



HAL
open science

Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst

Simon Damien Carriere

► **To cite this version:**

Simon Damien Carriere. Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst. Sciences de la Terre. Université d'Avignon, 2014. Français. NNT : 2014AVIG0049 . tel-01127056

HAL Id: tel-01127056

<https://theses.hal.science/tel-01127056>

Submitted on 6 Mar 2015

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.

ACADEMIE D'AIX-MARSEILLE
UNIVERSITE D'AVIGNON ET DES PAYS DE VAUCLUSE

THESE

Présentée à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse
le 3 Février 2014, pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

Spécialité : Hydrogéologie

Ecole doctorale 536 « **Agrosciences et Sciences** » (A2S)

UMR 1114 EMMAH INRA-UAPV
Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes

par

Simon Damien CARRIERE

**Etude hydrogéophysique de la structure et du
fonctionnement de la zone non saturée du karst**

Truffert C.	Directrice de la recherche, BRGM	Rapporteur
Kaufmann O.	Professeur, Université de Mons (Belgique)	Rapporteur
Guérin R.	Professeur, Université de Paris VI	Examineur
Bour O.	Professeur, Université de Rennes	Examineur
Sénéchal G.	Maître de conférences, Université de Pau	Invité
Chalikakis K.	Maître de conférences, Université d'Avignon	Examineur
Danquigny C.	Maître de conférences, Université d'Avignon	Examineur
Emblanch C.	Maître de conférences, HDR, Université d'Avignon	Directeur de thèse

TABLE DES MATIERES

Notations et sigles	9
Introduction générale.....	13
Chapitre I Prolégomènes.....	15
I.1 Le karst	15
I.1.1 Généralités	15
I.1.2 Morphologies et caractéristiques du karst.....	15
I.1.3 Le phénomène de karstification.....	16
I.1.4 Classification selon la zone d'alimentation	17
I.1.5 Classification selon le système de développement.....	17
I.1.6 Propriétés des roches karstifiées vis-à-vis de l'eau	18
I.1.7 Partitionnement du karst	19
I.1.7.1 Conceptualisation de la ZNS au sens strict.....	19
I.1.7.2 Conceptualisation de la ZS au sens strict	21
I.1.7.3 Conceptualisation de la zone temporairement saturée	22
I.1.8 Approche fonctionnelle du karst.....	23
I.1.9 L'importance du karst.....	24
I.1.9.1 Le karst dans le monde.....	24
I.1.9.2 Le karst sur le pourtour méditerranéen.....	24
I.2 De l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse au site du LSBB.....	26
I.2.1 Localisation géographique.....	26
I.2.2 Climat.....	26
I.2.3 Sol et végétation.....	28
I.2.4 Géologie de l'hydrosystème	31
I.2.4.1 Description lithostratigraphique	31
I.2.4.2 Géologie structurale	33
I.2.4.3 Les calcaires urgoniens.....	35
I.2.4.4 Coupe de la Fontaine de Vaucluse	39
I.2.5 Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB).....	40
I.2.5.1 Historique du site	40
I.2.5.2 Infrastructures du LSBB	40
I.2.5.3 Un centre de recherche interdisciplinaire.....	41

I.2.5.4	Le site de la sortie de secours et son intérêt.....	45
I.3	L'hydrogéophysique	47
I.3.1	Apports de l'hydrogéophysique en milieu karstique	47
I.3.2	Techniques employées	50
I.3.2.1	Tomographie électrique (ERT).....	50
I.3.2.2	Géoradar (GPR).....	58
I.3.2.3	Résonance Magnétique des Protons (RMP).....	60
I.3.2.4	Gravimétrie.....	63
Chapitre II	Approche classique pour l'étude des hydrosystèmes karstiques	67
II.1	Prospection géologique.....	67
II.1.1	Introduction.....	67
II.1.2	Géologie de la localité de Rustrel	67
II.1.2.1	Description des affleurements	69
II.1.2.2	Porosité des calcaires affleurants.....	75
II.1.3	Géologie du site de la sortie de secours du LSBB.....	76
II.1.4	Conclusions.....	78
II.2	Etude hydrodynamique du point d'écoulement D.....	79
II.2.1	Introduction.....	79
II.2.2	Matériel et méthode	79
II.2.2.1	Modélisation Sol/Végétation/Atmosphère	79
II.2.2.2	L'inventaire forestier	81
II.2.2.3	Corrélation entrée/sortie	82
II.2.3	Résultats et interprétations.....	83
II.2.3.1	Etude de sensibilité du modèle CASTANEA.....	83
II.2.3.2	RUM et LAI de la placette.....	85
II.2.3.3	Evaluation de l'infiltration efficace.....	86
II.2.3.4	Analyse de relation infiltration efficace/débit	87
II.2.4	Conclusions.....	90
Chapitre III	Etude des structures géologiques superficielles du karst par investigations géophysiques	91
III.1	Introduction.....	91
III.2	Résumé de l'article	91
III.3	Article "Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone"	93
III.4	Résultats et discussions complémentaires.....	104

Chapitre IV	Etude des transferts et du stockage de l'eau dans la ZNS.....	107
IV.1	Introduction.....	107
IV.2	Suivi hydrogéophysique à l'échelle saisonnière.....	107
IV.2.1	Tomographie des résistivités électriques.....	108
IV.2.1.1	Stratégie de mesure ERT	108
IV.2.1.2	Traitement des données.....	108
IV.2.1.3	Résultats et interprétations.....	109
IV.2.2	Résonance Magnétique des Protons (RMP).....	112
IV.2.2.1	Stratégie de mesures.....	112
IV.2.2.2	Résultats et interprétations.....	113
IV.2.3	Gravimétrie.....	118
IV.2.3.1	Stratégie de mesures.....	118
IV.2.3.2	Résultats et interprétations.....	119
IV.2.4	Interprétation couplée	122
IV.3	Suivi d'un épisode pluvieux par tomographie électrique.....	123
IV.3.1	Introduction.....	123
IV.3.2	Choix du profil et organisation de l'expérience	123
IV.3.3	Résultats.....	124
IV.3.3.1	Réponse générale du milieu aux précipitations	124
IV.3.3.2	Variations des résistivités apparentes.....	125
IV.3.3.3	Inversion de la variation des résistivités apparentes	127
IV.3.3.4	Inversion des résistivités apparentes	129
IV.3.4	Conclusions et perspectives de l'expérience.....	135
Chapitre V	Synthèse par géomodélisation	137
V.1	Introduction.....	137
V.2	Matériel et méthode	137
V.2.1	Le logiciel utilisé : GOCAD.....	137
V.2.2	Stratégie de construction	137
V.2.3	Données d'entrée	139
V.3	Construction et géomodèle final.....	140
V.4	Discussions	141
V.5	Perspectives.....	143
	Discussions et conclusions générales.....	145

Perspectives générales.....	151
Annexes	155
Bibliographie.....	179
Table des illustrations.....	203
Remerciements	211
Résumé.....	213

NOTATIONS ET SIGLES

- Signes :

1D, 2D, 3D	: une, deux, trois dimensions
AMT	: Audio-Magnéto-Tellurique
D2, D3, D4	: discontinuités sédimentaires de la formation urgonienne
DC	: Direct Current
DD	: Dipôle-Dipôle
DOI	: Depth Of Investigation
DSI	: Discrete Smooth Interpolation
EM	: ElectroMagnétisme
ERT	: Electrical Resistivity Tomography
ETP	: EvapoTranspiration Potentielle
ETR	: EvapoTranspiration Réelle
FdV	: Fontaine de Vaucluse
GPR	: Ground Penetrating Radar
GPS	: Global Positioning System
LAI	: Leaf Area Index
LMA	: Leaf Mass Area
LSBB	: Laboratoire Souterrain à Bas Bruit
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
PS	: Polarisation Spontanée
RMN	: Résonance Magnétique Nucléaire
RMP	: Résonance Magnétique des Protons
RMS	: Root Mean Square
RMT	: Radio-Magnéto-Tellurique
RTK	: Real Time Kinematic
RU	: Réserve Utile

RUM	: Réserve Utile Maximale
TDEM	: Time Domain ElectroMagnetic
TOC	: Total Organic Carbon
VLF	: Very Low Frequency
WS	: Wenner-Schlumberger
ZNS	: Zone Non Saturée

- Notations :

B_0	: champ terrestre d'induction statique
χ^2	: critère d'erreur utilisé en ERT
ϵ	: permittivité diélectrique des terrains
E_0	: amplitude initiale du signal RMP
g	: accélération de la pesanteur
G	: constante gravitationnelle
I	: intensité du courant électrique
K	: facteur géométrique en ERT
m_k	: modèle de résistivité à l'itération k
m_0	: modèle de résistivité de référence
M	: nombre de paramètres
N	: nombre de données
ω_0	: vitesse angulaire de Larmor
φ	: phase du signal RMP
PsZ	: pseudo-profondeur
Q	: débit
$R(x,z)$: DOI index
R_{scaled}	: DOI index normalisé
ρ	: résistivité des terrains

ρ_a	: résistivité apparente des terrains
ρ_w	: masse volumique de l'eau
S	: sensibilité des modèles ERT
τ	: durée en RMP
τ_d	: temps mort instrumental en RMP
T_2^*	: constante de temps de décroissance transversale en champ hétérogène
λ	: paramètre de régularisation ou " <i>damping factor</i> "
χ	: conductivité électrique de l'eau
Z	: altitude
z	: profondeur

- Unités :

A	: Ampère
g	: gramme
Hz	: Hertz
L	: litre
m	: mètre
min	: minute
Ω	: Ohm
Pa	: Pascal
T	: Tesla

INTRODUCTION GENERALE

Les sources et résurgences karstiques constituent une ressource d'énergie inépuisable depuis l'Antiquité, pour actionner les moulins ou plus récemment les turbines hydro-électriques. L'environnement karstique fascine les touristes et les spéléologues pour ses morphologies vertigineuses et pittoresques. Pour les hydrogéologues, le karst représente surtout une ressource en eau majeure.

La complexité des hydrosystèmes karstiques induit un manque de connaissances qui limite leur exploitation. Cependant, les roches karstifiables couvrent de grandes superficies à travers le monde [Ford et Williams, 2007] et en particulier sur le pourtour méditerranéen [Bakalowicz et Dörfliger, 2005] où elles peuvent représenter 70 % des roches affleurantes d'un pays. Dans un contexte de changement global, les pressions sur les ressources en eau pourraient s'accroître et mener à une plus forte exploitation des hydrosystèmes karstiques. Pour cela, il est nécessaire d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement de ces hydrosystèmes afin d'optimiser leur gestion. Les parties superficielles du karst ont un rôle primordial car elles conditionnent l'entrée de l'eau dans l'hydrosystème souterrain. Dans ce type d'aquifère, la Zone Non Saturée (ZNS) dans son ensemble peut jouer un rôle majeur dans la régulation des flux d'eau [Emblanch et al., 2003]. Pourtant, les mécanismes de stockage et de transfert de l'eau qui s'y produisent restent mal compris, faute d'accès pour observer et étudier cette partie du système.

Les techniques d'étude classiquement utilisées en hydrogéologie sont généralement infructueuses dans un milieu aussi hétérogène et complexe que le karst [Bakalowicz, 2005]. Les hydrogéologues du karst font souvent appel à des techniques se rapprochant de l'hydrologie de surface telles que le traçage naturel et artificiel ou la modélisation pluie/débit. Ces techniques d'étude ont permis de comprendre une partie des mécanismes de régulation des flux d'eau au sein des systèmes karstiques. Cependant, elles permettent difficilement de localiser la ressource en eau au cours de son cheminement à travers le système karstique. De même, la structure souterraine du karst reste souvent peu connue à l'exception des explorations spéléologiques ou des forages qui n'offrent qu'une faible représentativité spatiale à l'échelle de l'hydrosystème.

La géophysique est un mode de prospection géologique non destructif qui apporte des informations spatialisées et temporelles. De nombreuses techniques géophysiques sont actuellement disponibles et présentent chacune des avantages et des limites, c'est pourquoi elles sont souvent utilisées de manière complémentaire. L'hydrogéophysique consiste à utiliser les outils géophysiques pour étudier les mécanismes liés à l'eau. Ces outils peuvent donc être utilisés pour mieux comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes karstiques et offrir une vision complémentaire avec les méthodes classiques d'étude des systèmes karstiques.

L'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse (FdV) donne naissance à la plus importante source karstique d'Europe. L'épaisseur moyenne de la ZNS pourrait atteindre près de 800 m et donc avoir un impact particulièrement important sur la dynamique de l'eau à l'échelle du bassin d'alimentation [Puig, 1987]. Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel-Pays d'Apt (LSBB) est un observatoire donnant accès au cœur de la ZNS du système karstique de FdV. Les galeries de ce laboratoire, localisées entre 30 et 519 m de profondeur, recoupent arbitrairement le massif sur 3.8 km et constituent un accès privilégié pour étudier la ZNS du karst. Depuis 2003, les hydrogéologues de l'UMR EMMAH suivent et étudient les variations des paramètres physico-chimiques et

hydrodynamiques des points d'écoulement d'eau qui traversent les galeries du LSBB [Garry, 2007 ; Blondel, 2008 ; Barbel-Perineau, 2013]. Ces travaux ont permis de classifier les points d'écoulement et de formuler des hypothèses sur leur fonctionnement et les origines de leurs eaux. Cependant, des questions restent en suspens, en particulier pour le point d'écoulement nommé D qui est pérenne, bien qu'il soit localisé à seulement 33 m de profondeur. L'étude de cet écoulement constitue l'un des fils conducteurs de ce mémoire.

Les objectifs de ce travail de thèse sont triples :

(i) *évaluer le potentiel de l'hydrogéophysique et proposer une méthodologie de prospection pour étudier la ZNS du karst.* L'hydrogéophysique peut-elle permettre de relier des objets géologiques aux différents types d'écoulements observés dans la ZNS ? Est-il possible de localiser des zones de stockage d'eau et de quantifier des variations de ce stock par prospection géophysique ?

(ii) *améliorer la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques.* Quel est le rôle de la ZNS dans l'hydrodynamique des systèmes karstiques ? Comment améliorer l'évaluation de la recharge de l'hydrosystème en contexte méditerranéen ?

(iii) *comprendre le fonctionnement et l'origine de l'eau du point d'écoulement D* qui a constitué un fil conducteur pour ce travail et a permis de définir la zone d'étude. Quels objets géologiques peuvent permettre d'expliquer la présence de ce point d'écoulement atypique ?

Après avoir introduit les notions de karst, d'hydrogéophysique et décrit le site d'étude, ce mémoire suit la méthodologie de prospection hydrogéophysique proposée pour étudier la ZNS du karst. Un chapitre est consacré à l'approche classique d'étude des hydrosystèmes karstiques avec l'étude géologique détaillée puis l'étude hydrodynamique. Le chapitre suivant présente la prospection géophysique des structures géologiques superficielles du karst. Ensuite, l'étude hydrogéophysique du fonctionnement de la ZNS est abordée au pas de temps saisonnier puis au pas de temps événementiel. Le dernier chapitre est consacré à la synthèse des connaissances géophysiques, géologiques et hydrogéologiques du site, à travers la construction d'un géomodèle 3D.

Chapitre I PROLEGOMENES

I.1 Le karst

I.1.1 Généralités

Le mot "karst" est un toponyme allemand décrivant une zone géographique qui s'étend globalement de la région de Trieste en Italie, jusqu'en Istrie (Croatie). De nombreux auteurs se sont succédé pour fournir une définition à ce que l'on appelle aujourd'hui le karst [Martel, 1902 ; Cvijic, 1960 ; Mangin, 1975 ; Bakalowic, 1999]. Le karst est un terme qui décrit les formes superficielles et souterraines résultant de l'altération des roches carbonatées (calcaire, dolomie) et salines (gypse, halite, anhydrite). Leur altération est principalement liée au phénomène de dissolution de la roche, ce qui donne naissance à des paysages caractéristiques marqués par des avens, des grottes, des vallées sèches, des canyons ou encore des reliefs ruiniformes.

Des formes assimilables au karst (ou pseudo-karst) sont observables en roches silicatées non-carbonatées [Vicat et al., 1995 ; 1997 ; Willems, 2000]. De nos jours, cette dénomination est encore discutée.

I.1.2 Morphologies et caractéristiques du karst

La karstification des massifs rocheux donne naissance à des paysages pittoresques et caractéristiques. Le réseau hydrographique de surface est limité, les rares vallées présentes sont souvent asséchées [Nicod, 1972]. En revanche le réseau hydrographique souterrain constitué par le réseau de galeries peut être très actif. En surface, des dépressions fermées (dolines ou poljé ; Fig. 1) peuvent concentrer une partie des eaux créant des lacs temporaires avant que l'eau entre dans l'aquifère, le plus souvent par le biais d'une faille ouverte ou d'un aven. Dans les zones de lapiaz ou à proximité d'un aven, l'eau peut entrer plus rapidement dans l'aquifère karstique.

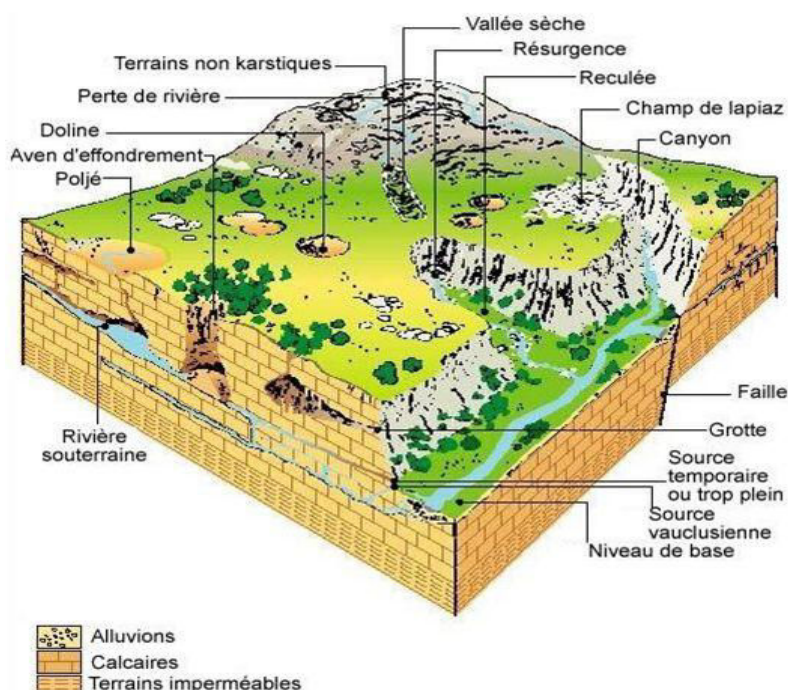


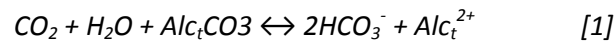
Fig. 1 : Le paysage karstique [Bakalowicz, 1999].

I.1.3 Le phénomène de karstification

Les phénomènes de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines des régions karstiques sont la dissolution des carbonates, qui est le phénomène majeur, et l'érosion mécanique [Gèze, 1973].

Le CO₂ gazeux se dissout dans l'eau créant une réserve d'acidité qui peut être entraînée rapidement en profondeur par des circulations d'eaux rapides. Cette eau acide circule dans les fractures, "attaque" la roche par dissolution et donne naissance à un réseau de galeries. Une érosion mécanique peut s'ajouter à la dissolution pour créer des conduits verticaux (Fig. 2) ou des conduites forcées.

Cette dissolution est principalement liée à une série de réactions triphasées équilibrées, entre les phases solide, gazeuse et liquide. Cet enchaînement de réactions est appelé "équilibres calco-carboniques". Son équation bilan [Roques, 1962] permet de constater que la dissolution de la roche est une réaction consommatrice de CO₂.



Où AlC_t est un cation bivalent (Ca²⁺ ou Mg²⁺).



Fig. 2 : Puits vertical de 100 m, Aven Aubert, Plateau d'Albion, France [photo : Gaubert, 2013].

La figure 3 résume de manière simplifiée l'évolution d'un aquifère fissuré karstifiable vers un aquifère karstique. Le réseau de conduits se développe par le biais de fractures, il est par endroit guidé par les stratifications mais la force de gravité joue aussi un rôle important qui mène à la formation de conduits verticaux.

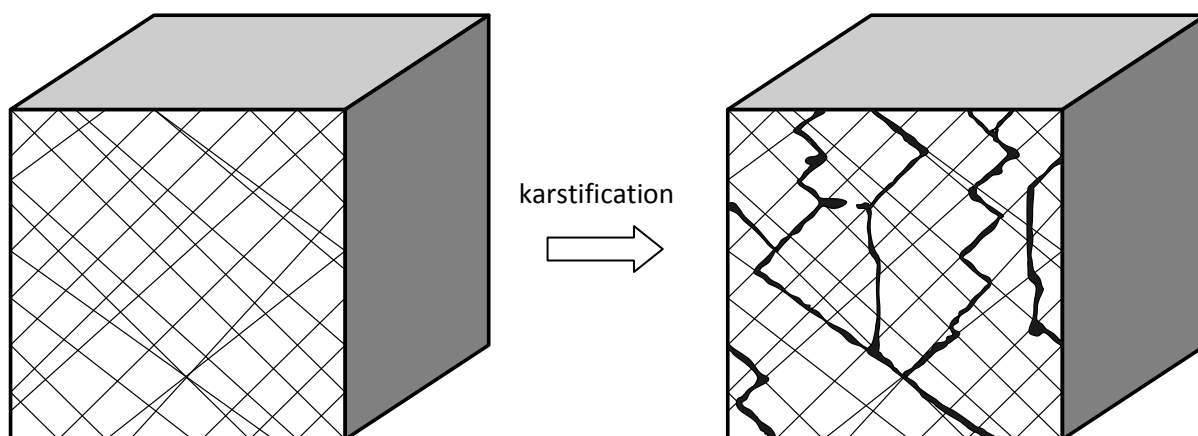


Fig. 3 : Représentation schématique de l'évolution d'un aquifère karstifiable fissuré vers un aquifère karstique [inspiré de Dörfliger et al., 2010].

I.1.4 Classification selon la zone d'alimentation

Selon le type d'impluvium ou zone d'alimentation, il est possible de distinguer deux grands types de systèmes karstiques [Soulios, 1991 ; Bakalowicz, 1995]. Le karst unaire lorsque l'ensemble de l'impluvium est recouvert par des terrains karstifiables (Fig. 4). L'infiltration y est diffuse à l'échelle du bassin. Le karst binaire comprend dans son impluvium une part de terrains non karstifiables. Ce type de karst favorise la création de pertes dans lesquelles viennent se jeter les eaux ruisselant sur les terrains non karstifiables. Ainsi, les phénomènes de karstification sont accrus au niveau des zones de pertes.

