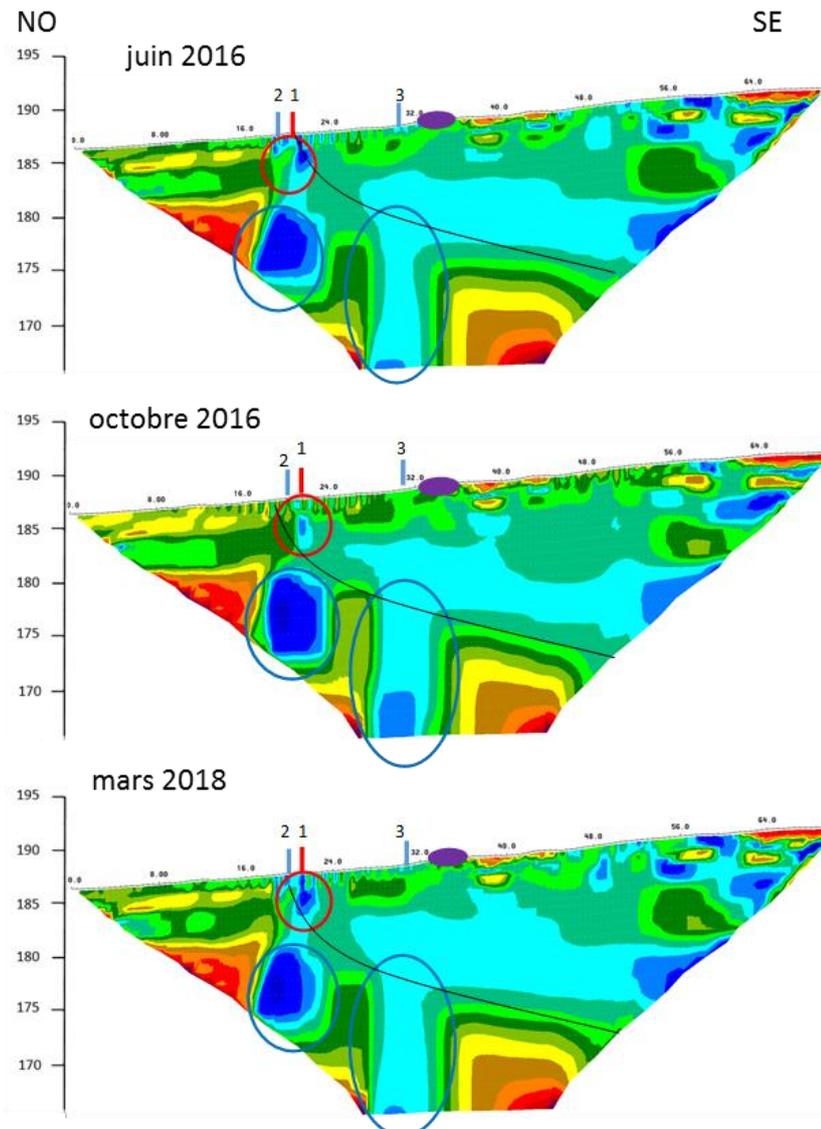
- █ Anomalie s'asséchant entre Juin et Octobre
- █ Anomalie s'humidifiant entre Juin et Octobre
-  Limite calcaire / remplissages
-  Mare
-  Route
- █ Enceinte