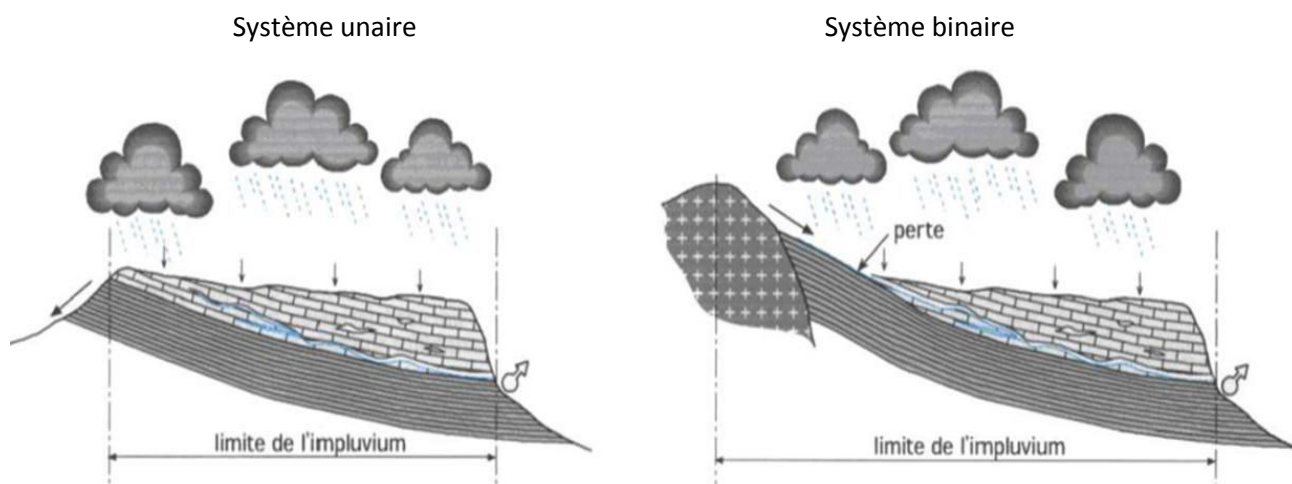


Fig. 4 : Les différentes configurations des karsts, selon la nature de l'impluvium [Marsaud, 1996].

I.1.5 Classification selon le système de développement

Il est possible de distinguer les karsts selon leur système de développement (Fig. 5). Dans les systèmes jurassiens le réseau de drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire (e.g. Source du Lison, Grottes de Han, Abîme de Bramabiau).

Dans le cas du système vauclusien le karst s'est développé sous le niveau de l'exutoire actuel. On recense sur le pourtour méditerranéen de nombreux karsts donnant naissance à des sources

vaclusiennes, du fait de leur développement lors de la crise Messinienne [Puig, 1987 ; Mocochain et al., 2011], (e.g. la Fontaine de Vaucluse, la source du Lez, la source de Port Miou, la Fontaine de Nîmes, la source d'Ombla).

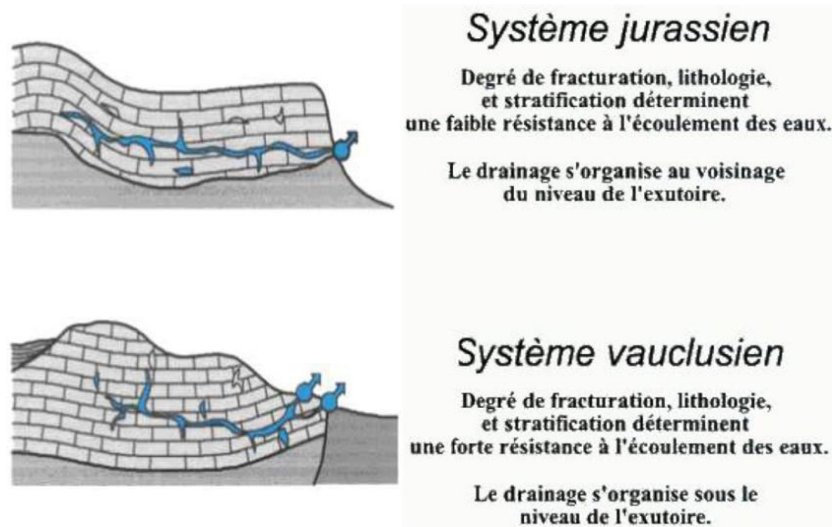


Fig. 5 : Les différentes configurations de karsts, selon la position du drain principal par rapport à l'exutoire [Marsaud, 1996].

I.1.6 Propriétés des roches karstifiées vis-à-vis de l'eau

Plusieurs niveaux de porosité sont généralement distingués dans les hydrosystèmes karstiques [e.g. White, 1999 ; Ford et Williams, 2007] : la porosité de karstification (ou de conduit) constituée par les conduits karstiques (Fig. 6), la porosité de fracture constituée pas les « vides » contenus entre les fractures et la porosité matricielle constituée par les pores de la roche elle-même [Manda et Culpepper, 2013]. La proportion de chacune de ces porosités varie fortement selon la nature de la roche et son degré de karstification.

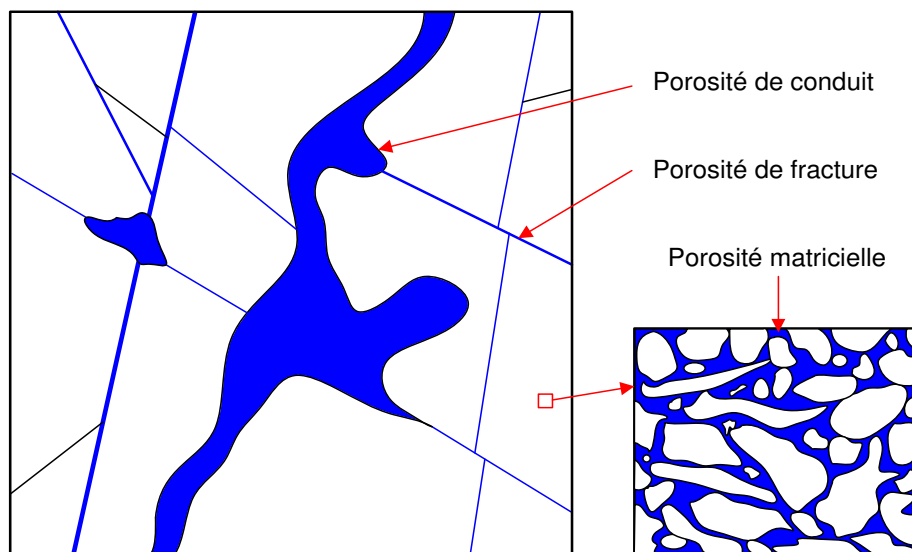


Fig. 6 : Porosité des roches karstifiées

La connectivité entre les différentes porosités est extrêmement hétérogène en milieu karstique ce qui rend difficile la détermination des paramètres tels que la perméabilité ou la transmissivité. Cependant, lorsqu'elles sont connectées [Vik et al., 2012], ces diverses porosités sont à l'origine de plusieurs types d'écoulements au sein des hydrosystèmes karstiques [Kresic, 1995 ; Kiraly, 1998] : circulation rapide à travers les conduits karstiques, circulation lente à travers le matrice rocheuse et circulation intermédiaire à travers le réseau de fractures.

I.1.7 Partitionnement du karst

Les paragraphes qui suivent présentent le découpage vertical du karst en distinguant (Fig. 7) : la Zone Saturée (ZS), la ZNS et une zone temporairement saturée. Cette division est organisée en fonction de la répartition des phases solide, liquide et gazeuse alors que le karst est souvent présenté selon des unités fonctionnelles : sol, épikarst, zone d'infiltration et zone noyée [e.g. Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 1999]. Une nomenclature plus généraliste sera employée dans ce mémoire.

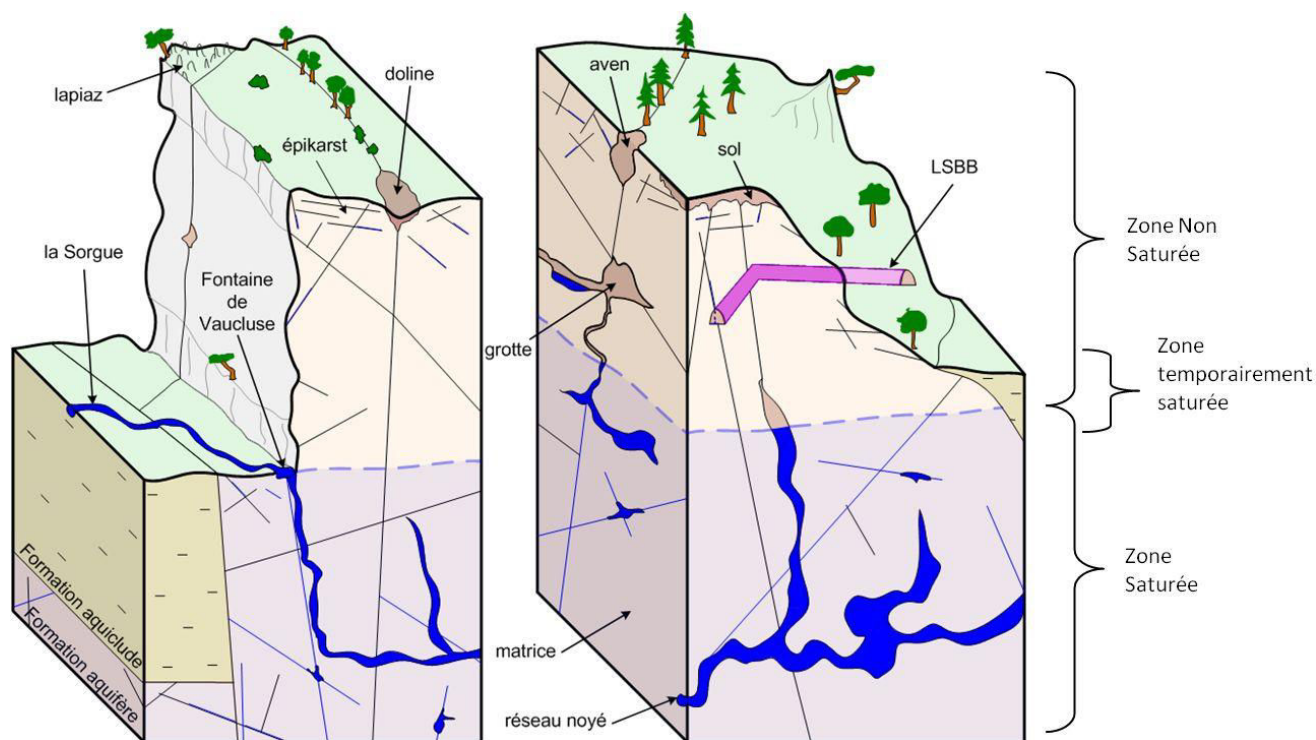


Fig. 7 : Schéma conceptuel du karst de Fontaine de Vaucluse

I.1.7.1 Conceptualisation de la ZNS au sens strict

La ZNS de l'aquifère karstique est constituée par trois phases : liquide, solide et gazeuse. Elle s'étend de la surface (ou du mur de l'aquiclude sus-jacent) jusqu'au niveau noyé. L'épaisseur de la ZNS peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, selon le système karstique et selon la position dans l'hydrosystème.

L'épikarst (Fig. 8) a longtemps été considéré comme la seule zone de stockage de la ZNS [Mangin, 1975] et, au-delà d'une quinzaine de mètres de profondeur, la zone d'infiltration était considérée

comme une simple zone de transfert reliant l'épikarst au niveau noyé. Cette vision présente l'avantage de permettre une généralisation du fonctionnement du karst à l'échelle du massif.

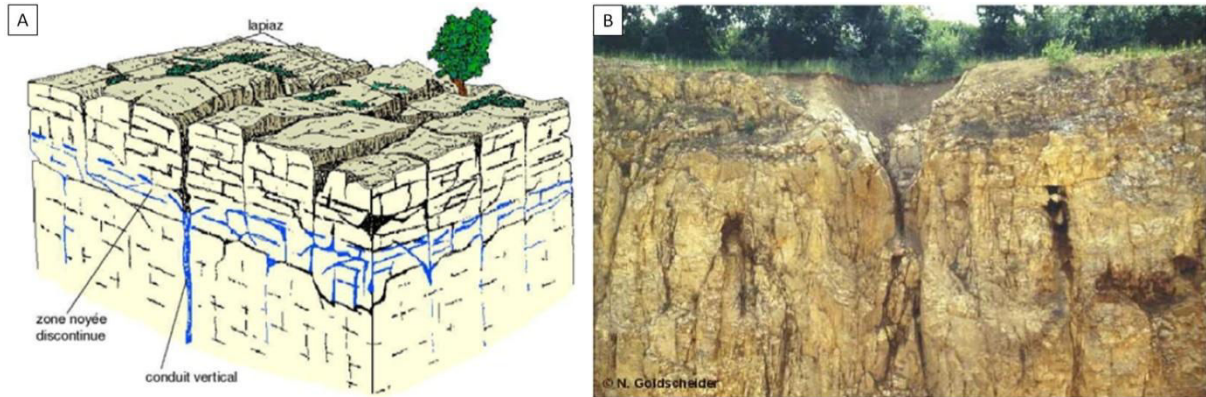


Fig. 8 : (A) Illustration d'un aquifère épikarstique [Mangin, 1975] ; (B) photo d'un épikarst [Goldscheider N.], dans Dörfliger et al. [2010].

Cependant, cette vision induit aussi une incertitude car la ZNS peut être le lieu de stockage d'eau important à différents niveaux [e.g. Bailly-Compte et al., 2010 ; Perineau et al., 2010]. Effectivement, l'eau peut transiter rapidement par des conduits verticaux en particulier lors des épisodes pluvieux, mais elle peut aussi circuler beaucoup plus lentement par des chemins détournés évoqués ci-après.

- La circulation de l'eau dans les réseaux de fractures primaires et secondaires peut ralentir considérablement les transferts. L'eau peut être piégée ou ralentie dans les zones broyées ou altérées car la structure d'une faille peut être complexe, avec une zone endommagée plus ou moins altérée et un corps de faille pouvant présenter des remplissages plus ou moins argileux et indurés (brèche, gouge de faille) (Fig. 9), [Jeanne et al., 2012 ; Jeanne, 2012]. Ainsi, la faille et la zone environnante peuvent avoir un rôle important dans la régulation des flux d'eaux.

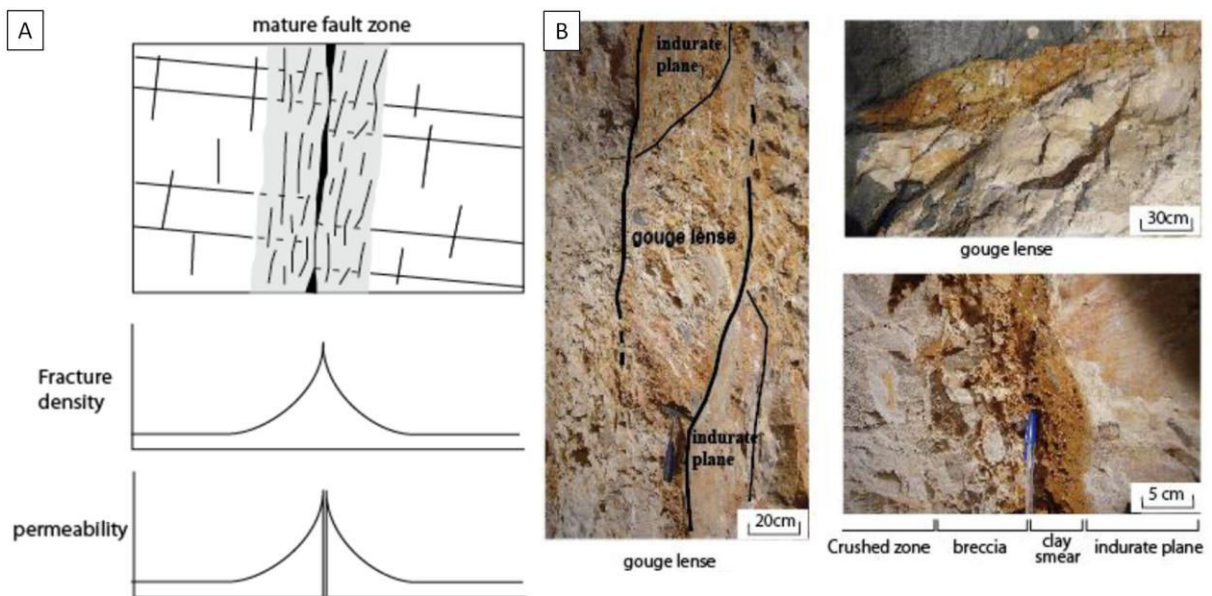


Fig. 9 : (A) Modèle d'une faille mature, structure et propriété hydromécaniques [Faulkner et al., 2010] ; (B) Structure d'un corps de faille (Rustrel, France), [Jeanne, 2012].

- La matrice rocheuse pourrait également jouer un rôle important dans la régulation des flux d'eau car certaines roches peuvent atteindre des valeurs de porosité considérables. Par exemple, les calcaires urgoniens de l'hydrosystème de la Fontaine de Vaucluse (FdV) peuvent atteindre jusqu'à 20% de porosité matricielle totale [Masse, 1969 ; Guglielmi, 2010 ; Léonide et al., 2012 ; partie I.2.4.3].
- Les résidus d'altération, comme les sables dolomitiques peuvent s'accumuler dans le fond des cavités karstiques et jouer un rôle régulateur pour les flux d'eaux.
- La présence d'argiles, de formes d'érosion ou de cristallisations peuvent former des réservoirs d'eau (e.g. lacs, gours ; Fig. 10).



Fig. 10 : Gours de la grotte de Combe aux Prêtres, (Cote d'or, France) [photo : Crochet, 2013].

La ZNS du karst n'est donc pas seulement une zone de transfert rapide de l'eau surmontée par un épikarst [e.g. Celle-Jeanton et al., 2003 ; Emblanch et al., 2003 ; Mudarra et Andreo, 2010 ; Mudarra et al., 2012]. La réalité est plus complexe, de nombreux facteurs sont susceptibles d'avoir un impact sur les transferts d'eaux dans l'ensemble de la ZNS. C'est pourquoi il est nécessaire de considérer le rôle de l'ensemble de la ZNS.

I.1.7.2 Conceptualisation de la ZS au sens strict

La ZS (ou zone noyée) est constituée par les phases solide et liquide. Les écoulements de la ZS s'organisent autour d'un réseau de drains interconnectés qui assurent une forte fonction transmissive de l'aquifère. Les augmentations de la teneur en magnésium observées à la FdV lors des crues extrêmes [Emblanch, 1997 ; Danquigny et al., 2010] témoignent de l'existence d'un stock d'eau important qui est généralement peu sollicité. Pourtant, le stock d'eau dans la zone saturée au sens strict est constant au cours du temps, puisque l'eau est un fluide quasi-incompressible. L'exploitation de ce stock garantit généralement des débits importants lorsqu'un conduit est atteint [Platel et al., 2008 ; Fleury et al., 2009]. Les volumes d'eau contenus dans la zone saturée peuvent être localement visualisables par exploration spéléologique. C'est probablement pour cette raison que le rôle de la ZS pour la régulation des flux d'eau a pu être surévalué [Mangin, 1975] par rapport aux estimations récentes [Mudarra et al., 2012].

I.1.7.3 Conceptualisation de la zone temporairement saturée

La zone temporairement saturée est aussi appelée zone de fluctuation des surfaces piézométriques mais la notion de piézométrie dans le karst est très discutable puisque deux forages rapprochés peuvent présenter des dynamiques extrêmement différentes, s'ils ne sont pas connectés par une fracture ou un conduit karstique. Cette zone, tantôt saturée, tantôt non saturée au fil des saisons, est le lieu d'un phénomène de régulation des flux d'eau important. Les Systèmes Annexes de Drainage (SAD) (Fig. 11), décrits par Marsaud [1996], assurent un rôle capacitif important et un rôle de tampon dans les variations de débit aux exutoires. Ce concept est généralement intégré dans la ZS [Mangin, 1975], pourtant il fait autant intervenir la phase gazeuse que liquide. Selon la présente classification, il semble donc judicieux d'attribuer les SAD à la zone temporairement saturée.

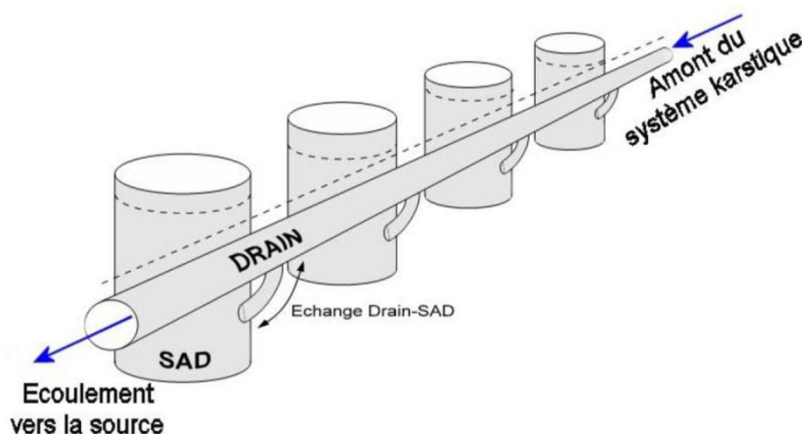


Fig. 11 : Modèle conceptuel du karst noyé avec Systèmes Annexe de Drainage (SAD) [Marsaud, 1996].

Depuis, l'évolution des connaissances a permis de différencier deux types de SAD :

- les SAD à forte transmissivité représentés par les fractures et le réseau de karstification ($C =$ conduit),
- les SAD à faible transmissivité constitués par la matrice rocheuse ($M =$ matrice).

La figure 12 illustre de manière simplifiée les échanges entre ces deux types de SAD et leur impact sur l'hydrogramme de crue à l'exutoire. Les SAD de type C se vidangent rapidement après la crue si leur niveau n'est pas maintenu par la vidange plus lente des SAD de type M . La dynamique des SAD de type C se traduit par une décroissance quasi linéaire sur l'hydrogramme de crue tandis que la dynamique des SAD de type M se traduit par une décroissance plus exponentielle, de type loi de Maillet.