Echelle de résistivité

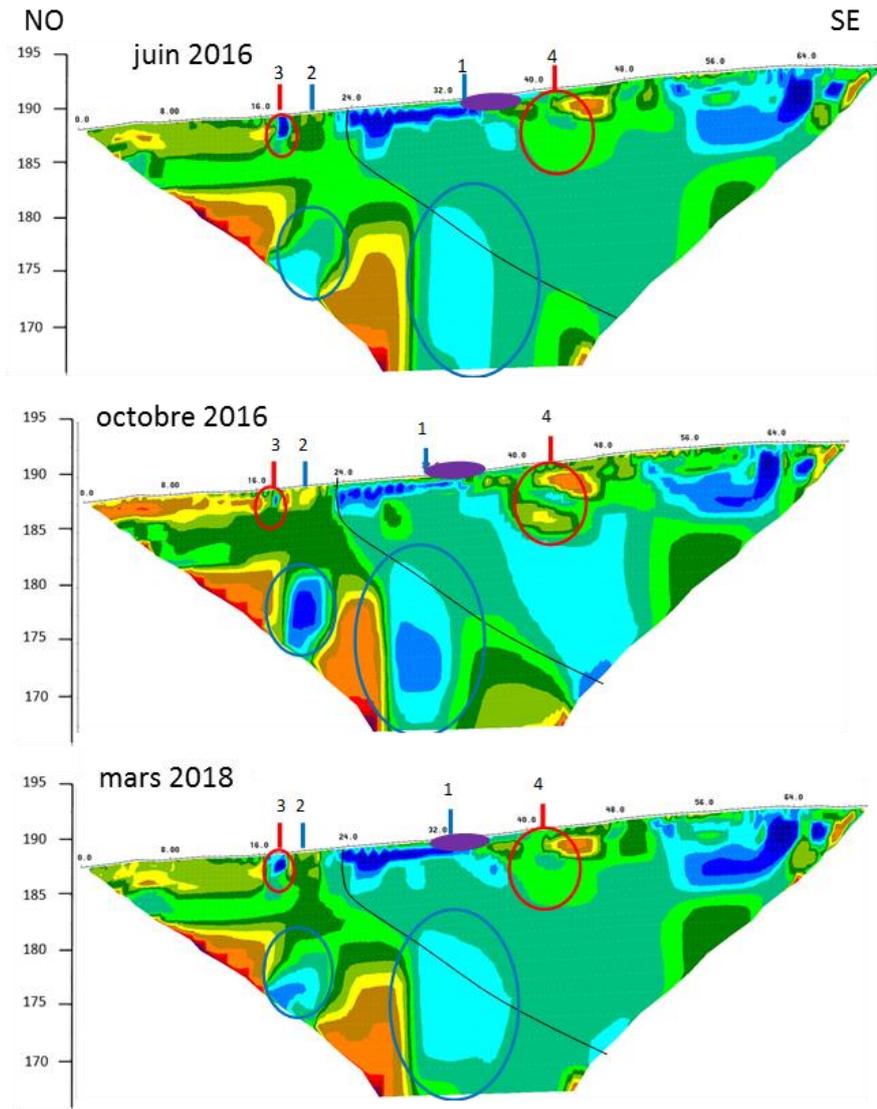


5.A. Profils noté OE

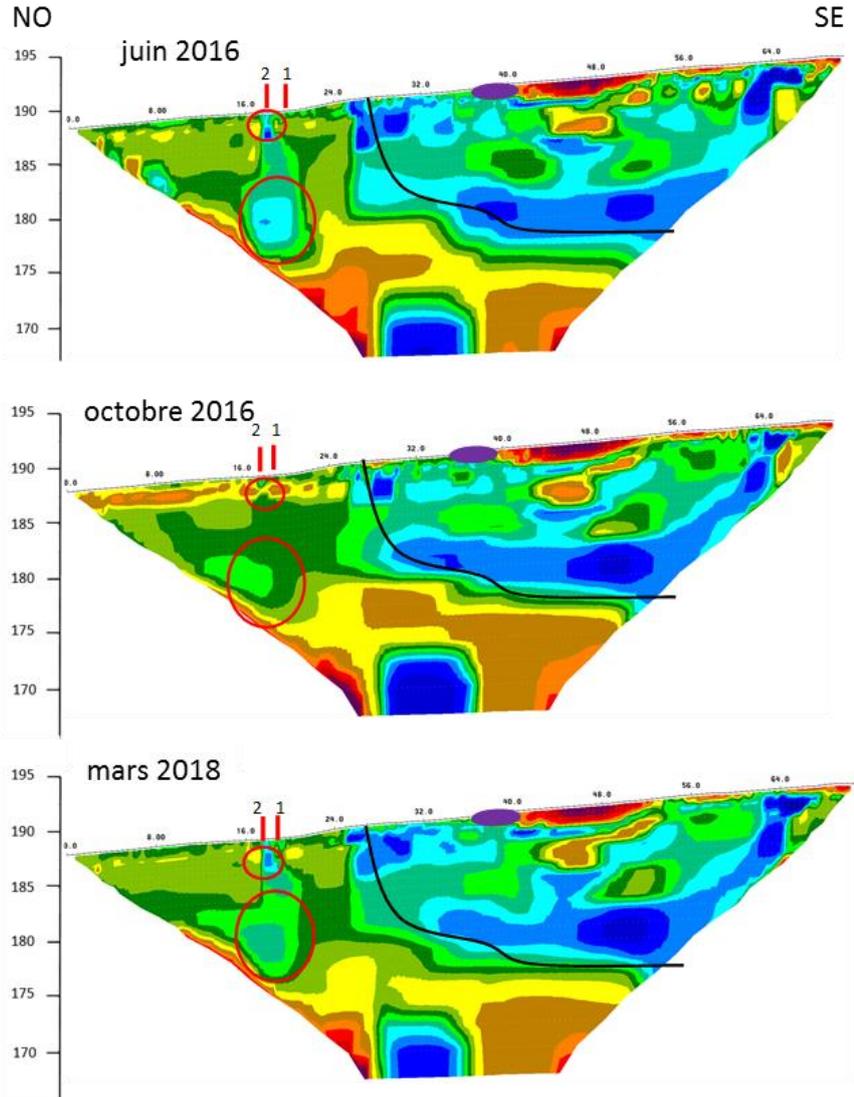
Profil OE2-1



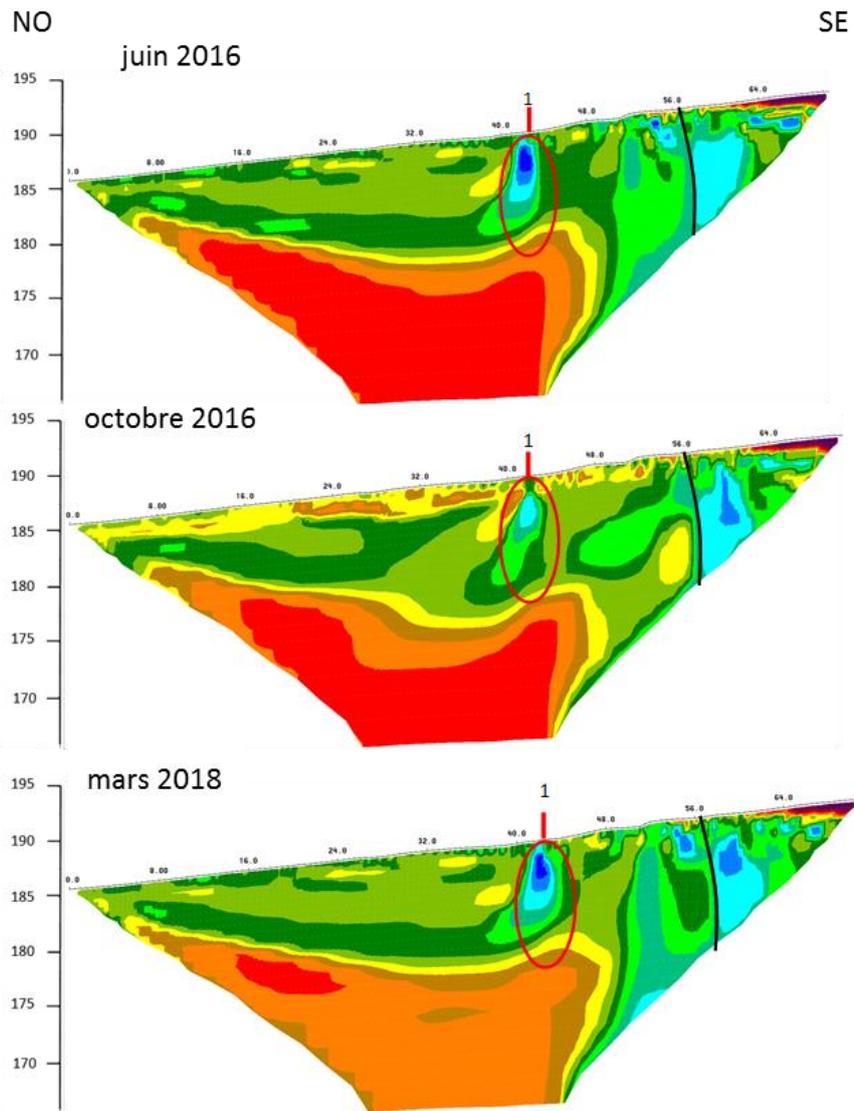