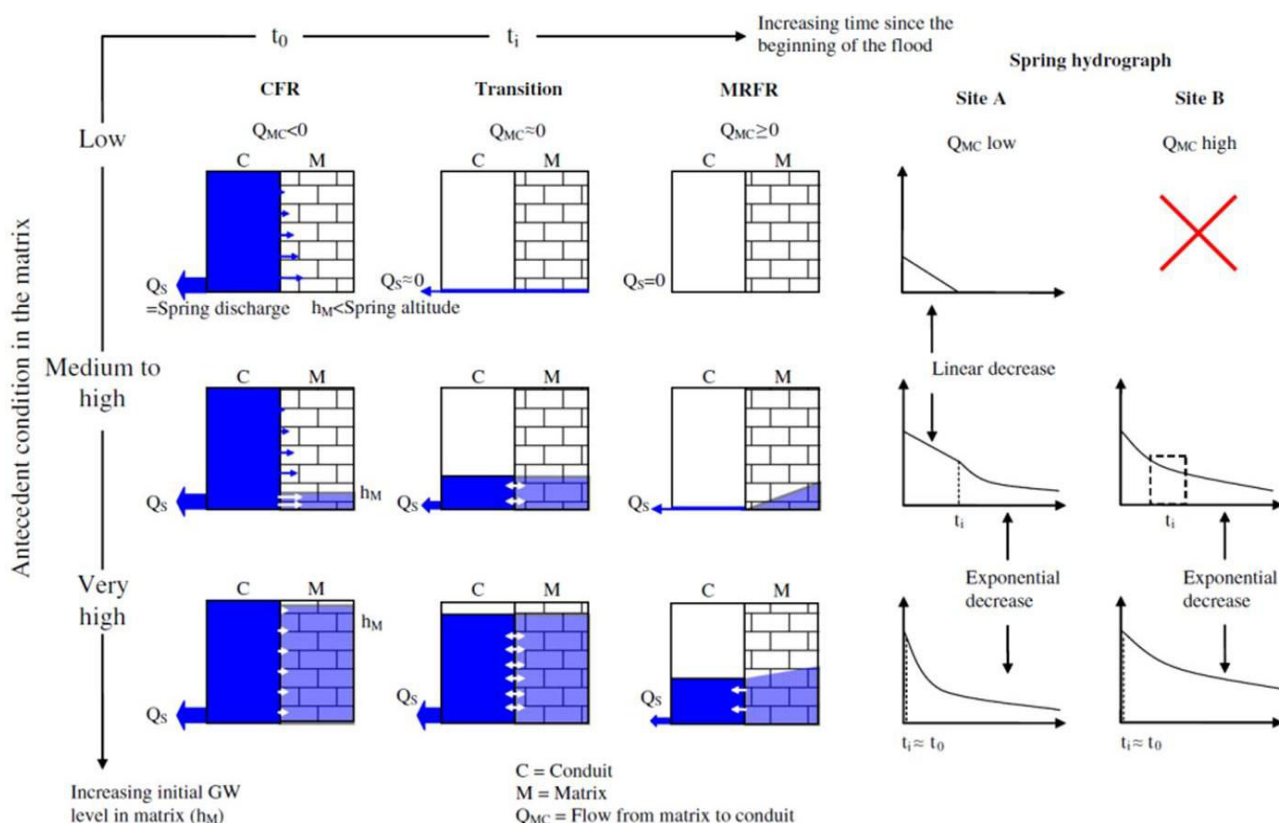


Fig. 12 : Représentation schématique de la forte (C = conduit) et faible (M = matrice) perméabilité des volumes durant les crues et ses conséquences sur l'hydrogramme de crue de la source karstique étudiée, en fonction de l'état initial de la matrice, [Bailly-Comte et al., 2010].

I.1.8 Approche fonctionnelle du karst

Du fait de sa complexité, le fonctionnement des systèmes karstiques est souvent abordé de manière globale avec des techniques d'études plus proches de l'hydrologie de surface que de l'hydrogéologie classique [Bakalowicz, 2005]. De nombreuses techniques de traçage naturel et artificiel (chimie et isotopie) ont été appliquées, voire développées en milieu karstique [e.g. Bakalowicz, 1979 ; Blavoux et al., 1979 ; Mudry, 1987 ; Plagnes, 1997 ; Goldscheider et al., 2008]. L'hydrochimie et l'isotopie ont permis des avancées considérables dans la compréhension des hydrosystèmes karstiques [e.g. Blavoux, 1978 ; Mudry, 1981 ; Emblanch, 1997 ; Blondel, 2008 ; Charlier et al., 2012].

L'hydrodynamique, complexe elle aussi, est généralement abordée de manière globale. C'est pourquoi de nombreux modèles à réservoirs ont été proposés [e.g. Mangin, 1975 ; Marsaud, 1996 ; Labat et al., 2000a,b ; Emblanch et al., 2003 ; Fleury et al., 2007 ; Moussu et al., 2011]. La transposition d'un modèle pluie/débit au-delà de la zone sur laquelle il a été développé reste délicate. Les travaux de modélisation hydrogéologique spatialisée restent mineurs car le manque de connaissances sur le karst rend la paramétrisation et la validation des modèles difficiles [d'après Oreskes et al., 1994 dans Worthington, 2009]. Certains auteurs relèvent tout de même le défi en considérant des propriétés équivalentes à un milieu poreux [e.g. Larocque et al., 1999 ; Scanlon et al., 2003 ; Worthington, 2009 ; Worthington et Ford, 2009].

Ces vingt dernières années, la conception du karst a évolué vers une considération importante du rôle de l'ensemble de la ZNS pour la régulation des flux d'eau [Lastennet, 1994 ; Lastennet et al., 1995 ; Emblanch, 1997 ; Batiot, 2002 ; Perrin et al., 2003 ; Garry, 2007]. En effet, pour expliquer le

maintien d'un débit d'étiage minimal même lors de sécheresses sévères, il est indispensable de faire intervenir un rôle tampon important de la ZNS. En terme de qualité de l'eau, la ZNS joue un rôle critique car elle constitue l'entrée de l'eau dans l'aquifère. Les morphologies et les caractéristiques de sub-surface conditionnent fortement la vulnérabilité de l'aquifère. Elles sont utilisées dans les méthodes de cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques telles que les classifications RISKE [Pételet-Giraud et al., 2000] ou PaPRIKa [Dörfliger et Plagnes, 2009 ; Plagnes et al., 2010]. Il est donc indispensable d'améliorer la connaissance des caractéristiques de sub-surface pour aller vers une meilleure gestion de la ressource en eau d'origine karstique.

I.1.9 L'importance du karst

I.1.9.1 Le karst dans le monde

Les formations carbonatées karstifiées affleurent sur 7 à 12 % de la surface des cinq continents [Ford et Williams, 2007]. Une part considérable de ces affleurements se localise à proximité de grands foyers de population : Asie du Sud, Amérique du Nord, Europe et pourtour méditerranéen (Fig. 13). Près de 25 % de la population mondiale serait alimentée entièrement ou en partie par des ressources souterraines karstiques [Ford et Williams, 2007]. Cette ressource d'eau représente des enjeux économiques et sécuritaires majeurs [Goldscheider, 2002]. C'est pourquoi sa gestion et sa protection devront être optimisées.

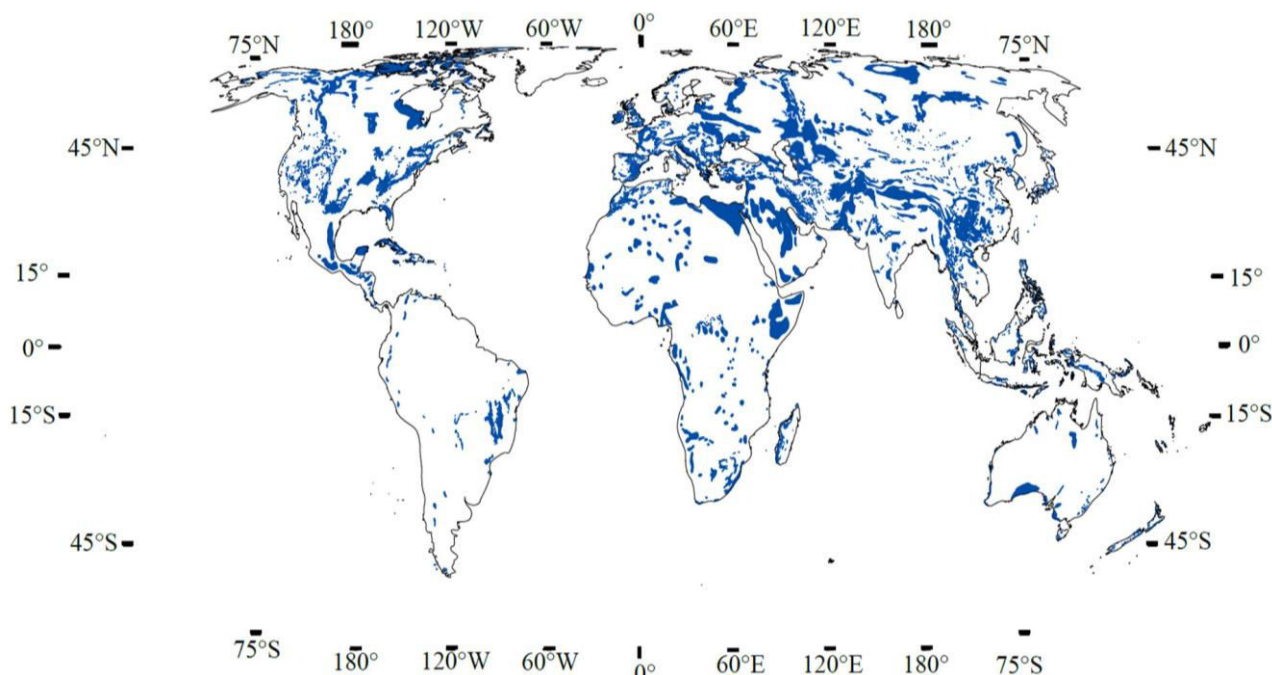


Fig. 13 : Cartographie mondiale des formations karstifiées affleurantes [d'après Gunn, 2004 dans Ford et Williams, 2007].

I.1.9.2 Le karst sur le pourtour méditerranéen

Sur le pourtour méditerranéen, le karst occupe 30 à 70 % du territoire selon les pays (Fig. 14) [Bakalowicz et Dörfliger, 2005]. De plus, l'abaissement du niveau de base lors de la crise Messinienne a favorisé le développement de karst de type vauclusien [Puig, 1987 ; Mocochain et al., 2011]. Ainsi,

les systèmes karstiques qui alimentent les sources de la FdV ou de la source du Lez ont un réseau de conduits largement développé au sein de la ZS et pouvant constituer d'importantes réserves d'eau.

La France est recouverte à 33 % par des terrains karstifiés et 25% de l'AEP (Adduction en Eau Potable) provient des eaux souterraines karstiques [COST 620, 2003]. Cependant, cette ressource est encore sous-exploitée. D'importantes ressources en eau telles que l'hydrosystème de la FdV sont presque inutilisées [Puig, 1987].

Une exploitation minutieusement gérée des ressources en eau d'origine karstique pourrait avoir un double intérêt, l'approvisionnement en eau mais aussi la régulation des crues. Cela est particulièrement vrai sur le pourtour méditerranéen où le climat impose généralement des inondations dévastatrices après une période estivale sèche. L'exploitation de l'eau contenue dans les conduits et cavités noyées durant l'été pourrait permettre aux systèmes karstiques de mieux tamponner les fortes précipitations et ainsi limiter l'intensité des crues. C'est le cas de la gestion de la source du Lez qui alimente partiellement en eau la ville de Montpellier [Fleury et al., 2009 ; Bicalho et al., 2010].

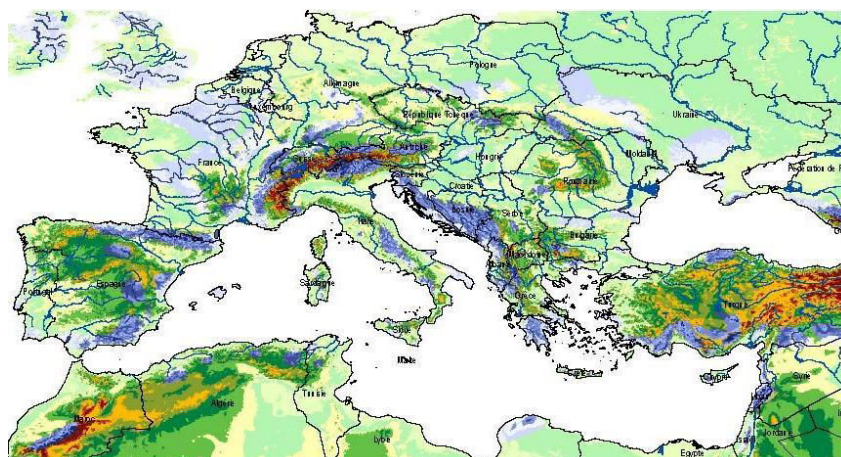


Fig. 14 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée [Bakalowicz et Dörfliger, 2005].

I.2 De l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse au site du LSBB

I.2.1 Localisation géographique

L'hydrosystème de FdV s'étend principalement sur le Vaucluse et empiète également sur les Alpes de Hautes Provence et la Drôme. Il est limité au Nord par les vallées du Jabron et du Toulourenc, à l'Est par le bassin de Forcalquier et la plaine de la Durance, au Sud par le bassin d'Apt et à l'Ouest par le bassin de Carpentras (plaine du Comtat Venaissin) [Puig, 1987]. Dans la partie Nord, la chaîne Ventoux (1909 m) - Albion (1414 m) - Lure (1826 m) domine le bassin versant. Au Sud, s'étend une zone d'altitude moyenne assez élevée (600 à 1000 m) comprenant le plateau d'Albion. La FdV jaillit au Sud-Ouest à équidistance de Carpentras et Cavaillon. Même si les séries calcaires assurent une continuité géologique entre le massif du Luberon (1125 m) et les Monts de Vaucluse, ces deux entités hydrogéologiques ne semblent pas connectées [Puig, 1987]. En somme, l'hydrosystème de FdV recouvre une superficie d'environ 1115 km² [Puig, 1987]. Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) se situe sur la commune de Rustrel, en bordure de cet hydrosystème et sur le flan Sud du plateau d'Albion (Fig. 15).

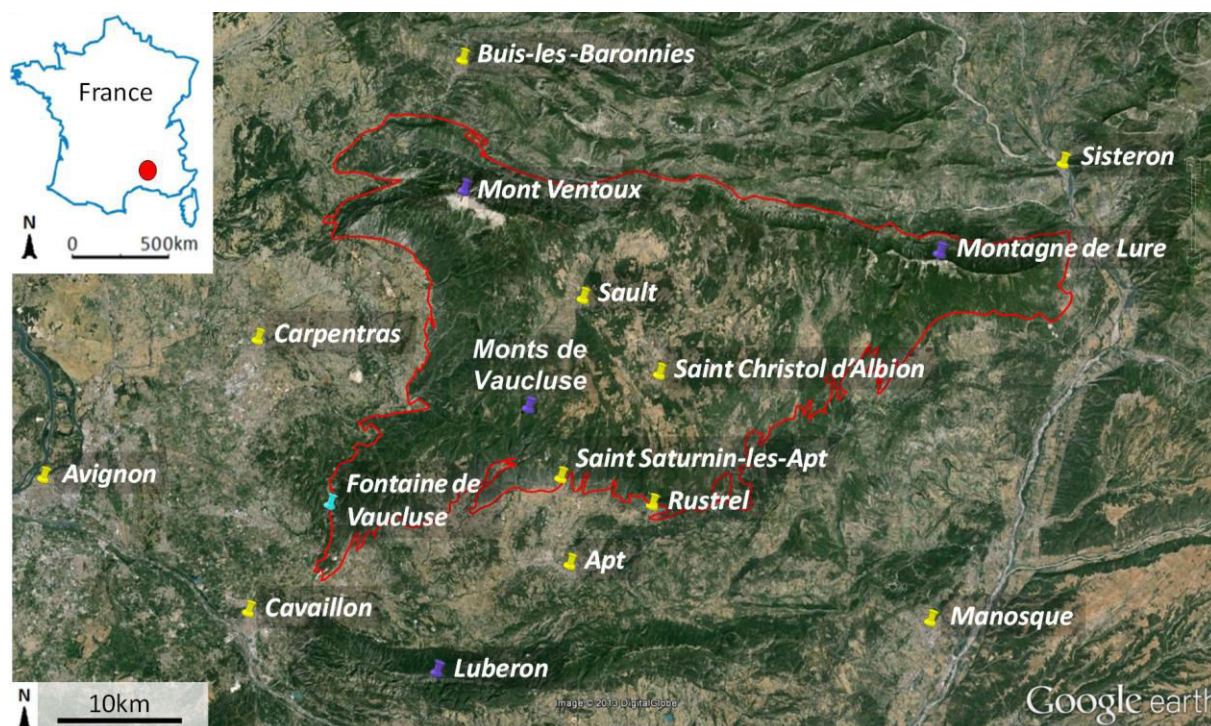


Fig. 15 : Positionnement géographique de l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Photo aérienne : www.earth.google.com], délimitation du périmètre d'alimentation en rouge.

I.2.2 Climat

La région étudiée est caractérisée par un climat méditerranéen, aux étés chauds et secs et aux hivers doux et un peu plus humides. L'essentiel des précipitations ont lieu à l'automne et, dans une moindre mesure, au printemps (Fig. 16). Les précipitations de l'automne sont souvent spectaculaires et se produisent dans des conditions analogues aux épisodes dits "cévenols" qui se produisent un peu plus à l'Ouest. Suite aux étés chauds au cours desquels la Méditerranée s'est réchauffée, les perturbations

venant du Golfe de Gênes (Sud-Est) apportent un air chaud et humide qui est barré par la chaîne montagneuse Ventoux-Lure. En suivant les reliefs cet air prend de l'altitude et se refroidit pour donner naissance à de fortes précipitations qui provoquent souvent des inondations.

Le Mistral, du nom provençal "maestral" qui signifie le maître, est le vent dominant de la région provenant du NNW et représente la quasi-totalité des vents dépassant les 10 m/s [Puig, 1987]. De nombreux arbres dans la région attestent de la dominance de ce vent par un développement asymétrique. Ce constat est particulièrement observable à l'approche du sommet du Mont Ventoux.

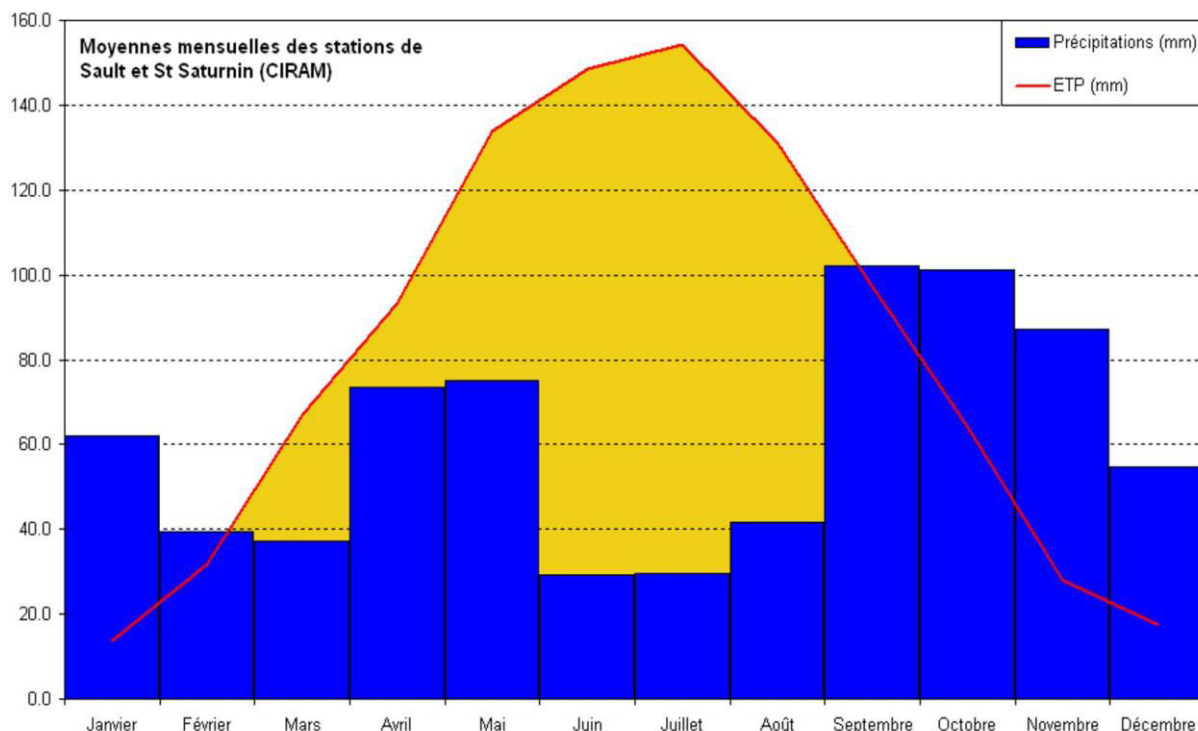


Fig. 16 : Diagramme climatique « Pluie – ETP » sur la période 1998 – 2007 [Blondel, 2008].

L'EvapoTranspiration Potentielle (ETP) présentée dans la figure 16 est calculée selon la formule de Riou [1980]. Cette formule permet d'estimer empiriquement et simplement l'ETP à partir de la température et de la latitude géographique. Elle a été utilisée pour représenter la moyenne des valeurs d'ETP et de précipitations entre les stations de Saint Saturnin-les-Apt (au Sud de la région) et Sault (au Nord) [Blondel, 2008]. Ce graphique offre une vision d'ensemble de la région et permet de constater la forte demande d'évapotranspiration du mois de Mars au mois d'Août. De ce fait, la végétation subit un stress hydrique important durant une partie de l'année. L'EvapoTranspiration Réelle (ETR) est donc bien en dessous des valeurs d'ETP. Ce dernier point sera abordé dans la partie II.2.3.3, où les échanges sol/plante/atmosphère ont été modélisés.

Sur le plan du suivi météorologique la région peut sembler relativement bien équipée (Fig. 17). Cependant, les reliefs importants provoquent de fortes disparités climatiques sur l'ensemble du territoire. Les orages estivaux peuvent être très localisés et apporter des quantités d'eau considérables. De plus, la présence d'un gradient altitudinal complique encore l'estimation des précipitations à l'échelle du bassin d'alimentation de FdV. Face à une telle disparité, l'utilisation de radar météo pourrait permettre de palier ce problème.