Profil OE 2-3



Profil OE 2-4

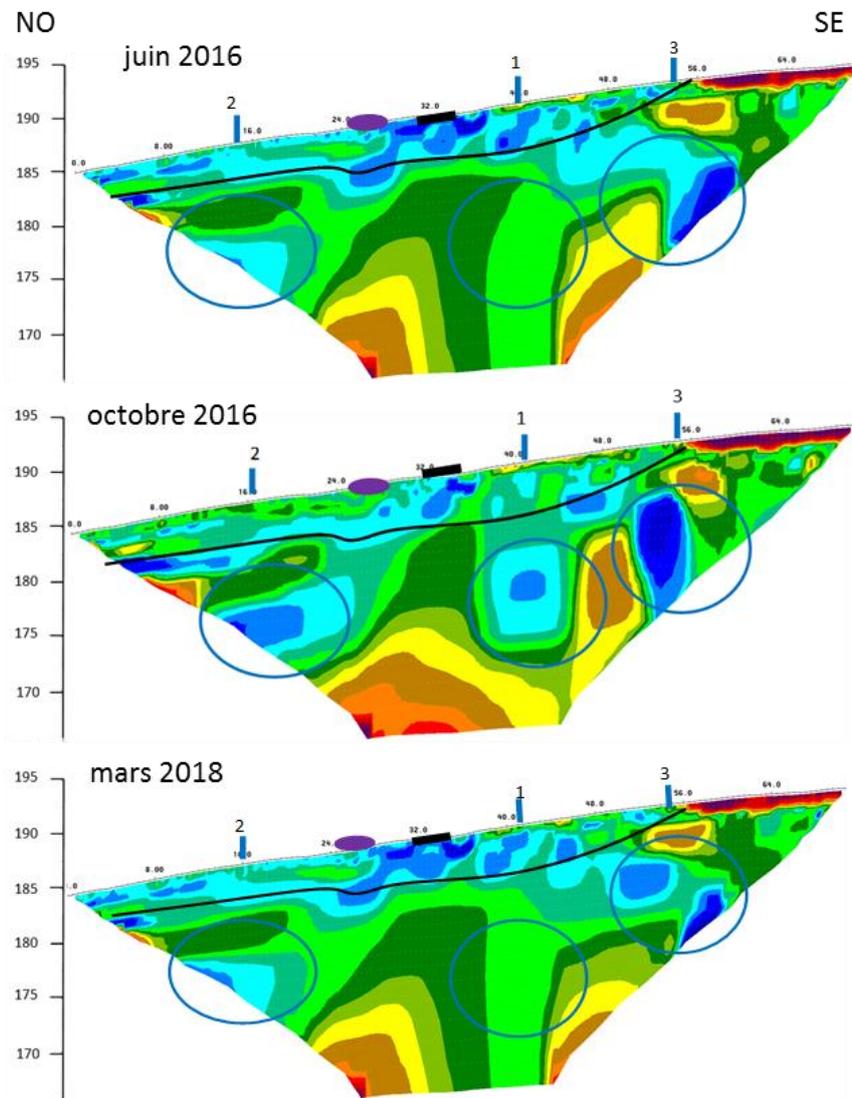


Profil OE 2-5

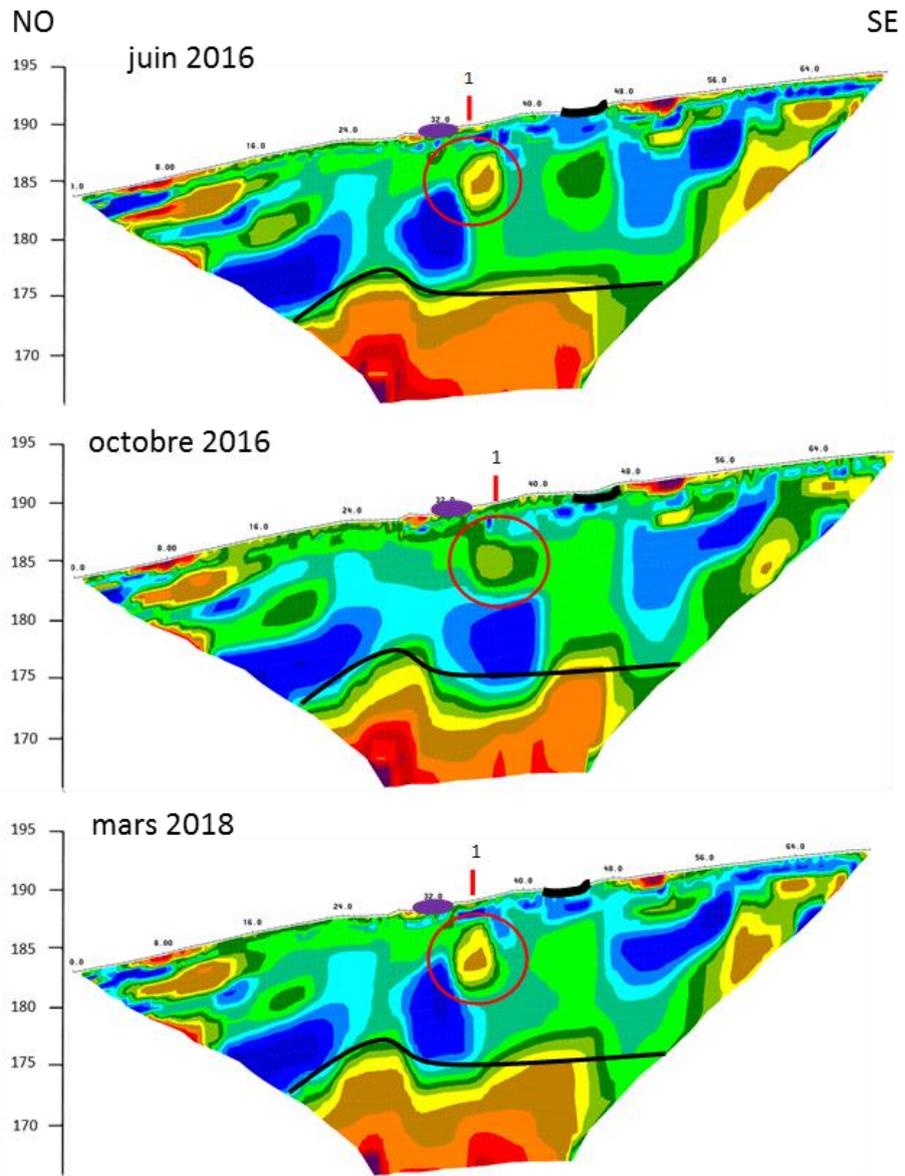


5.B.Profils noté NS

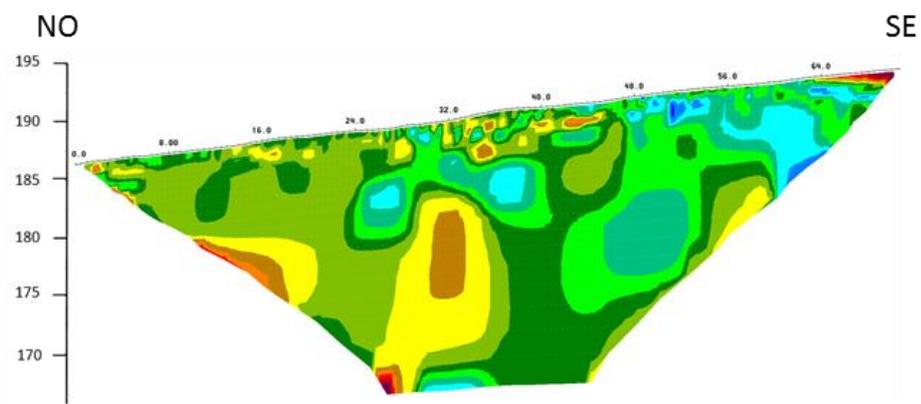
NS 2-2



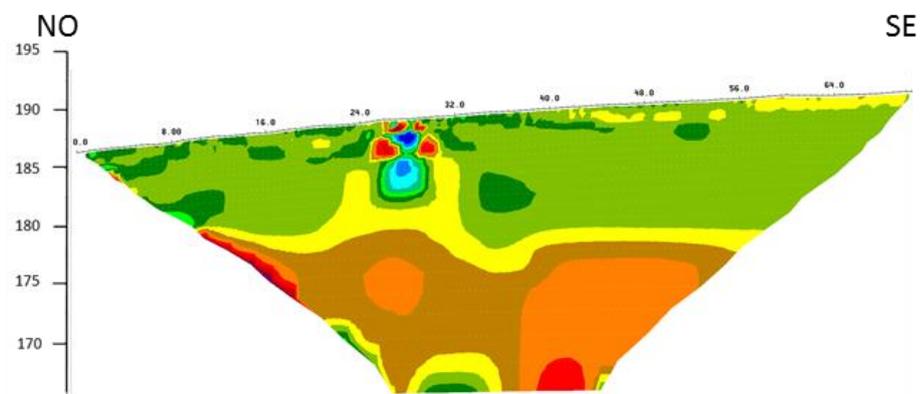
NS 2-3



NS 2-4, mars 2018 uniquement



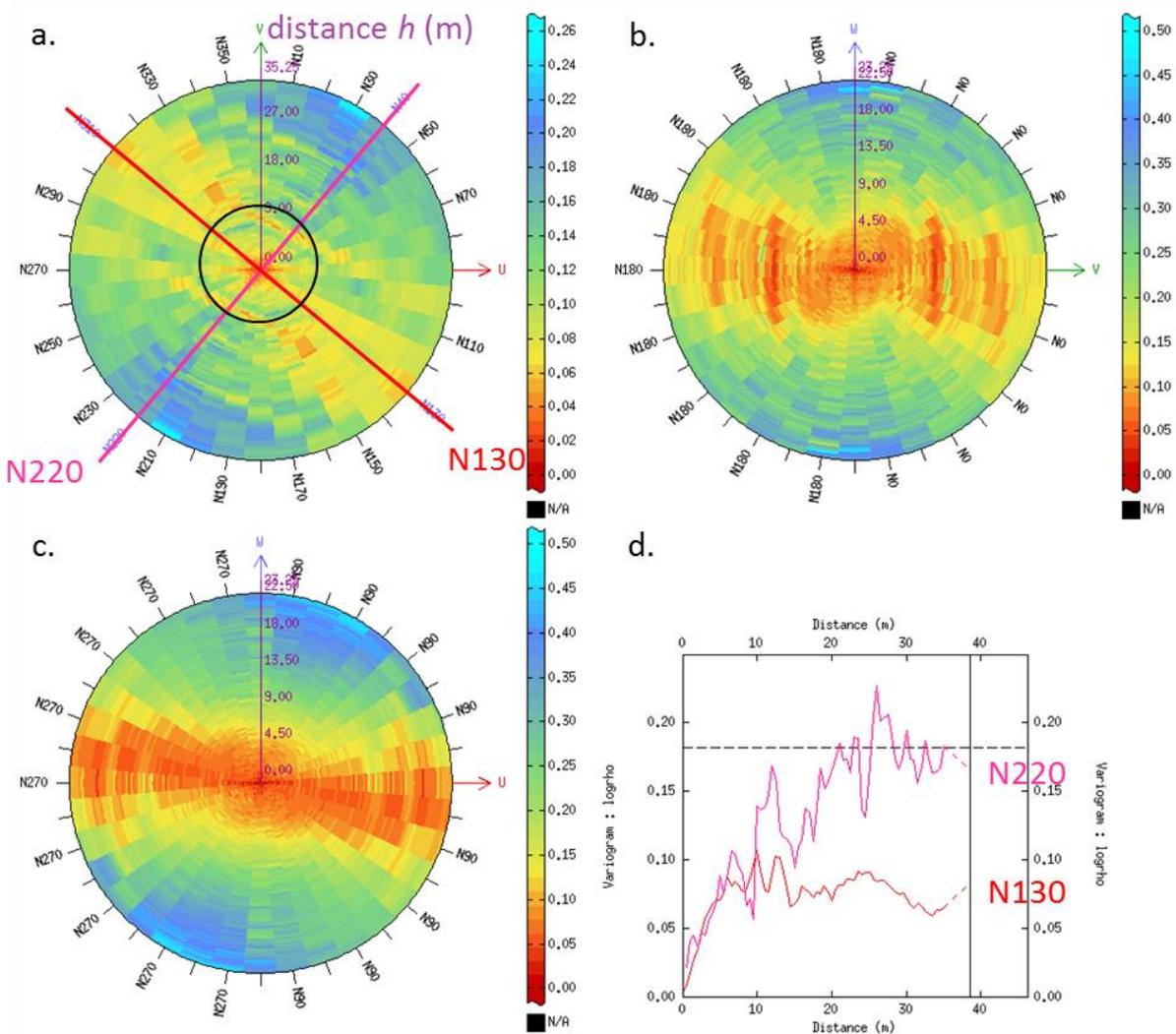
NS 2-5, mars 2018 uniquement