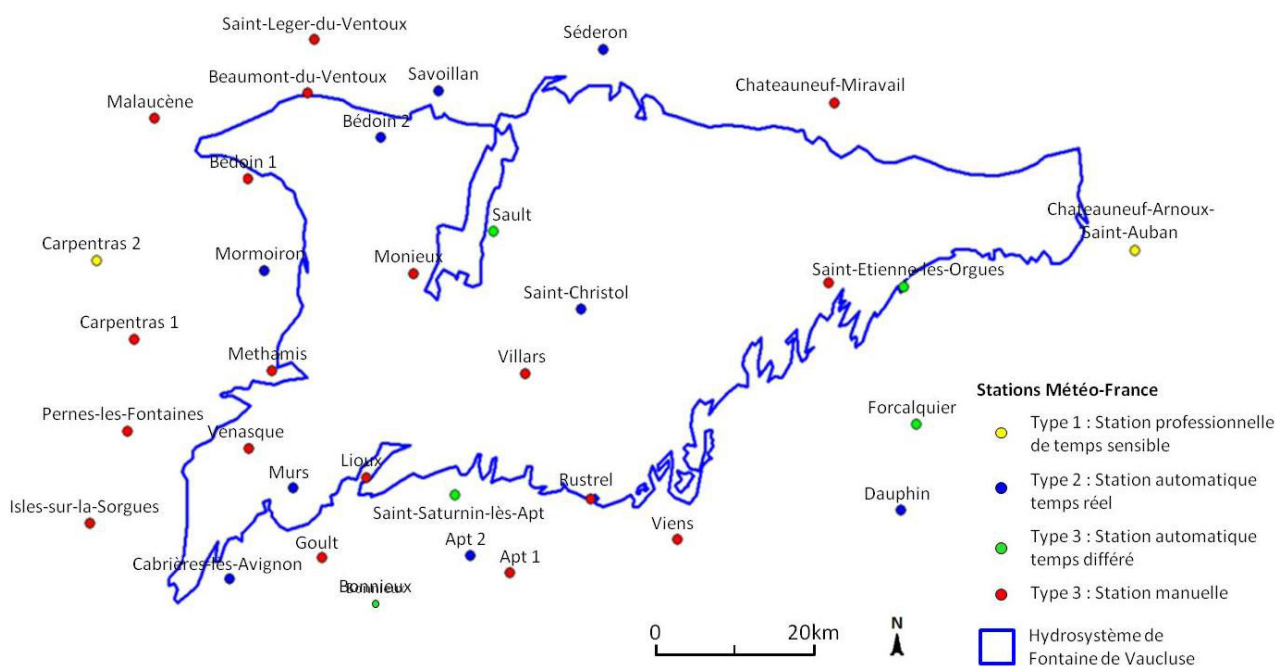


Fig. 17 : Répartition des stations « Météo-France » sur le bassin de Fontaine de Vaucluse [Blondel, 2008].

I.2.3 Sol et végétation

La zone étudiée est très peu urbanisée : seulement 1 % du territoire est occupé par les petites villes et villages (Fig. 18 et 19). Les zones agricoles occupent près de 15 % du territoire. On y trouve principalement des vignes, de la lavande, des vergers, des oliviers, des céréales et des fourrages. La majeure partie du bassin d'alimentation de FdV (84 %) reste à l'état naturel ou semi-naturel [Blondel, 2008 d'après CRIGE PACA, 2006]. La forte variation d'altitude entre le Mont Ventoux (1912 m) et l'exutoire (84 m), associée à des climats contrastés entre les faces Sud et Nord de la chaîne septentrionale permet d'individualiser quatre étages forestiers :

- **L'étage méditerranéen** est représenté par le chêne vert, le pin d'Alep, le chêne Kermès, le romarin, le genêt scorpion, le genévrier de Phénicie, le thym ou encore le sparte. Il est présent jusqu'à 800 m sur les versants Sud et 600 m sur les versants Nord.
- **L'étage subméditerranéen** est représenté par le chêne vert, le pin sylvestre et les landes de buis, de lavande et de genêts cendrés. On le retrouve sur la majeure partie des plateaux du Vaucluse et d'Albion à partir de 500 m jusqu'à 1300 m sur le flanc Sud de la chaîne septentrionale.
- **L'étage montagnard** est représenté par le hêtre, l'érable, le noisetier, l'alisier et le sureau ainsi que par quelques pins sylvestres. On y rencontre aussi quelques essences de l'étage inférieur, en particulier du buis et de la lavande. Cet étage apparaît à partir de 1000 m sur les crêtes de Luberon, le massif de Lagarde et sur la chaîne Ventoux-Lure.
- **L'étage subalpin** se rencontre vers le sommet du Mont Ventoux. Les pins à crochet et les pelouses clairsemées que l'on y trouve témoignent de conditions de développement difficiles pour la végétation : vent, gel, orages et sol quasi inexistant.

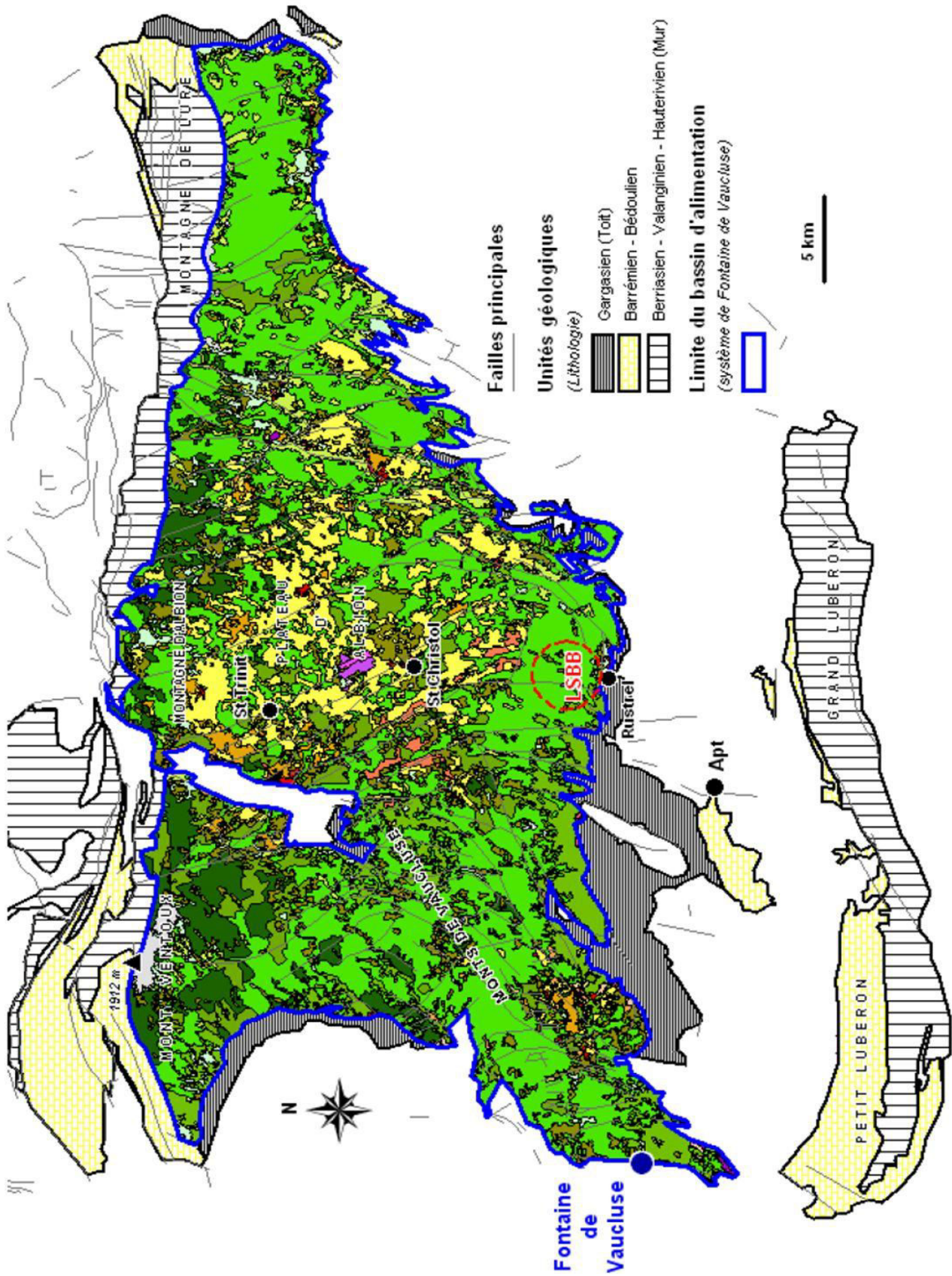


Fig. 18 : Carte d'occupation des sols dans l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Blondel, 2008 d'après CRIGE PACA, 2006], légende figure 19.

Grands ensembles	Codes Niveau 3 (CRIGE PACA 2006)	Intitulés	Code couleur RBV	Couleurs	Surface (km ²)	Proportion de surface / Surface du BV
Territoires artificialisés	111	Tissu urbain continu	180 000 000		0.478	0.0427%
	112	Tissu urbain discontinu	255 000 000		4.222	0.3775%
	113	Bâti diffus	255 100 000		3.782	0.3382%
	121	Zones industrielles ou commerciales	204 077 242		1.612	0.1441%
	124	Aéroports	255 077 255		0.571	0.0511%
	131	Extraction de matériaux	166 000 204		0.871	0.0779%
	141	Espaces verts urbains	255 128 128		0.004	0.0004%
Territoires agricoles	142	Equipements sportifs et de loisirs	255 102 102		0.114	0.0102%
	212	Terres arables hors périmètres d'irrigation	255 255 000		130.296	11.6510%
	221	Vignobles	242 204 166		3.227	0.2886%
	222	Vergers et petits fruits	242 166 077		2.701	0.2415%
	223	Oliveraies	230 166 000		1.473	0.1317%
	224	Lavandins	255 124 080		6.286	0.5621%
	231	Prairies	205 205 102		0.670	0.0599%
Forêts et milieux semi-naturels	241	Cultures annuelles associées aux cultures permanentes	255 230 166		0.700	0.0626%
	243	Territoires principalement occupés par l'agriculture avec présence de végétation naturelle	230 166 000		20.077	1.7953%
	311	Forêts de feuillus	076 230 000		510.013	45.6051%
	312	Forêts de conifères	028 099 000		88.020	7.8707%
	313	Forêts mélangées	112 171 000		65.029	5.8149%
	321	Pelouses et pâturages naturels	204 242 077		54.407	4.8650%
	323	Maquis et garrigues	144 144 000		106.307	9.5059%
Surfaces en eau	324	Forêt et végétation arbustive en mutation	115 192 000		79.119	7.0748%
	332	Roches nues	224 224 224		8.248	0.7375%
	333	Végétation clairsemée	204 255 204		30.092	2.6908%
	512	Plans d'eau	096 202 255		0.005	0.0004%

Fig. 19 : Légende de l'occupation des sols, chartre graphique du CRIGE PACA [2006].

Le substratum rocheux a une forte influence sur le développement des sols. La végétation de chaque étage forestier est fortement liée aux sols présents. Réciproquement, la végétation joue un rôle majeur dans la genèse des sols. Ce constat est marquant sur certaines dalles calcaires affleurant en surface structurale qui étaient autrefois régulièrement nettoyées pour alimenter des aygués¹. Une cinquantaine d'années après leur abandon, la végétation a recolonisé par îlots en générant un sol peu épais autour d'elle. On constate ainsi la réelle interaction entre sol et plante. Les types de sols que l'on rencontre le plus communément sur le bassin d'alimentation de FdV sont les lithosols, les rendosols et les fersialsols [Puig, 1987].

- Les **lithosols** sont des sols peu épais à un seul horizon A^2 n'excédant pas 10 cm. Ils s'établissent sur le substratum rocheux et contiennent peu de matière organique, sont peu évolués et souvent caillouteux.
- Les **rendosols** sont des sols un peu plus évolués et un peu plus épais que les lithosols. On observe un horizon de surface A riche en humus (de couleur sombre) et un horizon d'altération du substratum rocheux C^3 , plus caillouteux. Ils se rencontrent habituellement dans les zones de ruissellement et d'érosion mécanique comme les terrains en pente.
- Les **fersialsols** sont typiques des milieux calcaires. Ils sont remarquables par leur couleur rougeâtre due à la décarbonatation en surface. L'altération des minéraux primaires libère d'importantes quantités d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Ces sols se sont formés sous un climat chaud et humide et sont en lien avec des zones d'infiltration importante. Ils se rencontrent dans des contextes géomorphologiques ayant permis le développement de sols sur de longues durées, comme par exemple dans les dolines.

¹ Bassin traditionnel taillé dans la roche calcaire en place atteignant un volume de l'ordre de 5 à 10 m³.

² Horizon contenant à la fois de la matière organique et de la matière minérale [Baize, 2006].

³ Horizon d'altération de la roche [Baize, 2006].

I.2.4 Géologie de l'hydrosystème

La description géologique et l'extension de l'hydrosystème de FdV ont été abordées par de nombreux auteurs [e.g. Masse, 1976 ; Villeger, 1984 ; Monier, 1986 ; Malzieu, 1987 ; Puig, 1987 ; Couturaud, 1993]. Une synthèse de ces différents travaux est proposée dans cette partie.

I.2.4.1 Description lithostratigraphique

Avant de commencer la description des unités lithologiques, il est important de préciser les termes d'usage en géologie locale et leurs positions dans l'échelle stratigraphique internationale (Fig. 20). Ces dénominations locales peuvent être considérées comme des sous-étages utilisés par les géologues provençaux. Ainsi, l'Aptien est subdivisé en Bédoulien, Gargasien et Clansayésien.

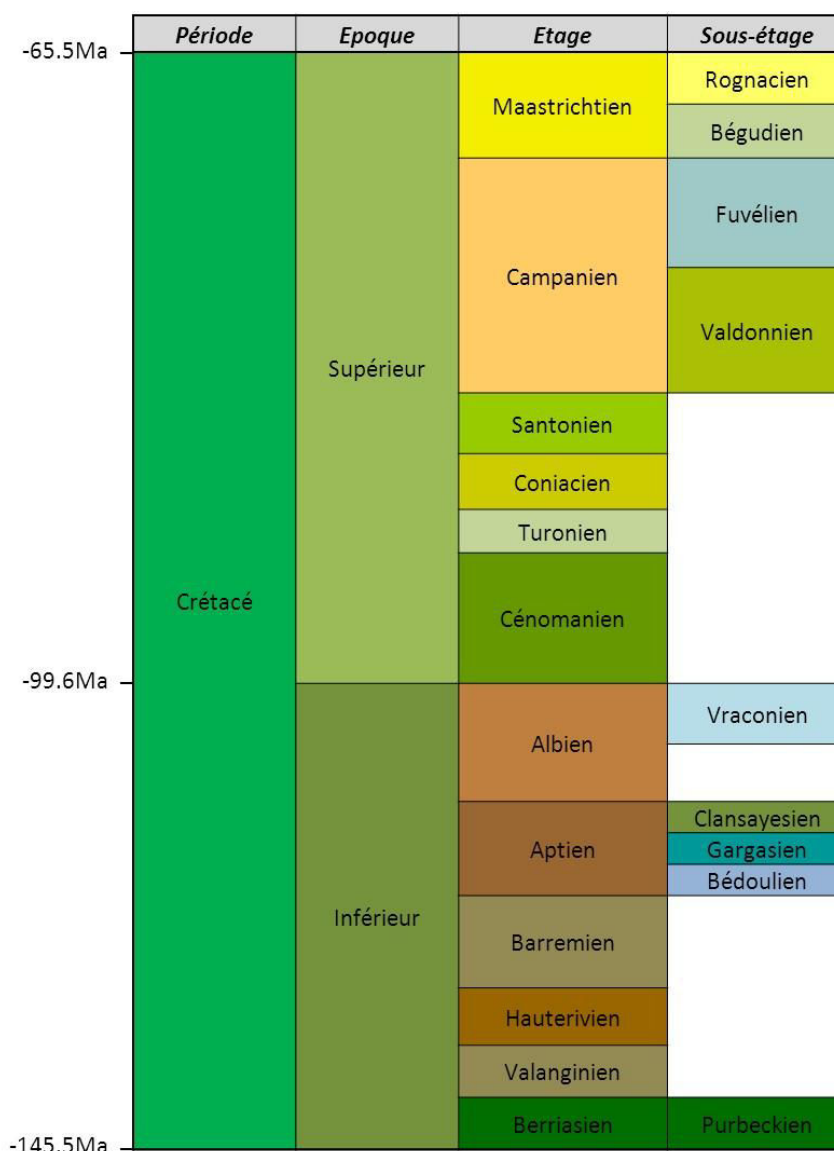


Fig. 20 : Subdivisions du Crétacé

Trois grands ensembles géologiques sont distingués (Fig. 21), à savoir le Valanginien – Hauterivien Inférieur, base de l'aquifère, l'ensemble Hauterivien Supérieur – Barrémien – Bédoulien, aquifère

proprement dit, et, couverture imperméable de l'aquifère, le Bédoulien terminal – Gargasien – Albien – Cénomaniens.

Les épaisseurs des formations de la figure 21 sont données à titre indicatif car susceptibles de fortes variations constatées à l'échelle de l'hydrosystème de FdV.

- Valanginien – Hauterivien Inférieur :

Le Valanginien est essentiellement marneux voire marno-calcaire et se caractérise par la présence de fossiles pyriteux. Son épaisseur d'environ 200 m est variable.

La base de l'Hauterivien est remarquable par une puissante série d'alternances marno-calcaires dites "géantes" [Monier, 1986]. L'ensemble de la série hauterivienne atteint une épaisseur de 670 m sur le versant Nord du Ventoux et 500 m à la Montagne de Lure [Puig, 1987]. Cependant il est difficile de déterminer l'épaisseur de la partie de l'Hauterivien Inférieur aquiclude car la transition entre les alternances marno-calcaires et les calcaires de la partie supérieure est progressive.

- Hauterivien Supérieur – Barrémien – Bédoulien :

Cet ensemble carbonaté, dont l'épaisseur peut atteindre 1500 m, constitue l'ossature de la région. Il contient de rares intercalations marneuses pouvant entraîner localement la formation de nappes perchées. Au sommet de cette série, le Barrémien Supérieur et le Bédoulien ont un faciès urgonien. Ce faciès subrécifal affleure sur la majeure partie de l'hydrosystème de FdV. Ces calcaires urgoniens seront décrits précisément plus loin (partie I.2.4.3). Dès son émergence au Crétacé, cette puissante formation calcaire a subi une intense karstification, conduisant à la formation du système karstique de la FdV [Puig, 1987].

- Bédoulien terminal - Gargasien – Albien – Cénomaniens :

Ces formations se rencontrent principalement sur les pourtours des reliefs ou dans les zones effondrées. Elles constituent la couverture de l'aquifère et jouent un rôle très important car elles permettent notamment dans le synclinal du Toulourenc, où les marnes de Gargas surmontent le Bédoulien calcaire, de mettre en charge une partie de l'aquifère karstique (e.g. forage artésien de Veaux).

Par abus de langage les marnes de Gargas sont souvent confondues avec le Gargasien. Or, les marnes de Gargas sont constituées à la base par le Bédoulien terminal caractérisé par l'ammonite *Dufrenoya*. L'épaisseur des marnes de Gargas varie entre 50 à 200 m. La série terrigène albo-cénomaniens annonce l'émergence de la région. Cette série marno-sableuse rend difficile la différenciation des étages Albien et Cénomaniens. Son épaisseur est très variable. Si cette série est réduite à seulement quelques dizaines de mètres dans le bassin d'Apt suite à son érosion, elle peut atteindre 200 m dans le bassin de Carpentras et le fossé de Sault, voire 800 m dans le bassin de Forcalquier.

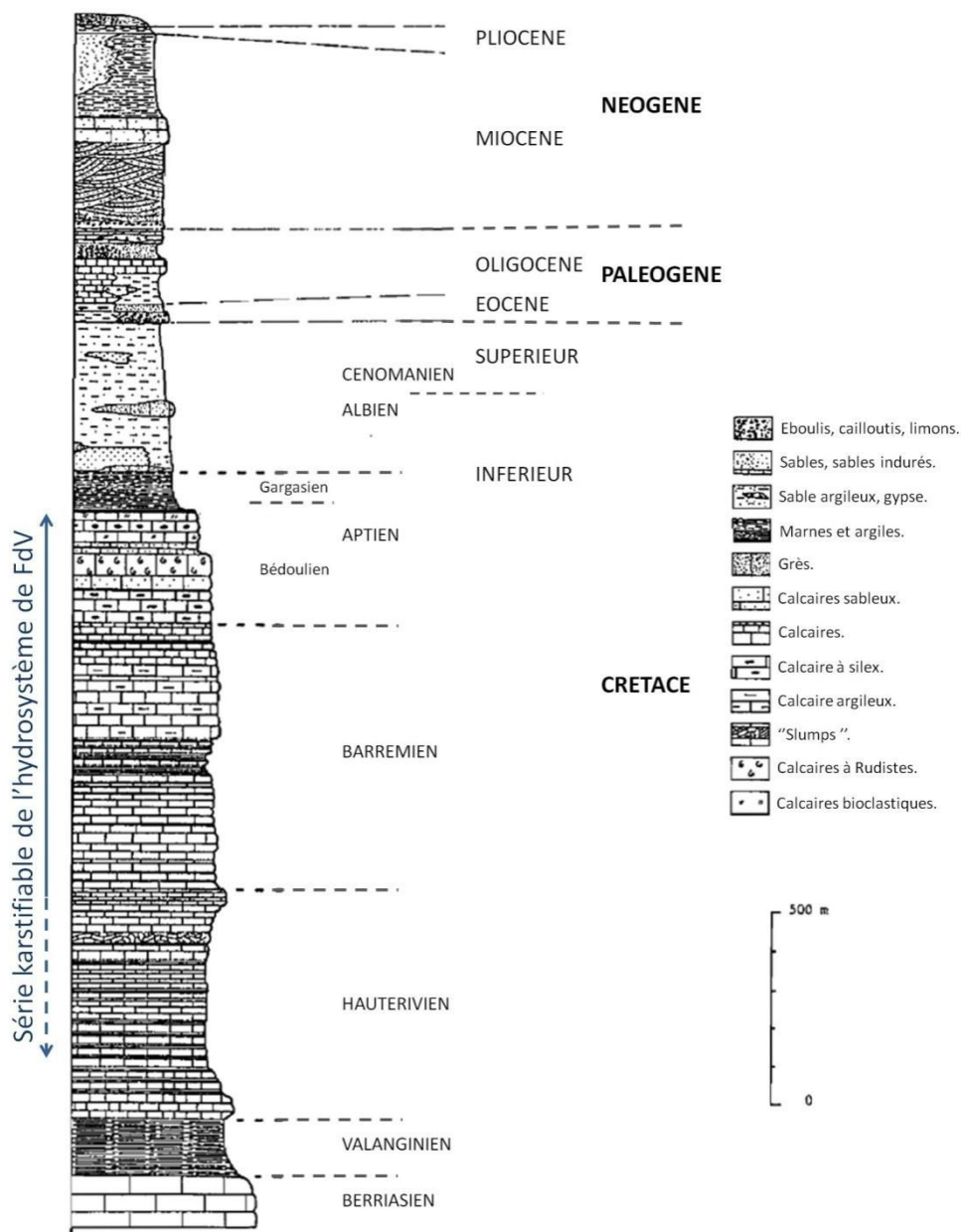


Fig. 21 : Coupe lithostratigraphique synthétique de l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Puig, 1987, modifié].