Annexe 6. Cartes variographiques correspondant aux campagnes 3D

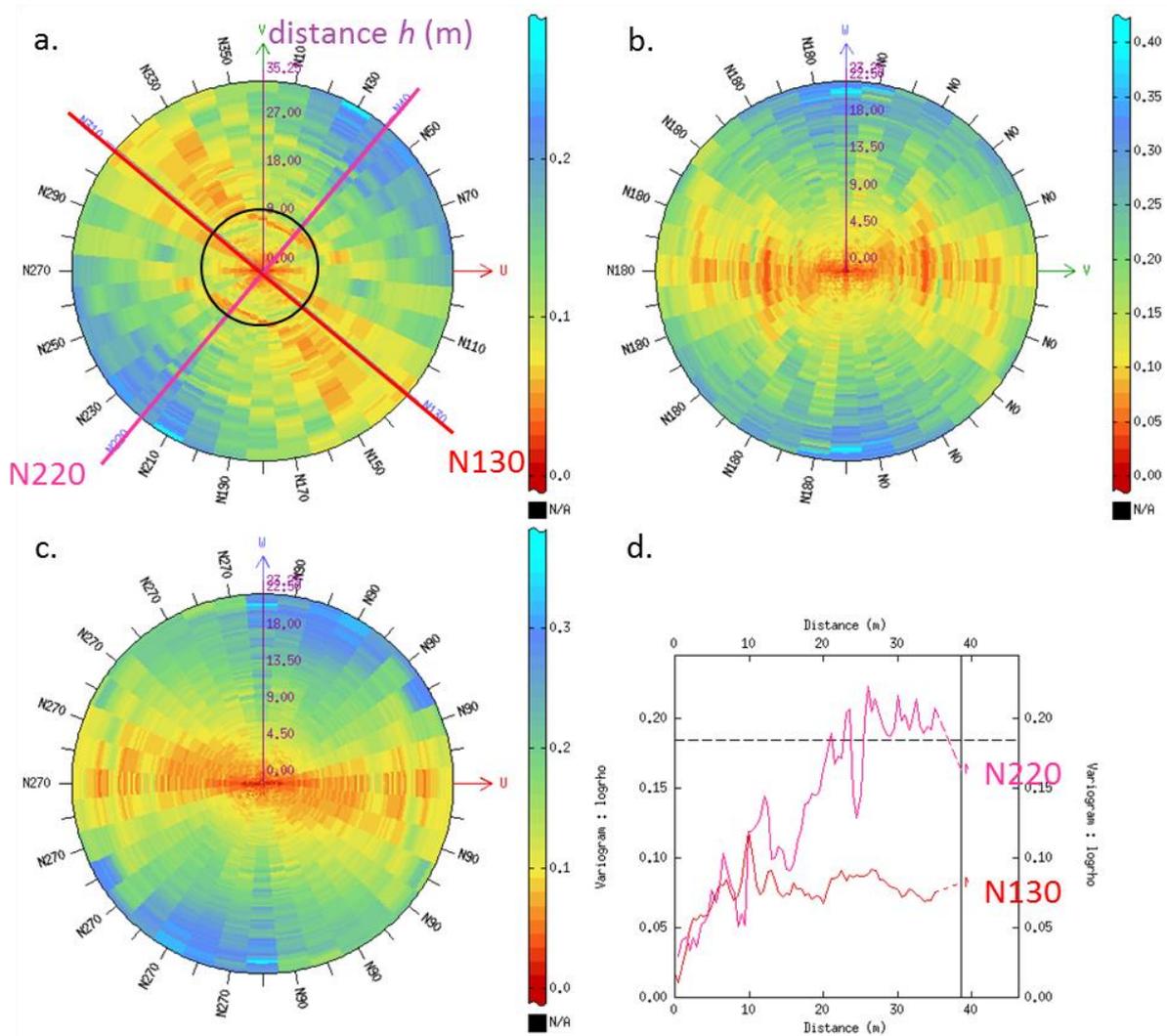
6.A. Juin 2016

Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne de juin 2016 et variogrammes associés. (a) carte dans le plan horizontal de vecteurs directeurs (\vec{U}, \vec{V}) . Les directions principales N220° et N130° sont mises en évidence. (b) et (c) cartes dans les plans verticaux de vecteurs directeurs (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{U}, \vec{W}) . (d) Variogrammes associés aux deux directions mises en évidence dans le plan horizontal.