I.2.4.2 Géologie structurale

La série calcaire Hauterivién Supérieur – Barrémien – Bédoulien peut atteindre 1500 m d'épaisseur et joue un rôle morpho-tectonique important dans la région [Goguel, 1932]. Puig [1987] décrit six grandes structures (Fig. 22 et 23):

- Au Nord, la chaîne septentrionale (Ventoux – Montagne d'Albion – Lure). Son flanc Sud est formé par un monoclin à pendage Sud chevauchant vers le Nord. Son flanc Nord constitué des terrains les plus anciens, Jurassique Supérieur et Néocomien déformés en anticlinal, chevauche vers le Nord une structure synclinale des Baronnies.

- Le flanc Sud du Ventoux. Il s'ennoie vers l'Ouest en terminaison périssynclinale sous le bassin de Carpentras. Vers le Sud, il dessine une structure anticlinale de grand rayon de courbure, et d'axe WSW-ENE, les Monts de Vaucluse et plus à l'Est une structure tabulaire, le plateau d'Albion.

- Le synclinal d'Apt, d'orientation Est-Ouest, est constitué par les terrains albo-cénomaniens et tertiaires. L'Albo-Cénomaniens correspond aux fameux sables ocreux dont les anciennes carrières de Roussillon et de Rustrel forment aujourd'hui un important site touristique.

- Au Sud, l'anticlinal du Luberon. Cette structure anticlinale légèrement déversée vers le Sud dans sa partie orientale chevauche vers le Sud les terrains tertiaires. Il est coupé en deux par une zone de fractures, la " combe " de Lourmarin. Dans la partie Est du Grand Luberon, un dyke de lherzolite a pris place au droit d'une faille NE-SW.

- Le fossé d'effondrement d'Aurel – Sault, orienté NNE-SSW sépare, au Nord, le Mont Ventoux de la Montagne d'Albion.

- Les fossés d'effondrement de Simiane – Montsalier – Banon – Saumane, orientés NNE-SSW séparent la structure anticlinale de Saint Christol à l'Ouest, du flanc Sud de la Montagne de Lure à l'Est qui forme un anticlinal plongeant sous le bassin de Forcalquier.

La carte géologique simplifiée (Fig. 22) et les deux coupes de la figure 23 illustrent cette description.

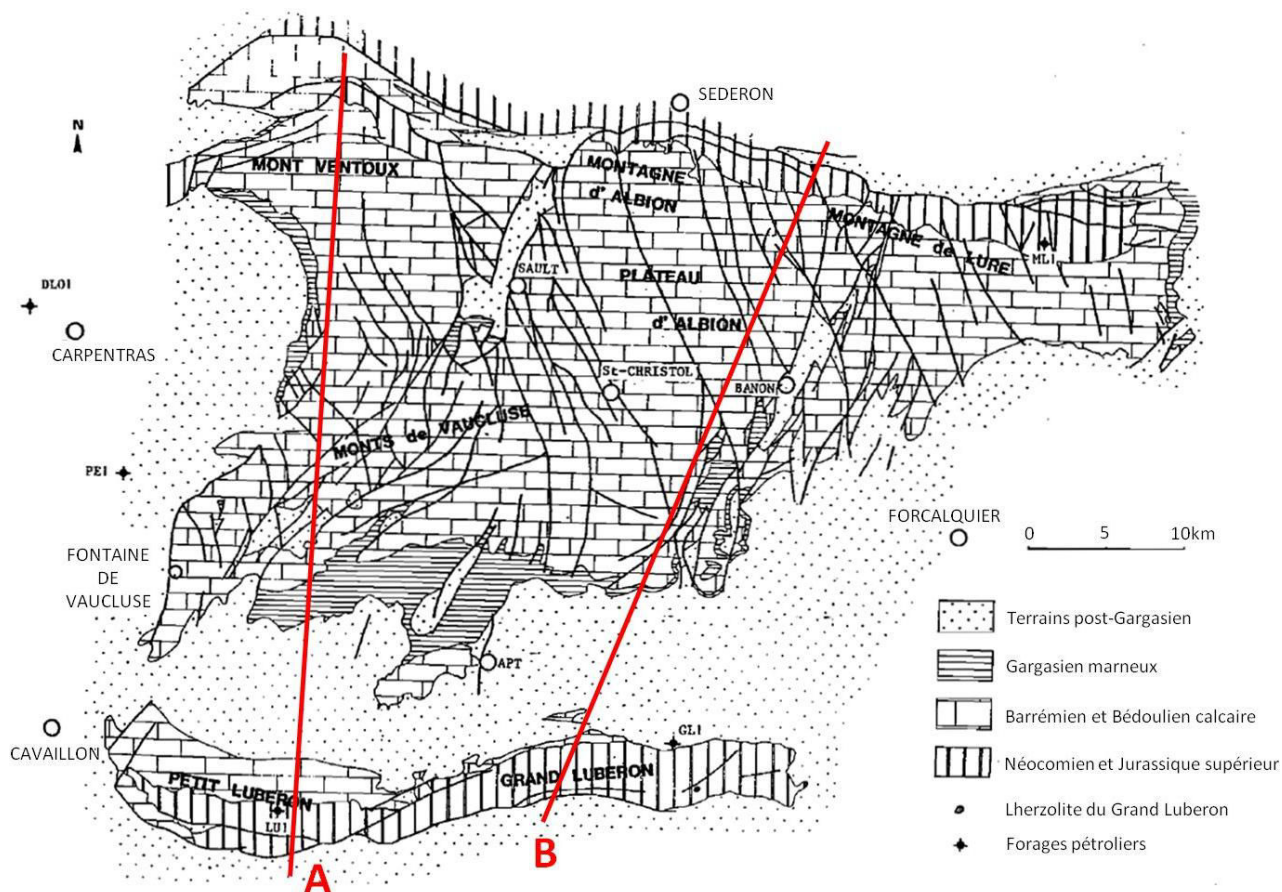


Fig. 22 : Carte géologique et structurale simplifiée de la région [Puig, 1987].

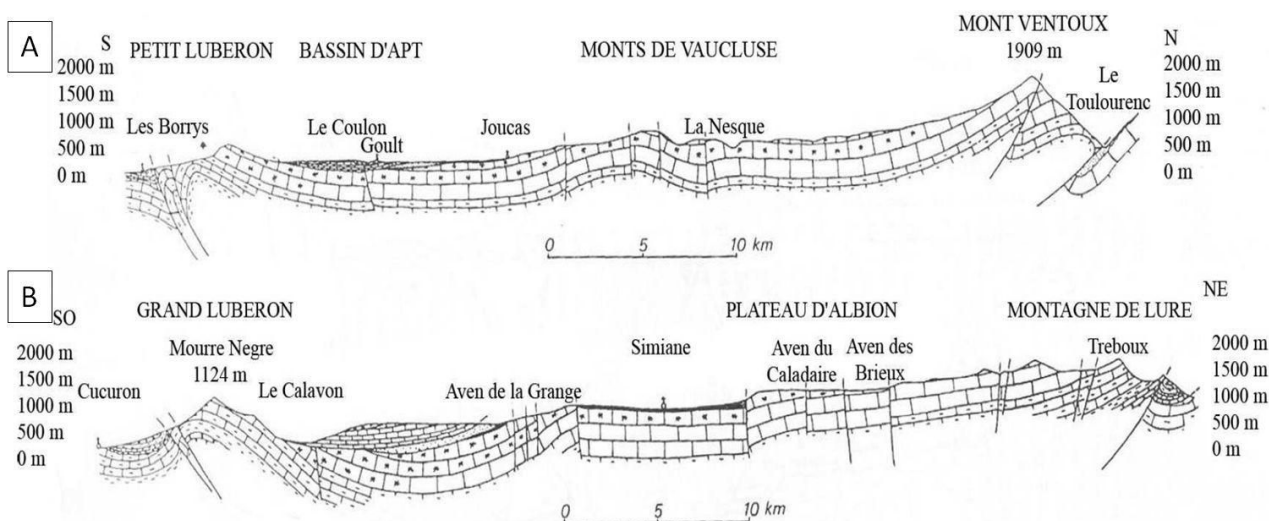


Fig. 23 : Coupes géologiques (A) du Petit Luberon au Mont Ventoux et (B) du Grand Luberon à la Montagne de Lure [Puig, 1987].

1.2.4.3 Les calcaires urgoniens

Les prochains paragraphes sont consacrés aux niveaux carbonatés de la série urgonienne car ils constituent la totalité du calcaire affleurant sur le domaine du LSBB et occupent la majorité du territoire à l'échelle du bassin versant de FdV. Ces niveaux carbonatés formés en milieu sub-récifal jouent un rôle majeur dans la dynamique de l'eau au sein de l'hydrosystème.

- Formation des calcaires urgoniens

Les calcaires urgoniens sont beaucoup étudiés depuis bientôt deux siècles. De nombreux auteurs se sont succédés pour tenter de mieux comprendre leur mode de formation et leur âge [e.g. D'Orbigny, 1850 ; Coquand, 1862 ; Leenhardt, 1883 ; Goguel, 1932 ; Rivier, 1960 ; Fahy, 1965 ; Maillard, 1965 ; Masse, 1969 ; Masse, 1976 ; Clavel et al., 2013 ; Masse et Fenerci-Masse, 2013]. D'Orbigny [1850] qui a défini l'Urgonien, l'a considéré comme un étage géologique correspondant au Néocomien supérieur et précédant l'Aptien, puis Coquand [1862] comme un étage superposé au Barrémien. Peu à peu, le terme Urgonien a perdu son acception stratigraphique pour désigner un faciès se déclinant en trois subdivisions (ou membres), selon la description de Leenhardt [1883], U1 : calcaires bioclastiques inférieurs, U2 : calcaires à Rudistes, U3 : calcaires bioclastiques supérieurs (Fig. 24). Cette description reste générale. En pratique chaque membre se décline en de nombreux faciès.

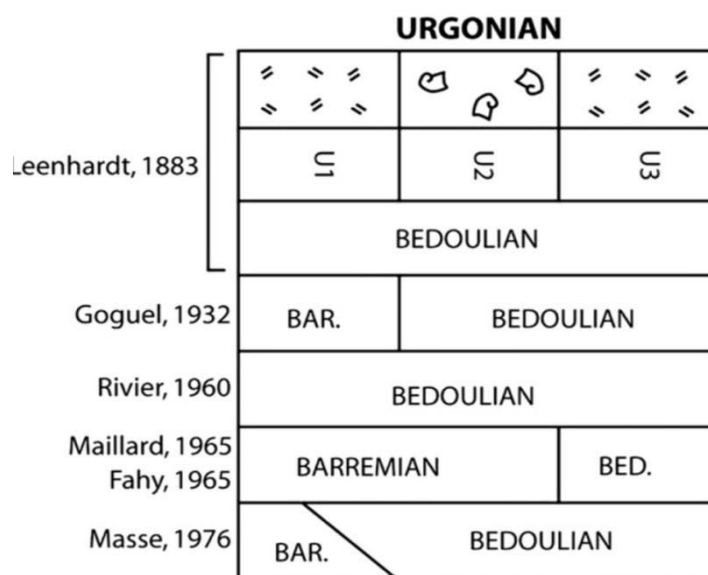


Fig. 24 : Evolution de la datation des calcaires urgoniens depuis Leenhardt [1883], [Masse et Fenerci-Masse, 2013].

Ces calcaires urgoniens se sont développés en bordure du bassin Vocontien, dans une mer chaude peu profonde (Fig. 25-A), conditions dans lesquelles ont pu se développer diverses espèces de Rudistes, bivalves emblématiques de l'Urgonien. L'évolution de l'extension du bassin Vocontien dans le temps a engendré de fortes discontinuités de sédimentation illustrées par la figure 25-B. Ainsi, si la série urgonienne est principalement d'âge bédoulien sur l'ensemble du massif du Ventoux, elle correspond au Barrémien et au Bédoulien *pro-parte* dans les Alpilles et le Luberon. En Basse-Provence, les faciès urgoniens se trouvent à différents niveaux du Crétacé inférieur (Valanginien à Barrémien). Masse [1976] a décrit minutieusement ces calcaires urgoniens en Provence puis, lui-même et d'autres auteurs, leurs extensions et les discontinuités des dépôts [e.g. Masse, 1993 ; Fenerci-Masse et al., 2005 ; Masse et Fenerci-Masse, 2011 ; Masse et Fenerci-Masse, 2013].

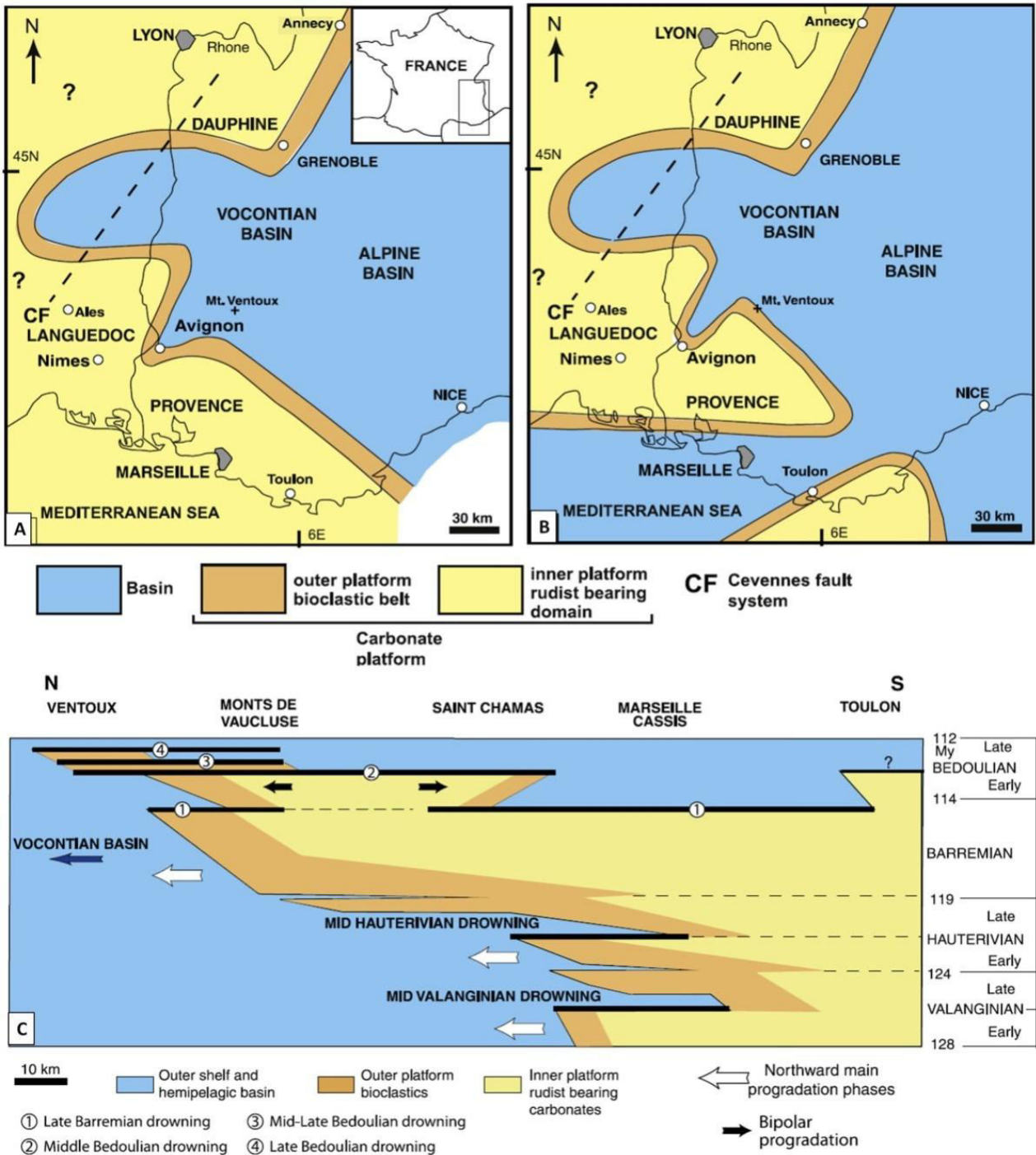


Fig. 25 : (A) Paléogéographie barrémienne, (B) Paléogéographie aptienne et (C) Coupe stratigraphique synthétique de la plateforme carbonatée du Crétacé inférieur du Sud provençal [Masse, 1993; Fenerci-Masse et al., 2005].

Les récents travaux de Léonide et al. [2012] sur les Monts de Vaucluse illustrent la complexité du mode de formation des calcaires urgoniens. Même à plus fine échelle, ces conditions engendrent une forte discontinuité latérale des faciès. De fortes variations d'épaisseur et de qualité des sédiments s'observent à l'échelle hectométrique. Ainsi, à l'échelle de la localité de Rustrel, la coupe lithostratigraphique synthétique [Masse et Fenerci-Masse, 2011] doit être employée avec précaution pour l'interprétation des données géophysiques.

- Porosité des calcaires urgoniens

Les conditions de genèse des calcaires urgoniens en font une roche aux propriétés physiques particulières et étudiées par plusieurs auteurs [e.g. Masse, 1969 ; Borgomano et al., 2013 ; Léonide et al., in prep.]. Ces calcaires se sont déposés en milieu sub-récifal dans une mer pouvant être agitée. Ces conditions de dépôt ont donné naissance à certains faciès où les grains sont relativement bien classés et parfois plus grossiers, de type calcarénites. Comme l'illustre la figure 26, le calcaire peut alors atteindre près de 20 % de porosité totale.

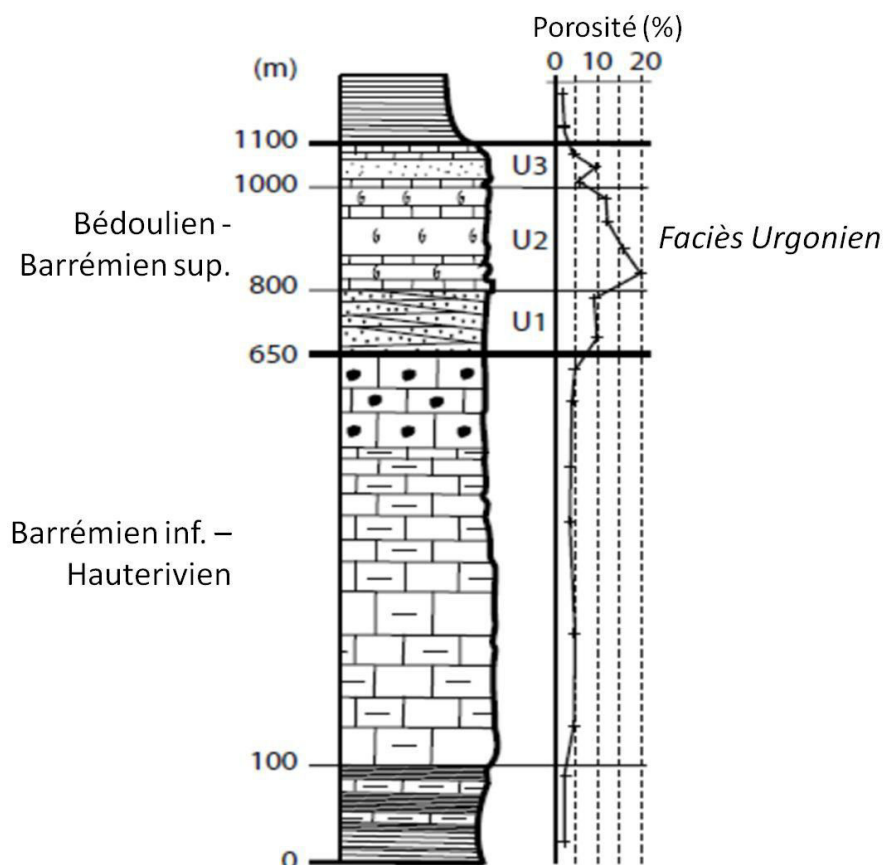


Fig. 26 : Estimation de la porosité de la série carbonatée du bassin d'alimentation de Fontaine de Vaucluse [d'après Guglielmi, 2010]

Les porosités de la figure 26 sont des valeurs de porosité totale mesurées sur des échantillons (*plugs*) de la roche calcaire et non du massif. Dans un contexte karstique, le changement d'échelle induit un changement drastique des valeurs. Le nombre de mesures de porosité reste relativement limité par rapport à la puissance de la série carbonatée concernée et la diversité des faciès que l'on peut y rencontrer. De plus, les mesures ont été faites sur des roches prélevées près de la surface qui ont pu être soumises à l'altération. Ainsi, leurs propriétés physiques ont pu être modifiées. Cependant, cette figure illustre que les membres U1, U2 et U3 de l'Urganien sont significativement plus poreux que le Barrémien inférieur et l'Hauterivien.

I.2.4.4 Coupe de la Fontaine de Vaucluse

La FdV qui est la plus grande émergence karstique de France et l'une des plus importantes du monde, est l'exutoire principal de l'hydrosystème. Son bassin d'alimentation, dont l'altitude varie de 84 m jusqu'à 1912 m au sommet du Mont Ventoux, est estimé à 1115 km² [Puig, 1987]. Son débit moyen est d'environ 23 m³/s [Cognard-Plancq et al., 2006] entre 1877 et 2006 tandis que son débit maximum peut dépasser 100 m³/s. FdV est devenue une place touristique importante du département. Sa notoriété est aussi sans doute liée au mythe qui s'est créé autour de son exploration.

La FdV jaillit au pied d'une falaise calcaire d'environ 200 m de hauteur, au droit d'une faille subméridienne qui a permis le développement du conduit. Ce conduit d'environ 10 m de diamètre a été exploré jusqu'à plus de 300 m sous le niveau de la vasque. L'eau déborde de la vasque en période de hautes eaux, lorsque les débits sont supérieurs à 20 m³/s. Une bonne partie de l'année, elle n'apparaît qu'au niveau des sources pérennes situées une centaine de mètres en aval de la vasque (Fig. 27).

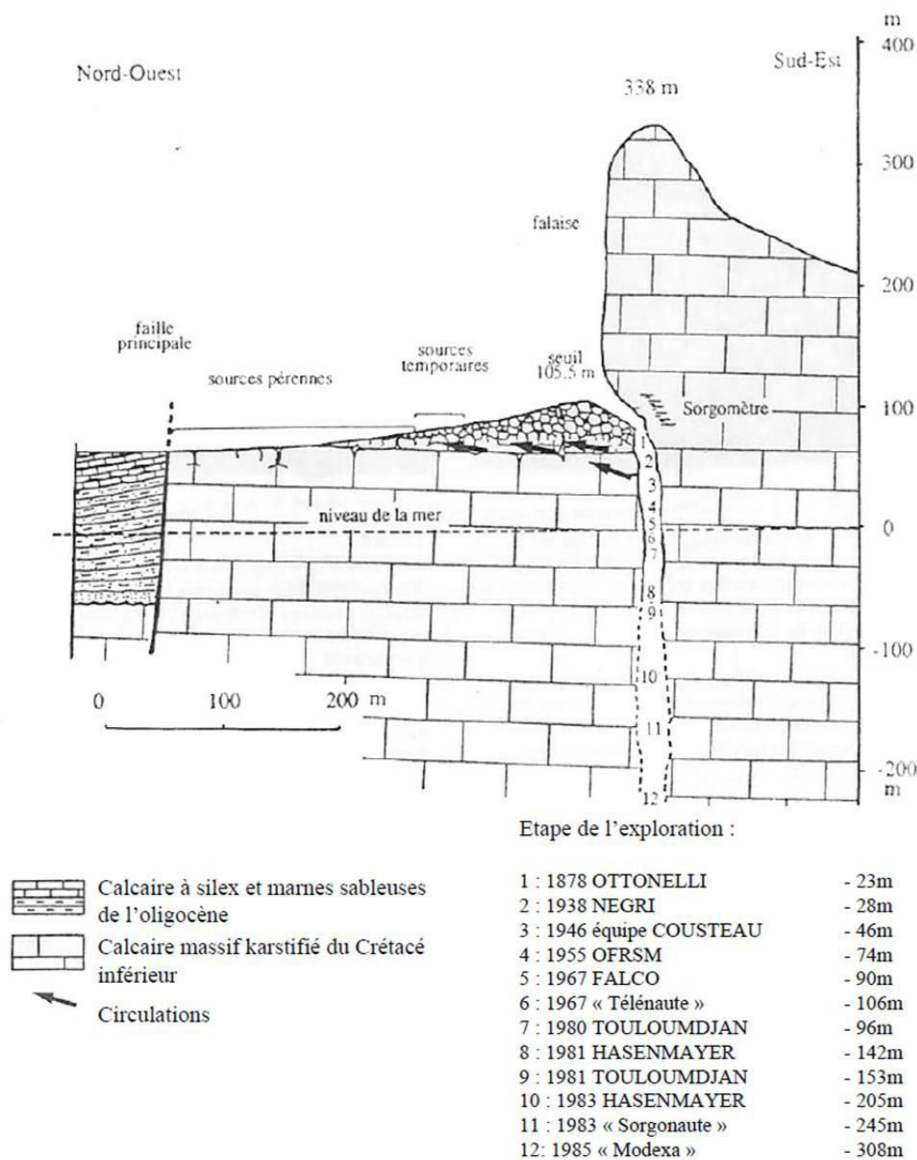


Fig. 27 : Coupe géologique passant par la Fontaine de Vaucluse [Puig, 1987] et historique de son exploration.

I.2.5 Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB)

I.2.5.1 Historique du site

Jusqu'en 1998, le site de l'actuel Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel était un site militaire, haut lieu de la force de dissuasion nucléaire française. Il était l'un des Postes de Commandement de Tir (PCT1) pour les missiles Sol/Sol Balistique Stratégique (SSBS). Le site a été créé sous l'impulsion du président de la république Charles de Gaulle en 1966.

L'ensemble du site militaire comportait une base support à Saint-Christol, des sites de transmission Vestale sur les contreforts du Mont Ventoux, deux Postes de Conduite de Tir (PCT1 à Rustrel et PCT2 au Nord de Sault) tous deux rattachés respectivement à 9 zones de lancement, soit 18 zones de lancement au total, disséminées sur l'ensemble du plateau d'Albion. Un troisième poste de tir, PCT3 était en projet plus à l'Est vers le village de Saumane mais il n'a jamais vu le jour.

L'ensemble du site a été démantelé sur décision du Président de la République Jacques Chirac en 1997. Les têtes nucléaires ont été démontées et évacuées des zones de lancement, le PCT 2 a été complètement vidé puis bouché, mais certaines installations sont désormais réutilisées dans un but bien éloigné de l'initial. En effet, une des zones de lancement a été reconvertie en observatoire astronomique, d'autres en fermes solaires et le PCT1 en laboratoire souterrain de recherche, le LSBB.

I.2.5.2 Infrastructures du LSBB

Le LSBB est situé dans la partie Sud du bassin d'alimentation de FdV, à quelques centaines de mètres au Nord du village de Rustrel. Le domaine du LSBB s'étend sur 54 ha en surface entre 500 et 1000 m d'altitude. On y retrouve l'étage de végétation méditerranéenne dans les parties basses et l'étage subméditerranéen dans les parties les plus hautes. La galerie est creusée entre 0 et 519 m sous la roche dans le massif de la Grande Montagne. Le site compte 3,8 km de galeries qui coupent arbitrairement la ZNS du système karstique de FdV. Il offre ainsi un accès unique à la ZNS du karst. A l'endroit le plus profondément enfoui sous la roche, la capsule, une salle blindée-faradisée de plus de 1250 m³, offre des conditions de bas-bruit électromagnétique qui attirent des chercheurs du monde entier (Fig. 28). De manière générale, l'association de la couverture rocheuse et l'absence de bruit inhérent aux grands centres urbains (réseaux routiers importants, réseaux ferroviaires ou tout autre activité potentiellement source de bruit) offrent des conditions idéales pour mener des expérimentations très variées.

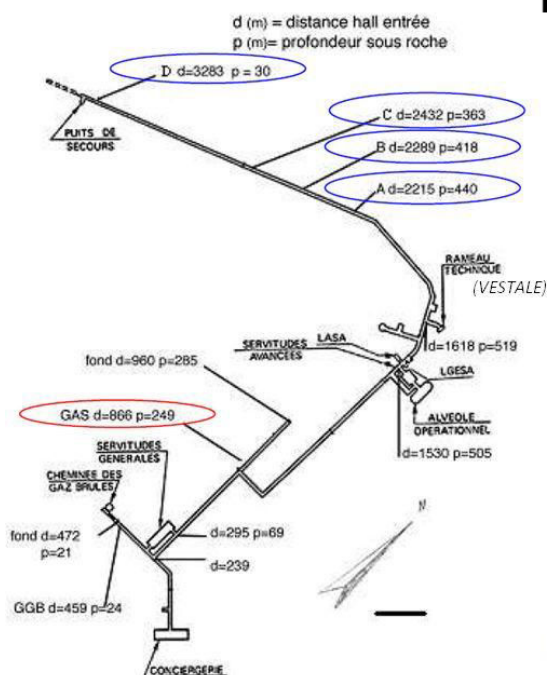
Le site est entièrement équipé en internet haut débit, ce qui permet de surveiller en temps réel les installations, via des caméras ou des sondes de divers types. On peut ainsi suivre l'évolution des teneurs en radon ou en dioxyde de carbone, les températures, les points d'écoulements d'eau, la magnétométrie, la sismométrie, désormais les paramètres météorologiques et dans l'avenir la gravimétrie absolue. Des collaborations avec l'Institut Géographique National (IGN) ont permis d'obtenir un positionnement géographique de grande précision de l'ensemble de la galerie.



Sortie de secours



Galerie de secours



Capsule



Plate-forme d'entrée



Galerie principale

Fig. 28 : Présentation du site du LSBB [<http://lsbb.oca.eu>, dans Blondel, 2008].

I.2.5.3 Un centre de recherche interdisciplinaire

Le LSBB est un centre de recherche interdisciplinaire dans lequel sont menés des travaux en hydrogéologie détaillés ci-après. De nombreux travaux géophysiques sont également menés dans les galeries. Cependant, la majorité de ces investigations géophysiques ne sont pas menées à des fins hydrogéologiques, c'est pourquoi leur description a été placée dans l'annexe 1. Le LSBB est également un lieu où se déroulent d'autres activités dans des disciplines très variées comme l'astrophysique ou l'électronique. Des renseignements complémentaires et des mises à jour de l'état d'avancement des travaux sont disponibles le site web du LSBB [<http://lsbb.oca.eu>].

- Activités de recherche en hydrogéologie

La galerie du LSBB est creusée dans la ZNS du système karstique de FdV, ce qui en fait un observatoire unique pour étudier la ZNS du karst. L'eau qui circule dans la ZNS s'infiltre dans le LSBB par le biais de fissures qui parcourent le béton. Les parois ont été percées en de nombreux points où les venues d'eau ont été aménagées pour pouvoir suivre l'évolution des débits, des paramètres physico-chimiques et isotopiques (Fig. 29). Début 2002, quatre points d'écoulements étaient suivis à différentes profondeurs : A (442 m), B (418 m), C (363 m), D (30 m), puis le point GAS (249 m) s'est ajouté en cours d'année. Aujourd'hui, jusqu'à 45 points d'écoulement sont échantillonnés lors des périodes pluvieuses mais seuls les points d'écoulement permanents sont échantillonnés de façon hebdomadaire, c'est-à-dire A, B, C et D.

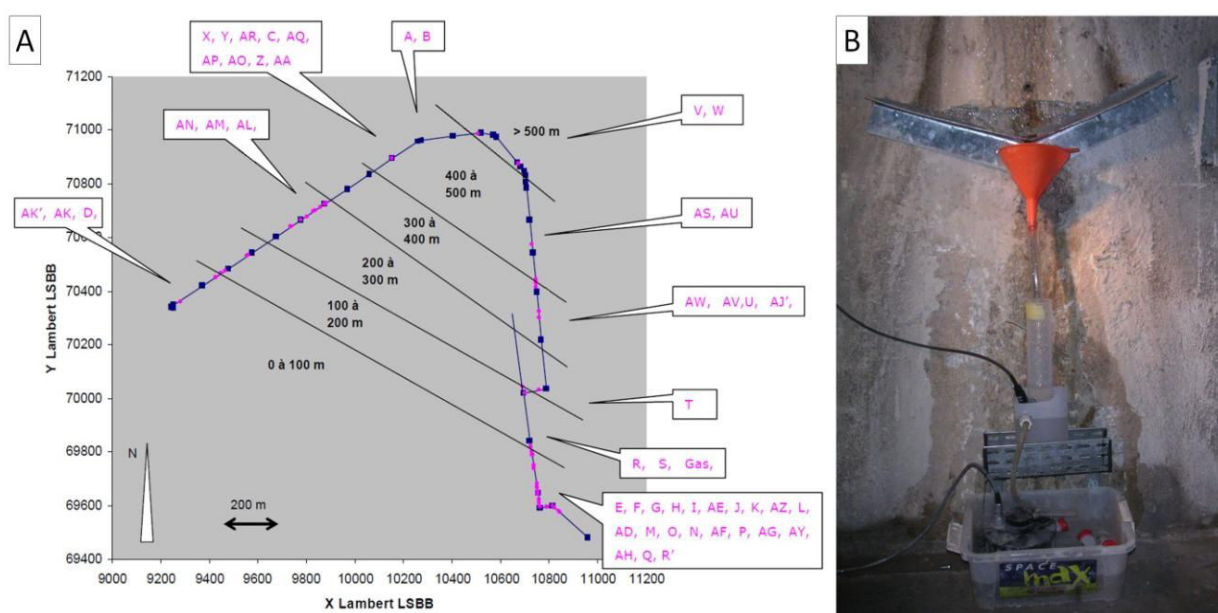


Fig. 29 : (A) Localisation des points d'écoulement dans la galerie en 2009 [Lafeuille, 2009]; (B) Exemple du point d'écoulement D.

Plusieurs thèses de doctorats ont été menées sur l'étude de ces points d'écoulement [Garry, 2007 ; Blondel, 2008 ; Barbel-Perineau, 2013]. Garry [2007] a montré comment hiérarchiser les cinq points d'écoulement principaux notamment à l'aide des traceurs naturels : magnésium (Mg^{2+}) et "Total Organic Carbon" (TOC). Trois grandes familles d'écoulements apparaissent (Fig. 30):

- écoulements ponctuels à temps de résidence court : GAS,
- écoulements continus à temps de résidence moyen : C, D,
- écoulements continus à temps de résidence long : A, B,

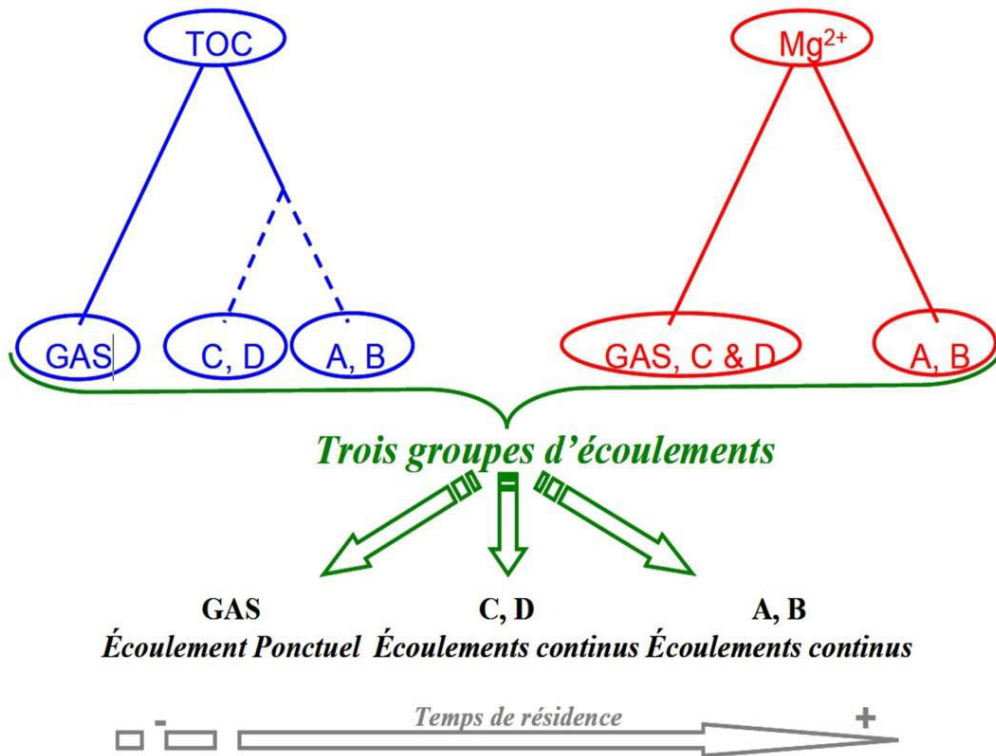


Fig. 30 : Classification des principaux points d'écoulement suivi au LSBB [Garry, 2007].

Blondel [2008] a développé et testé sur le site du LSBB le traçage naturel par la Matière Organique Dissoute (MOD). Ceci a permis une meilleure estimation des temps de transit des eaux dans la ZNS du karst. Barbel-Perineau [2013] a amélioré la classification et proposé une hiérarchisation des points d'écoulement en fonction de leur hydrodynamique et de leur hydrochimie. Trois composantes d'écoulement ont été mises en évidence, (i) une composante lente, permanente, drainant les "réserves", (ii) une composante intermédiaire, temporaire avec une certaine continuité temporelle avec un fonctionnement de type hystérésis et (iii) une composante rapide sans réelle continuité temporelle. Ce même auteur a également étudié le comportement des points d'écoulement en fonctions de cinq périodes hydrologiques identifiées entre 2004 et 2012 :

- 2004/2007 : période sèche,
- 2008/2009 : période de reprise,
- 2009/2010 : période humide,
- 2010/2011 : période sèche post-humide,
- 2011/2012 : période sèche à événement extrême.

Cette analyse a permis de mettre en évidence des comportements différents en fonction du régime hydrologique. Par exemple, des augmentations soudaines de teneur en magnésium sont observées sur les écoulements pérennes lors des épisodes pluvieux de la période de reprise et lors des événements extrêmes, alors que le magnésium est stable durant les quatre années de sécheresse. Ces variations soudaines témoignent de la sollicitation d'une "nouvelle" réserve d'eau qui vient alimenter les points d'écoulement.

Dans la suite de ce mémoire, l'un des points d'écoulement sera étudié avec une attention particulière. Il s'agit du point d'écoulement pérenne, nommé D, localisé à seulement 33 m sous la

surface et qui présente des caractéristiques surprenantes : son débit est beaucoup plus régulier que celui du point A, situé à 442 m sous la surface (Fig. 31). Pourtant les analyses de TOC et de magnésium prouvent que le temps de résidence de l'eau est plus court pour le point D que pour le point A (Fig. 30). Le fonctionnement de ce point d'écoulement atypique pour un milieu karstique soulève donc des questions sur l'origine de son eau et ses mécanismes de régulation.

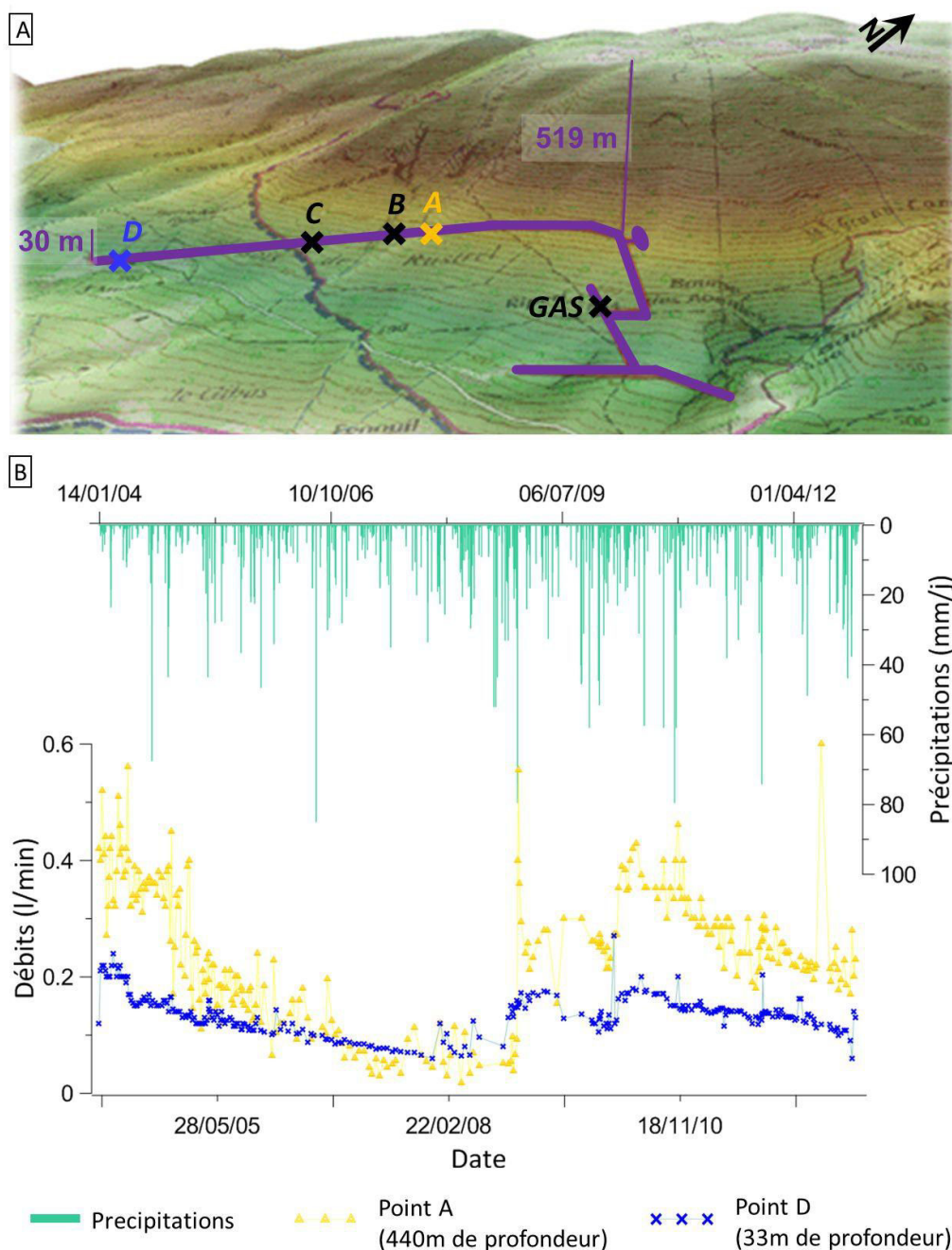


Fig. 31 : (A) Vue pseudo-3D du LSBB [<http://lsbb.oca.eu>] et des principaux points d'écoulement ; (B) Représentation graphique des précipitations à S^t Saturnin-les-Apt et des débits de deux points d'écoulement.

I.2.5.4 Le site de la sortie de secours et son intérêt

Le site de la sortie de secours est situé à l'Ouest du domaine du LSBB (Fig. 31) où est implanté le puits d'évacuation du site. Lors du creusement de la galerie, ce site a constitué l'un des deux fronts de taille. Depuis, les cinquante premiers mètres de galerie mentionnés sur la figure 32 ont été rebouchés. Ces travaux ont donc bouleversé les conditions de surface au Sud du site de la sortie de secours (mise à nu de la forêt et accumulation de remblais). Cette observation est particulièrement visible sur les photographies aériennes présentées dans les chapitres suivants. Deux lobes de remblais sont observables à une centaine de mètre au Sud de la sortie de secours.

La sélection du site de la sortie de secours pour mener les expérimentations hydrogéophysiques découle de quatre principales considérations :

- **La faible profondeur de la galerie du LSBB**, situé entre 30 et 50 m sous la surface, permet à plusieurs techniques géophysiques d'investiger jusqu'à la galerie, voire plus bas. Ainsi les mesures géophysiques réalisées depuis la surface peuvent être mises en relation avec diverses informations en galerie : géotechniques, hydrogéologiques et géophysiques.
- **La présence du point d'écoulement pérenne D** permet de mettre en relation les résultats hydrogéophysiques avec les écoulements d'eau à l'intérieur du massif.
- **La topographie peu accidentée** permet de s'affranchir d'un certain nombre de complications géophysiques liées aux effets topographiques [e.g. Fox et al., 1980 ; Wannamaker et al., 1986 ; Pous et al., 1996]. La pente est assez forte (13° vers le Sud) mais plutôt régulière.
- **Le chemin d'accès carrossable** a permis d'accéder facilement au site pour les nombreuses investigations.