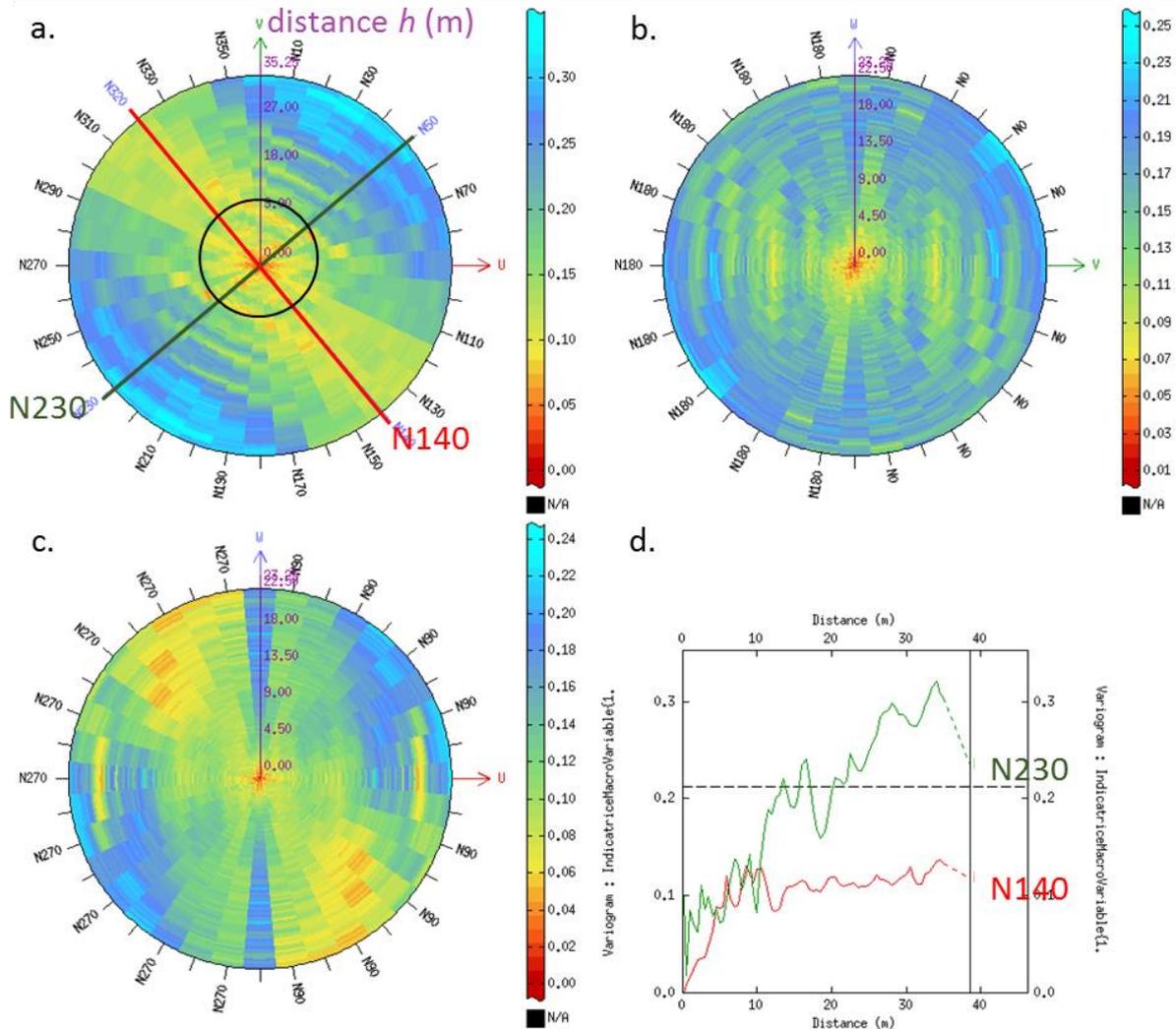
6.B. Octobre 2016

Cartes variographiques du logarithme des résistivités pour la campagne d'octobre 2016 et variogrammes associés. (a) carte dans le plan horizontal de vecteurs directeurs (\vec{U}, \vec{V}). Les directions principales N220° et N130° sont mises en évidence. (b) et (c) cartes dans les plans verticaux de vecteurs directeurs (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{U}, \vec{W}). (d) Variogrammes associés aux deux directions mises en évidence dans le plan horizontal.



6.C. Indicatrice mars 2018

Cartes variographiques de la variable d'indicatrice pour la campagne de mars 2018 et variogrammes associés. (a) carte dans le plan horizontal de vecteurs directeurs (\vec{U}, \vec{V}). Les directions principales N230° et N140° sont mises en évidence. (b) et (c) cartes dans les plans verticaux de vecteurs directeurs (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{U}, \vec{W}). (d) Variogrammes associés aux deux directions mises en évidence dans le plan horizontal.



Annexe 7. Figure du modèle 3D pour les trois campagnes