A la place de l'actuel point d'écoulement D, les relevés géotechniques réalisés durant le creusement de la galerie en 1967 mentionnent des venues d'eau à 9 L/h et une fracture orientée N05 à N10°. La présence de cet accident pourrait expliquer l'existence du point d'écoulement. Cependant, la dynamique du point D ne correspond pas à celle qui devrait typiquement se produire au droit d'une fracture. En effet, une dynamique très réactive aux pluies pourrait être attendue alors que le point D présente une importante régularité du débit et des paramètres physico-chimiques. Les 33 m de roche sus-jacente font donc l'objet de mécanismes de régulation plus complexes. Le point d'écoulement D prend place dans un calcaire spathique organogène et massif tandis qu'une formation de calcaire plus crayeux et très peu fracturé se positionne au-dessus. La formation crayeuse pourrait jouer un rôle important et expliquer la pérennité du point D mais la description géotechnique de la figure 32 reste trop sommaire pour soutenir solidement de telles hypothèses hydrogéologiques.

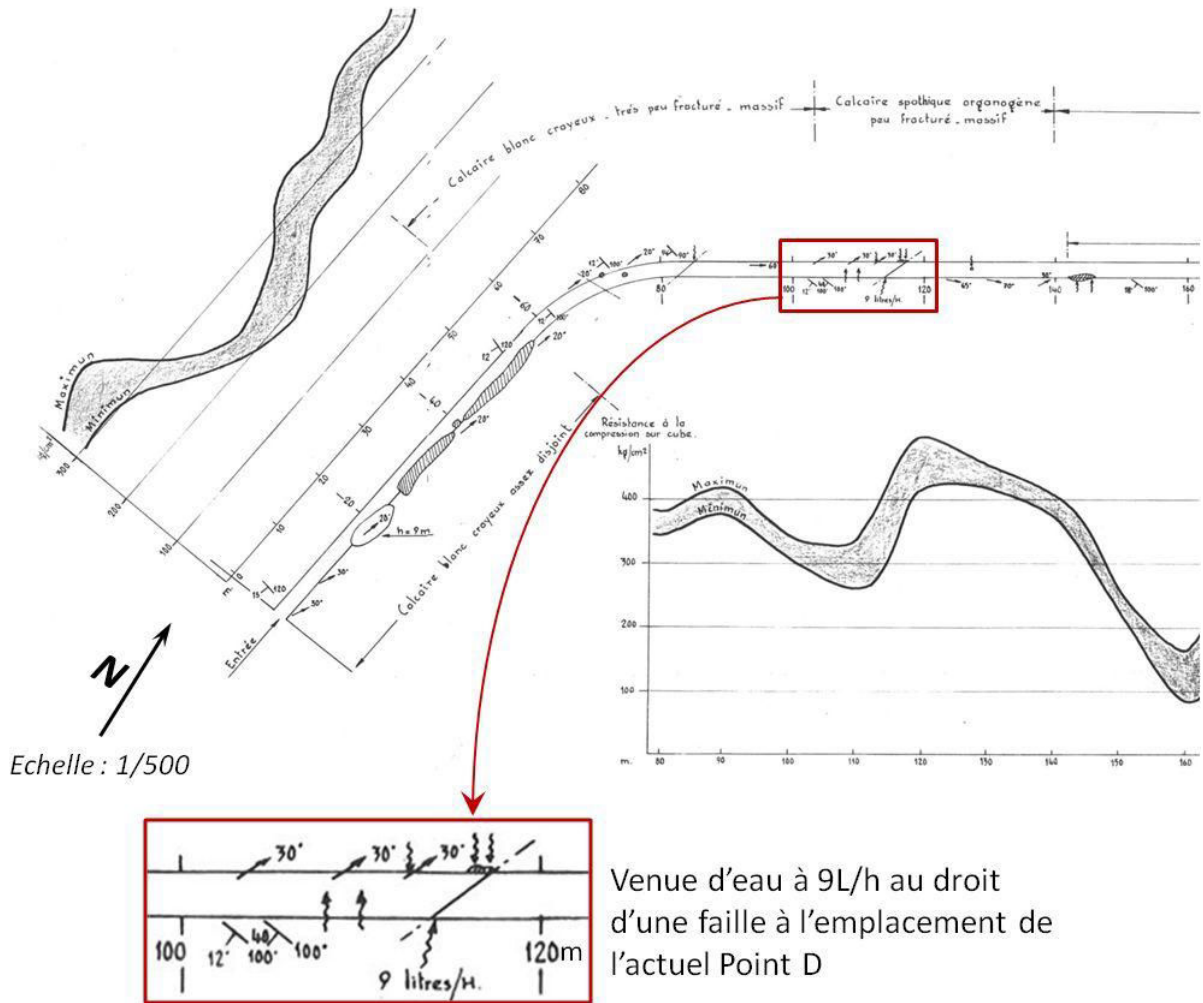


Fig. 32 : Extrait de la coupe géotechnique de la galerie de secours [SEREB, 1967], description des faciès calcaires, fracturation et résistance de la roche à la compression.

1.3 L'hydrogéophysique

1.3.1 Apports de l'hydrogéophysique en milieu karstique

La géophysique est une discipline qui consiste à étudier les propriétés physiques du sous-sol de manière non destructive. Les différentes techniques sont liées à la mise en œuvre de la mesure tandis que les méthodes sont liées au principe physique exploité (Fig. 33). Ainsi, la tomographie des résistivités électriques ou "*Electrical Resistivity Tomography*" (ERT), les sondages et les traînées électriques étudient la résistivité électrique du sous-sol. La technique de la Polarisation Spontanée (PS) consiste à étudier les courants électriques naturels qui se propagent dans le sous-sol. Les techniques électromagnétiques (EM) fréquentielles comme le Slingram ou le "*Very Low Frequency*" (VLF) utilisent le phénomène d'induction généré par un champ magnétique pour déterminer la conductivité électrique du sous-sol. La méthode sismique est basée sur l'étude de la propagation des ondes sismiques tandis que la technique du géoradar ou "*Ground Penetrating Radar*" (GPR) utilise la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques et leur réflexion sur les interfaces géologiques. La gravimétrie consiste à étudier les variations du champ de pesanteur terrestre. La Résonance Magnétique des Protons (RMP) est la seule méthode à fournir un signal qui peut être directement relié à la teneur en eau.

L'hydrogéophysique consiste à étudier les variations spatiales ou temporelles de ces différentes propriétés physiques dans le but d'évaluer un stock ou de comprendre la dynamique de l'eau. Ces investigations peuvent nécessiter des volumes allant de l'échantillon de roche à une partie de l'aquifère. Le karst constitue un hydrosystème complexe dans lequel les différentes techniques géophysiques sont mises à rude épreuve, tant dans les étapes d'acquisition de données que lors du traitement et de l'interprétation. Dans ce contexte, l'utilisation d'une seule technique géophysique peut mener à des interprétations risquées, d'où l'intérêt de combiner plusieurs techniques. Cela permet de formuler des hypothèses plus solides.

Dans les premiers temps de l'hydrogéophysique du karst, les travaux se sont concentrés sur la détection des différents objets géologiques tels que l'épikarst, les stratifications, les cavités "vides", les cavités noyées, les limites de l'aquifère, les dolines, les fractures ou les failles. Cette phase était indispensable pour comprendre les atouts et les limites de chaque technique géophysique en contexte karstique. Chalikakis [2006] et Chalikakis et al. [2011] ont réalisé une bibliographie exhaustive des travaux d'hydrogéophysique menés sur le karst (Fig. 34). Une synthèse de ce travail est proposée dans l'annexe 2.

<i>Méthode géophysique</i>	<i>Technique de mesures</i>	<i>Paramètre géophysique mesuré</i>	<i>Propriété physique opérationnelle</i>	<i>Influence de l'eau souterraine</i>
Electrique	Traîné	Différence de potentiel due aux courants de conduction	Résistivité électrique	Oui
	Sondage			
	Panneau			
	Polarisation Spontanée	Potentiel électrique naturel	Conductivité électrique, différence de pression	Oui
Electromagnétisme	VLF (mode inclinaison et résistivité)	Signal électromagnétique du à l'induction	Conductivité électrique (susceptibilité magnétique et permittivité)	Oui
	Slingram			
	TDEM			
	Radar	Temps de propagation des ondes électromagnétiques	Permittivité diélectrique (susceptibilité magnétique et résistivité électrique)	Secondaire
Sismique	Profil sismique	Temps de propagation des ondes acoustiques	Densité et module d'élasticité	Secondaire
Micro-gravimétrie	Profil ou carte du champ de la pesanteur	Champ de pesanteur	Densité	Secondaire
	"Surface to depth"	Variation temporelle du champ de pesanteur		Oui
Magnétisme	Profil ou carte du champ magnétique terrestre ou d'un gradient de ce champ	Champ géomagnétique	Susceptibilité magnétique	Non
Résonance Magnétique des Protons	Sondage	Signal RMP	Signal émis par les noyaux atomiques de la molécule d'eau	Oui
Radon	Carte des concentrations	Concentration en radon	Radioactivité naturelle	Secondaire

Fig. 33 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles de surface pour l'hydrogéologie [d'après Kearey et Brooks, 1984 ; Vouillamoz, 2003 ; Chalikakis, 2006].

Depuis, de nombreuses publications se sont inscrites dans la lignée de ces travaux. Kaufmann et Deceuster [2014] ont proposé une synthèse des travaux menés en géophysique pour la caractérisation des fantômes de roche. La détection des dolines a été améliorée par combinaison de l'ERT et de la tomographie sismique [Valois et al., 2011 ; Siart et al., 2013] et par combinaison de GPR et d'ERT [Carbonel et al., 2013]. La méthode sismique a été utilisée pour étudier les hétérogénéités et l'anisotropie du karst par Maufroy [2010] et Bereš [2013] sur le site du LSBB. Sur ce même site, le GPR s'est révélé efficace pour la détection des stratifications et des fractures dans la galerie [Sénéchal et al., 2013] et en surface [Carrière et al., 2013]. La géophysique de forage a été utilisée par Laskow et al. [2011] pour reconstituer la structure d'un karst profond. Des travaux menés par Vadillo et al. [2012] mêlent différentes approches avec du GPR et de l'ERT, des logs de forages et des mesures de teneurs en CO₂ pour la détection de l'extension du réseau de cavité et leur régime de ventilation.

Ground based geophysics		Adequacy of the method												Remarks	
		With sedimentary covering				Without sedimentary covering				Sedimentary covering					
Method	Measurement technique	Boundaries	Fractured zone	Preferential pathways	Cavities		Boundaries	Fractured zone	Preferential pathways	Cavities		Type	Thickness	Rent cost per week	Min number of operators
					Air-filled	Water-filled				Air-filled	Water-filled				
Electrical	ES	+++	++	+	0	0	+++	+	+	0	0	++	+++	II	3
	ERT	++	++	++	++	++	+++	++	++	+++	++	+++	++	III	2
	Mise-à-la-masse	0	0	++	0	++	0	+	++	0	++	0	0	II	2
EM	SP	0	++	+++	0	++	0	++	+++	0	++	+	0	I	2
	Slingram	++	++	++	+	+	++	++	++	++	++	+++	++	II	2
	TDEM	+++	+	0	0	0	+++	+	0	0	0	+++	+++	II	2
	GPR	0	+	+	+	+	+	+++	++	+++	++	+	0	II	3
	CSAMT	+++	++	++	+	+	+++	+++	++	+	+	+++	+++	IV	2
	VLF res.-RMT	++	++	++	+	+	+++	+++	+++	+	+	+++	+++	II	2
	VLF EM	+++	+++	+++	+	+	++	+++	+++	+	+	++	+	II	2
Seismic	Tomography	+++	++	++	++	++	+++	++	++	++	++	++	++	IV	2
	MASW	++	++	++	++	++	++	+++	++	++	++	++	++	IV	3
Microgravity	Profiling or mapping	0	++	+	+++	++	0	+	+	+++	++	0	0	III	2
Magnetic	Profiling or mapping	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	++	0	II	2
MRS	Sounding	0	0	0	0	+++	0	0	0	0	+++	+	0	V	2

+++ recommended; ++ appropriate but incomplete; + appropriate but limited; 0 not recommended

I <300 €; *II* 301–600 €; *III* 601–1000 €; *IV* 1,001–2,000 €; *V* >2001 €—sources: ABEM France (2010), IRIS Instruments (2010), Expins (2010, Geomatrix (former Georental) (2010). Rental prices can vary depending on the geographical area, equipment type and model, time of rental etc.

CSAMT controlled source audio magnetotelluric; *EM* electromagnetic; *ERT* electrical resistivity tomography; *ES* electrical sounding; *GPR* ground penetrating radar; *MASW* multichannel analysis of surface waves; *MRS* magnetic resonance sounding; *RF-EM* radio frequency electromagnetic; *RMT* radio magnetotellurics (enhanced VLF-R); *SASW* spectral analysis of surface wave; *SP* self potential; *TDEM* time domain electromagnetic; *VLF* very low frequency; *VLF-R* very low frequency-resistivity

Fig. 34 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique ainsi que leur efficacité et rendement [Chalikakis et al., 2011].

Des travaux hydrogéophysiques relativement récents commencent à étudier le fonctionnement des hydrosystèmes karstiques. Gondwe et al. [2010] ont étudié le fonctionnement d'un karst du Yucatan à l'échelle du bassin versant en faisant intervenir plusieurs techniques géophysiques. Le rôle de l'épikarst a été étudié par suivi de gravimétrie différentielle surface/profondeur [Jacob et al., 2008 ; 2009 ; 2010 ; Deville, 2013]. Mazzilli et al. [2013] ont étudié les variations latérales de teneur en eau dans la ZNS du karst à l'échelle du bassin versant du Durzon avec la RMP. Valois [2011] a étudié les infiltrations et les variations de stock d'eau dans la ZNS par suivi temporel à l'aide de méthode sismique et électrique. Mari et al. [2009] ont réussi à générer un modèle de porosité d'un milieu karstique à partir de données sismiques 3D et de données de forages afin de localiser les zones les plus productives. Parra et Emery [2013] ont simulé la porosité en milieu carbonaté hétérogène avec des données de sismique de forage. Robert et al. [2011] et Zhu et al. [2011] ont suivi la propagation de traceurs salins dans les cavités ou les réseaux de fractures par ERT.

I.3.2 Techniques employées

Pour ce travail de thèse, le GPR et l'ERT ont servi à étudier la structure géologique de la ZNS du karst tandis que la RMP, la gravimétrie et, à nouveau, l'ERT ont été utilisées afin d'étudier le fonctionnement de la ZNS pour leur sensibilité à la présence de l'eau (Fig. 33). La diversité des techniques employées a permis de combiner les différents types d'informations pour proposer des interprétations aussi fiables que possible.

Note : Les techniques Slingram EM31 et EM34 ont été testées sur le site mais n'ont pas fourni de résultats satisfaisants. La mise en œuvre de telles mesures n'est pas appropriée dans la forêt dense que constitue la garrigue méditerranéenne. D'importantes difficultés ont été rencontrées pour manœuvrer le matériel dans la forêt sans défrichage préalable, de plus les appareils étaient en limite de leur gamme d'utilisation sur ces terrains très résistants. Pour ces raisons, les investigations ont été orientées vers l'ERT qui peut fournir une information comparable avec des cartes de résistivité apparente.

I.3.2.1 Tomographie électrique (ERT)

- Principe

La résistivité électrique notée ρ en $\Omega.m$ est l'inverse de la conductivité électrique σ en $S.m$. Elle exprime la capacité d'un matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. La résistivité électrique des roches est expliquée par trois types de conduction électrique :

- la conduction électrolytique, liée aux ions présents dans les fluides associés aux roches,
- la conduction électronique (métallique), liée à la présence de cristaux métalliques dans les roches,
- la conduction diélectrique caractérisant la propriété des semi-conducteurs à emmagasiner de l'énergie et à la restituer.

Ainsi, les principaux facteurs influençant la résistivité des roches carbonatées sont la teneur en eau et sa charge ionique. La température peut également influencer la résistivité de manière non négligeable car plus la température augmente plus les électrons sont mobiles ce qui induit une diminution de la résistivité du terrain. L'intensité du courant électrique pouvant circuler entre deux

électrodes plantées dans le sol, varie en fonction de la différence de potentiel générée et de la résistance du terrain (Fig. 35).

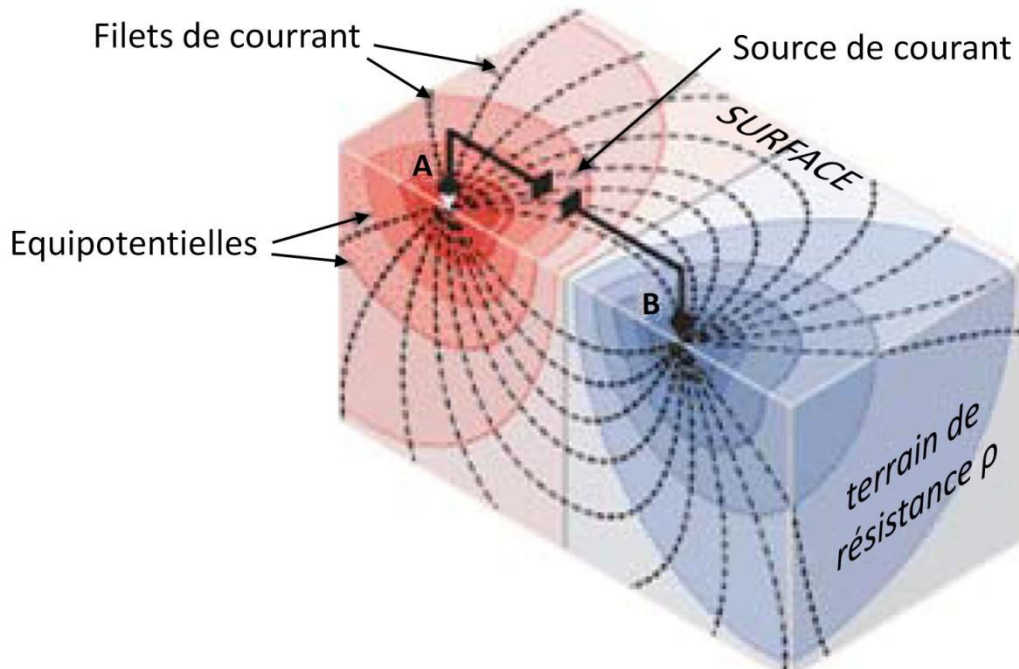


Fig. 35 : Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope [Astier, 1971, dans Chapelier, 2000]

La résistivité électrique de la roche est obtenue selon la relation suivante qui fait intervenir l'intensité du courant injecté (I en ampère : A), la différence de potentiel mesuré (ΔV en volt : V) et le facteur géométrique (K) qui est propre à chaque mesure et dont le mode de calcul varie selon le protocole d'acquisition.

$$\rho = K * \frac{\Delta V}{I} \quad [2]$$

L'acquisition ERT consiste à injecter un courant entre deux électrodes (A et B) et à mesurer une différence de potentiel entre deux électrodes (M et N). Les points d'injection et de mesure sont successivement décalés latéralement et les mesures sont répétées avec des écartements différents de manière à détecter les variations de résistivité. Parmi de multiples dispositifs d'acquisition, trois ont été utilisés dans cette étude pour leur complémentarité (Fig. 36) [Dahlin et Zhou, 2004] : le Wenner-Schlumberger (WS) qui est bien adapté pour la détection des structures horizontales et donne des mesures robustes, le Dipôle-Dipôle (DD) qui est mieux adapté pour la détection de structures verticales, le Gradient qui permet une acquisition plus robuste que le DD et plus rapide que les deux premiers protocoles [Dahlin et Zhou, 2006].

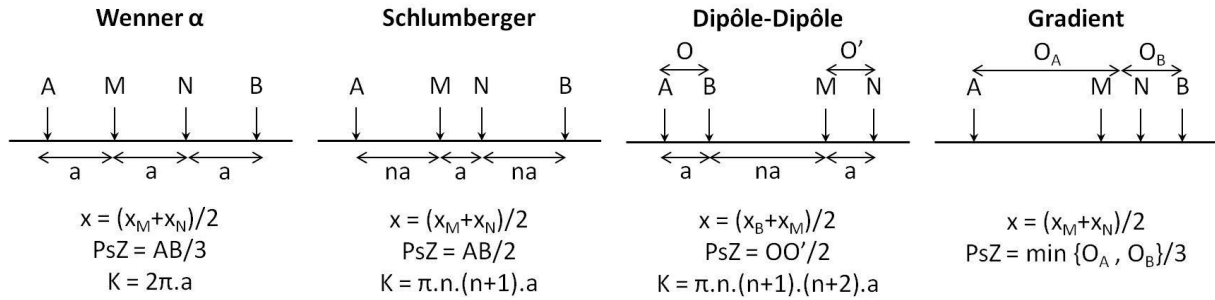


Fig. 36 : Dispositifs d'acquisition ERT utilisés et calculs associés, avec x le positionnement de la mesure le long du profil, PsZ la pseudo profondeur d'investigation et K le facteur géométrique.

- Matériel utilisé

Le matériel utilisé pour l'acquisition est un résistivimètre ABEM terrameter SAS 4000 [Dahlin, 2001] avec 4 canaux d'acquisition et 64 électrodes. La position des électrodes a été relevée avec un GPS différentiel Trimble 5800 avec radio TSC en mesure "Real Time Kinematic" (RTK) fournissant une précision de 1 cm en X et Y et de 2 cm en Z.

- Traitement des données

- Principe de l'inversion

L'acquisition ERT permet d'obtenir des données de résistivité apparentes (Fig. 37). Ces résistivités apparentes restent généralement difficiles à interpréter car chaque mesure de résistivité apparente, attribuée à un point donné, intègre en réalité un volume de roche plus important. La procédure d'inversion des données ERT consiste à reproduire un modèle de résistivités "vraies" (ou interprétées ou inversées) qui permet d'expliquer les mesures de résistivités apparentes faites sur le terrain. Plusieurs techniques d'inversion et méthodes de calcul ont été développées [De Groot-Hedlin et Constable, 1990 ; Li et Oldenburg, 1992 ; Ellis et Oldenburg, 1994 ; Loke et Barker, 1996].

Dans la suite de ce mémoire, la plupart des modèles inversés ont été obtenus avec des logiciels dans lesquels l'équation de régularisation Gauss-Newton suivante est intégrée [Günther, 2004] :

$$(S^T D^T D S + \lambda C^T C) \Delta m_k = S^T D^T D (d - f(m_k)) - \lambda C^T C (m_k - m_0) \quad [3]$$

Avec,

$$C^T C = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z \quad [4]$$

Où, m_0 est le modèle de référence ; m_k est le modèle à l'itération k ; S est la matrice de sensibilité ; λ est le facteur de régularisation ; D est la matrice de pondération des données ; C est la matrice de contrainte ; d est le vecteur de données de résistivité apparente contenant N valeurs ; $f(m_k)$ représente la réponse de la modélisation directe m à l'itération k ; $\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$ sont des poids qui permettent d'appliquer une anisotropie dans chaque dimension.

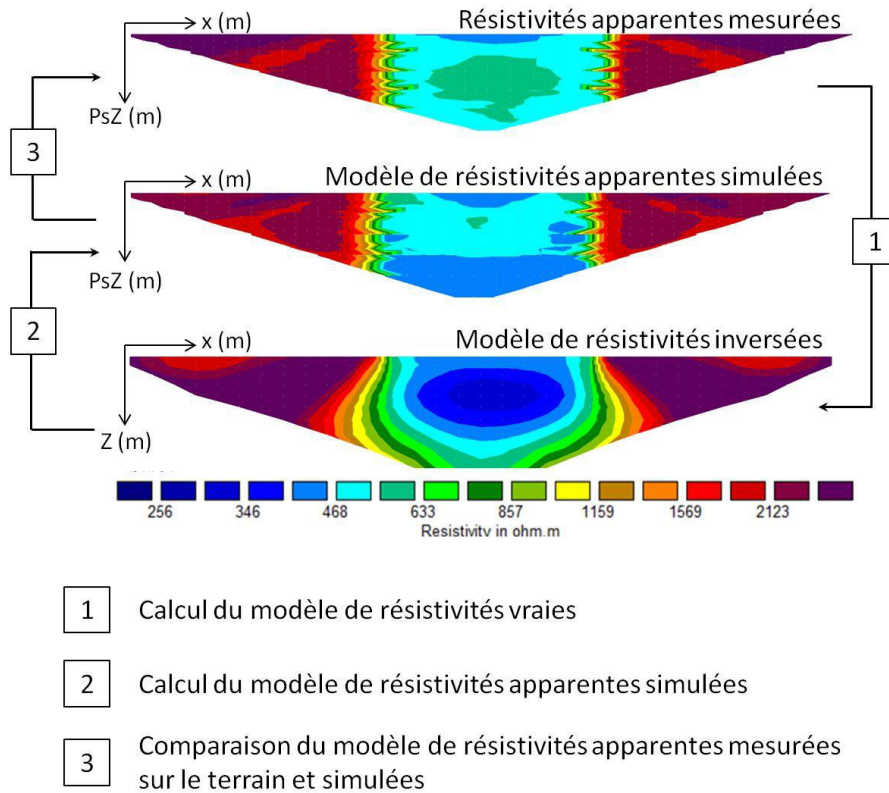


Fig. 37 : Principe de l'inversion ERT

Un modèle de résistivité (m_0) est successivement modifié au cours des itérations afin que les simulations d'injection de courant dans ce modèle (étape 2, Fig. 37) reproduisent au mieux la distribution des résistivités apparentes mesurées sur le terrain. Les différences entre les résistivités apparentes calculées ($x_{model,i}$) et celles apparentes mesurées sur le terrain ($x_{data,i}$) sont quantifiées à chaque itération à l'aide d'un indicateur comme le "Root Mean Square" (RMS) ou/et le Chi².

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left[\frac{(x_{data,i} - x_{model,i})^2}{x_{data,i}} \right]}{N}} \quad [5]$$

$$Chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{(x_{data,i} - x_{model,i})}{e_i}}{N} \quad [6]$$

Où, e_i est l'erreur estimée de chaque quadripôle et N est le nombre total de mesures.

Le critère Chi² présente l'avantage de donner moins d'influence aux valeurs extrêmes par rapport au RMS et de pondérer les écarts selon l'erreur estimée.

- Stratégies d'inversion Time-Lapse

La résistivité d'un terrain est étroitement liée à sa teneur en eau et à la salinité de cette eau [Archie, 1942 ; Knight, 1991]. Ainsi, l'ERT peut être utilisée pour suivre des phénomènes dynamiques tel que l'infiltration de l'eau dans le sol ou la diffusion d'un traceur salin dans un aquifère. Ce type d'expérience est couramment appelé acquisition "Time-Lapse". Les suivis ERT peuvent être menés en

2D [e.g. Rugh et Burbey, 2008 ; Clément et al., 2010] ou en 3D [e.g. Zhou et al., 2001 ; Kemna et al., 2002 ; Slater et al., 2002]. Ils trouvent de nombreuses applications dans différents domaines : géoscience [e.g. Ramirez et al., 1993 ; Robert et al., 2012], agrosceience [e.g. Michot et al., 2003 ; Srayeddin et Doussan, 2009], gestion des déchets [e.g. Grellier, 2005 ; Clément, 2010], etc. Depuis les premières applications [Daily et al., 1992], différentes stratégies d'inversion ont été développées [Loke, 1999]. Ces différentes stratégies prennent en compte de manières différentes les résistivités aux pas de temps antérieurs. Chacune de ces stratégies d'inversion présente des avantages et des inconvénients qui peuvent être mis à profit dans certains cas.

Inversions indépendantes :

L'inversion indépendante consiste à inverser de manière totalement séparée les différents pas de temps. Ce type d'inversion permet de ne pas accumuler d'artéfacts au cours de l'inversion mais au risque de perdre la cohérence entre les pas de temps.

Inversions avec modèle de référence commun :

L'inversion avec un modèle de référence commun met en lien les divers pas de temps entre eux [Loke, 1999]. L'inversion du premier pas de temps produit un modèle qui est utilisé comme modèle de référence commun pour l'ensemble des pas de temps suivants. Ce type d'inversion permet d'assurer un lien entre les pas de temps, mais dans certains cas le modèle d'un pas de temps avancé dans le suivi peut devenir extrêmement différent du modèle du pas de temps initial. Il devient alors préférable d'utiliser une autre stratégie.

Inversions en cascade :

L'inversion en cascade consiste à utiliser comme modèle de référence à chaque pas de temps " n ", le modèle inversé du pas de temps " $n-1$ ". Ce type d'inversion permet d'assurer une continuité entre les pas de temps même si de forts changements de résistivité se produisent lors du suivi. Cependant, si le suivi compte de nombreux pas de temps, l'inversion en cascade de l'ensemble du suivi peut générer des artéfacts d'inversion importants. Cela est particulièrement vrai lorsque le milieu se stabilise et que les résistivités changent peu. Le modèle de départ d'une inversion est alors déjà très proche du modèle inversé. Alors le processus d'inversion va modifier le modèle pour l'ajuster aux valeurs extrêmes. C'est ainsi que naissent des artéfacts d'inversion qui peuvent rendre le modèle totalement erroné.

Inversions "deux à deux" :

L'inversion "deux à deux" consiste à inverser en cascade les pas de temps consécutifs deux par deux en prenant un modèle homogène comme modèle de référence du pas de temps " $n-1$ " et en utilisant le modèle inversé du pas de temps " $n-1$ " comme modèle de référence pour le pas de temps " n ". Autrement dit, à l'exception du pas de temps initial et final, chaque pas de temps est inversé deux fois. On ne conserve donc le modèle inversé que lorsqu'il se trouve en position " n ". Cette technique permet d'assurer une continuité avec le pas de temps précédent sans risquer d'accumuler des artéfacts pour les grands jeux de données. Cependant, cette technique est lourde en temps de calcul puisqu'elle double presque le nombre d'inversion.

Inversions des différences de résistivités :

L'inversion des différences de résistivité apparente [Daily et al., 1992] permet de mettre en évidence de faibles variations de résistivité dans un milieu où les résistivités sont fortement contrastées. Cependant, cette méthode ne permet pas de limiter les fausses variations de résistivité interprétées (ou artéfacts d'inversion) lors d'un suivi temporel d'infiltration [Descloîtres et al., 2003]. Les différences de résistivité apparente sont préalablement calculées par rapport au pas de temps précédent, ensuite, chaque jeu de données est inversé de manière indépendante.

- Logiciels utilisés

Plusieurs logiciels ont été utilisés pour le traitement des données ERT, DC2Dinv [Günther, 2004 ; www.resistivity.net], BERT (Boundless Electrical Resistivity Tomography) [Rücker et al., 2006 ; Günther et al., 2006 ; Günther et Rücker, 2013 ; www.resistivity.net] et Res2Dinv [Loke et Barker, 1996; Loke et Dahlin, 2002 ; www.geotomosoft.com]. L'utilisation de différents logiciels permet d'accéder à certaines fonctionnalités spécifiques à un seul d'entre eux, et ainsi de comparer les résultats d'inversion pour mieux cerner les limites du processus. Chaque logiciel présente des avantages et des inconvénients qui ont été répertoriés par Clément [2010] puis remis à jour par Clément et Audebert [2013], (Fig. 38).

Le logiciel commercial Res2Dinv est probablement le plus utilisé en bureau d'études et il est cité dans de nombreux articles scientifiques [e.g. Pánek et al., 2011 ; Robert et al., 2011 ; Torrès-Rondon et al., 2013]. Ce logiciel permet de réaliser facilement et rapidement des modèles de résistivités interprétées. Le logiciel DC2DinvRes (ou DC2Dinv) offre une grande souplesse pour une utilisation experte et l'interface graphique convivial permet une prise en main rapide de l'outil. BERT est un logiciel volontairement dépourvu d'interface graphique qui s'adresse uniquement à une communauté de chercheurs experts en ERT. Il est basé sur une résolution mathématique par éléments finis, ce qui permet une grande souplesse dans la construction du maillage. BERT est donc le mieux adapté pour l'inversion 3D et la représentation de géométries complexes [Clément et al., 2012 ; Coscia et al., 2012 ; Doetsch et al., 2012].

		DC2DInvRes	Res2DInv	BERT
Général	Système d'exploitation	Windows 32-bit	Windows 32-bit 64-bit	Windows 32-bit 64-bit
	Processeur multi-cœur	Non adapté	Adapté (calculs très rapides)	Adapté
	Vitesse de calcul	Fonction du nombre de quadripôles	Rapide	Fonction du nombre de quadripôles
	Prix d'achat	Gratuit (pour la recherche académique)	3000 euros	Gratuit (uniquement utilisé pour la recherche académique)
Fonctionnalités	Interface graphique	***	** (bug récurrent sur l'affichage)	
	Paramétrage graphique des modèles	***	***	
	Création de modèles directs	****	**	*
	Exportations/formats	****	****	****
	Utilisation pour la formation des étudiants	****	**	*
Inversion	Algorithme d'inversion	✓ (Gauss-newton)	✓ (Gauss-newton)	✓ (Gauss-newton)
	Contraintes <i>smooth</i>	✓	✓	✓
	Contraintes en minimisant les variations de résistivités	✓	✓	✓
	Paramètres de régularisation	✓ (λ)	✓ (<i>Damping factor</i>)	✓ (λ)
	Déformation anisotrope	✓ (<i>Z-weight</i>)	✓ (<i>Flatness ratio</i>)	✓ (<i>Z-weight</i>)
	<i>Set as référence</i>	✓	✓	✓
	<i>Set as reference</i> en minimisant les variations	✓ (<i>minimum lenght</i>)	✓ (<i>minimise changes</i>)	✓ (<i>min lenght</i>)
	<i>Set as reference</i> : inversion initiale avec une contrainte <i>smooth</i> et inversion finale en minimisant les variations	✓		
	Imposer des variations abruptes de la résistivité	<i>Blocky model</i>	Robuste	<i>Blocky model</i> Robuste
	Filtrage du bruit	Robuste	✓	✓
	Combinaison des dispositifs	✓	✓	✓
	Limitation min/max des résistivités	✓	NON seulement écart par rapport à la moyenne	✓
	Fixer des zones avec des valeurs de résistivités fixes dans l'inversion	✓	✓	✓
	Limitation des effets de bord		✓	
	Introduction de discontinuités	✓ (multiples)	✓	✓ (multiples)
Zone de même valeur de résistivité, mais dont la résistivité peut varier	✓ (<i>compound cell</i>)	NON	✓ (<i>compound cell</i>)	
Prise en compte de la topographie	✓	✓	✓	
Possibilité de mettre les électrodes sous l'eau	✓	✓	✓	
IP mode	✓	✓	✓	
Résultats d'inversion	Min/max modèle		✓	
	Sensibilité	✓	✓	✓
	Erreur	✓	✓	✓
	Différence entre les résistivités apparentes	✓	✓	✓
	RMS	✓	✓	✓
Chi ²	✓	NON	✓	

Fig. 38 : Comparatif des logiciels DC2DInv, Res2DInv et BERT [Clément et Audebert, 2013].

- Indicateur de qualité des modèles

La réalisation de modèles de résistivité du sous-sol est aujourd'hui une opération relativement facile grâce aux nombreux logiciels disponibles mais l'interprétation rapide de certains modèles peut parfois être dangereuse. Il est donc indispensable d'avoir recours aux garde-fous que sont les indicateurs de qualité afin de savoir avec quelle certitude il est possible d'interpréter les différentes zones du modèle. De nombreux indicateurs de qualité sont disponibles, par exemple : "*uncertainty*", "*sensitivity*", "*resolution matrix*", "*coverage*", "*Depth Of Investigation (DOI) index*". Ces différents indicateurs fournissent des informations différentes et complémentaires qu'il semble judicieux de comparer. La question de la valeur limite (ou valeur de "*cut-off*") de ces différents indicateurs porte souvent à discussion car pour deux panneaux réalisés dans des contextes géologiques différents, il semble difficile d'imposer les mêmes valeurs de *cut-off*. Les deux indicateurs utilisés dans la suite de ce mémoire sont le *DOI index* et le *coverage*.

- Le *DOI index*

La méthode du *DOI index* proposée par Oldenburg et Li [1999] est basée sur deux inversions d'un même jeu de données avec des modèles de référence différents (m_1r et m_2r ; [Eq. 7]). Le *DOI index* ($R(x,z)$) est calculé pour chaque élément de la matrice de résistivité (ou vecteur m) à l'aide de l'équation suivante :

$$R(x, z) = \frac{m_1(x,z) - m_2(x,z)}{m_1r - m_2r} \quad [7]$$

Les valeurs de résistivité des modèles de référence sont généralement calculées en multipliant la moyenne arithmétique des résistivités apparentes mesurées par 0.1 pour m_1r et par 10 pour m_2r . Les termes $m_1(x,z)$ et $m_2(x,z)$ sont respectivement les valeurs de résistivités inversées de chaque inversion. Afin de réussir le calcul du *DOI index*, les deux inversions doivent impérativement avoir des RMS relativement proches.

Si les deux inversions donnent des valeurs de résistivité semblables pour un élément donné de la matrice de résistivité, le *DOI index* sera proche de zéro. A l'inverse, si les deux modèles présentent des valeurs de résistivité très différentes, $R(x,z)$ s'éloignera de zéro et l'interprétation de la zone deviendra risquée.

Afin de réduire l'influence du choix de la résistivité du modèle de référence et le paramètre de régularisation (λ) (ou "*damping factor*"), une version normalisée du *DOI index* ($R_{scaled}(x,z)$) a été proposée par Oldenburg et Li [1999] par division de $R(x,z)$ par la valeur maximale de $R(x,z)$ de la section. Plus tard, Hilbich et al. [2009] ont proposé de diviser $R(x,z)$ par la valeur du bas du profil (R_{bottom}).

$$R_{scaled}(x, z) = \frac{R(x,z)}{R_{bottom}} \quad [8]$$

Oldenburg et Li [1999] recommandent de prendre des précautions voire de ne plus interpréter lorsque le *DOI index* normalisé dépasse 0.1 ou 0.2. Ces auteurs appellent à une interprétation vigilante pour les zones où le *DOI index* croit rapidement.

Marescot et al. [2003] recommandent d'utiliser l'inversion "*smoothness-constrained*" plutôt que "*robust*" ou "*blocky*" parce que les variations brutales de résistivité que produisent ces derniers types d'inversion perturbent le calcul du *DOI index*. Les auteurs conseillent d'utiliser un modèle d'inversion étendu sur les côtés et en profondeur (3.5 fois la pseudo-profondeur maximale).

- Le *coverage*

Le *coverage*, proposé par Günther [2004], est un indicateur de qualité basé sur la valeur de la sensibilité (*S*). La valeur de *coverage* évolue au cours des itérations mais il n'est pas systématiquement recalculé car cela engendrerait à chaque itération un calcul de la matrice de sensibilité qui serait coûteux en terme de temps de calcul.

$$coverage_j = \sum_{i=1}^N |S_{ij}| \quad [9]$$

Où, *i* est une donnée variant entre 1 et *N* mesures et *j* est un paramètre variant entre 1 et *M* paramètres.

La sensibilité, qui intervient aussi dans l'équation [3], est calculée selon l'équation suivante :

$$S_{ij}(m_k) = \frac{\partial f_i(m_k)}{\partial m_j} \quad [10]$$

I.3.2.2 Géoradar (GPR)

- Principes

Le principe de fonctionnement du géoradar (ou GPR) est basé sur l'utilisation des ondes électromagnétiques de hautes fréquences comprises entre 10 MHz et 1 GHz. Dans une telle gamme de fréquence, la propagation des ondes EM est influencée par la permittivité diélectrique (ϵ) qui devient le facteur prépondérant face à la résistivité (ρ).

Le géoradar comporte deux antennes, une antenne émettrice déclenche un train d'ondes électromagnétiques qui se propage dans le sous-sol à une vitesse variable selon les terrains et la teneur en eau, de l'ordre de 10 cm/ns. Lorsque le train d'ondes rencontre des interfaces géologiques, la partie réfléchie remonte vers la surface et l'antenne réceptrice enregistre le signal (Fig. 39). Les deux antennes sont peu à peu décalées et les mesures sont répétées de manière à créer un profil. La profondeur d'investigation du GPR peut varier de près de 100 m sur la glace à moins de 1 m en milieu argileux.

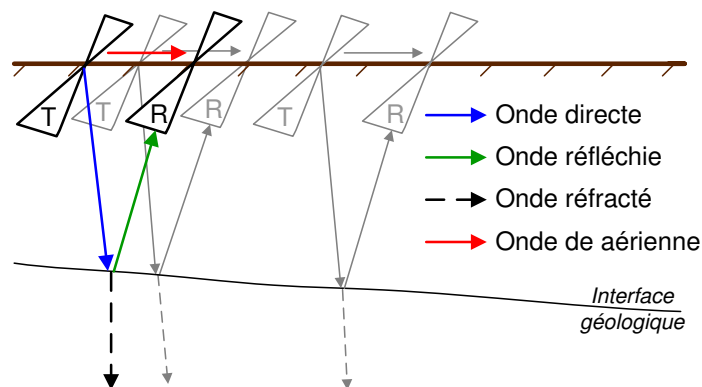


Fig. 39 : Principe du GPR

- Matériel utilisé

Les mesures GPR ont été effectuées avec des antennes blindées Måla RAMAC (Fig. 40) afin d'éviter les perturbations par les réflexions de l'onde de surface sur les arbres. Les antennes 100 et 250 MHz ont été testées mais seules les antennes 250 MHz ont été retenues car elles constituent un compromis satisfaisant entre profondeur d'investigation et résolution. Afin de déterminer la vitesse de propagation des ondes EM dans ce type de calcaire, un CMP (Common Middle Point) a été réalisé avec des antennes 100 MHz non blindées de la même marque.



Fig. 40 : Mesure avec le GPR Måla RAMAC sur le site de la sortie de secours du LSBB.

- Traitement des données

Les données GPR ont été traitées avec le logiciel Seismic Unix [Cohen et Stockwell, 2010]. Une procédure de traitement identique a été appliquée aux différentes sections pour comparer facilement les sections traitées entre elles. Ce traitement inclut : un recentrage des traces autour de la moyenne de l'amplitude, une correction statique afin de recaler les t_0 et supprimer l'onde de surface, une suppression des battements qui pourraient être assimilés à un signal basse fréquence, une compensation des atténuations par division de chaque trace par l'enveloppe moyenne afin de préserver les variations latérales d'amplitude, un filtrage passe-bande des fréquences 50, 70, 450, 500 MHz, une migration de type Stolt et une conversion temps/profondeur. Le CMP a été traité avec Seismic Unix par analyse de semblance.

1.3.2.3 Résonance Magnétique des Protons (RMP)

La RMP est une méthode récente, comparée aux autres méthodes géophysiques. C'est en 1946 que le phénomène de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) a été découvert par les équipes universitaires de Stanford et Harvard. Les pétroliers se sont alors rapidement approprié le concept pour mettre au point les premières sondes de diagraphie afin d'estimer les ressources pétrolières [Variant, 1962]. Les premières applications de la RMN à la prospection des ressources en eaux ont vu le jour à l'Institut de Cinétique Chimie et de Combustible de l'Académie des Sciences de la Terre de l'URSS de Novossibirsk. C'est alors que le premier appareil de mesure RMN a été mis au point, l'HYDROSCOPE [Semenov et al., 1988]. Les études réalisées depuis 1990 ont été recensées par Legchenko et Valla [2002]. Malgré sa relative nouveauté, la RMP est déjà très appréciée dans le monde de l'hydrogéologie [Legchenko et al., 2002] car elle permet de mesurer un signal géophysique qui est directement lié à la teneur en eau (amplitude maximale du signal) et à la taille des pores (temps de relaxation).

- Principes

Le principe de la mesure RMP consiste à émettre un champ magnétique perturbateur durant un temps (τ) à une fréquence spécifique (fréquence de Larmor) et une intensité (I) afin de modifier l'état d'équilibre naturel du spin des protons des molécules d'eau qui sont initialement influencées par le champ magnétique terrestre (Fig. 41). Après la fin de l'émission du champ magnétique, un temps mort instrumental (τ_d) est actuellement inévitable avant de pouvoir mesurer la décroissance du signal RMP (ou signal de relaxation). L'amplitude initiale (E_0) du signal n'est pas mesurable du fait du temps de coupure instrumental (τ_d) nécessaire pour effectuer la commutation entre transmission et réception. L'amplitude initiale est approximée à l'aide de l'équation [11] qui considère que le signal décroît de façon exponentielle avec le temps.

$$E_0 = E_{\tau_d} \cdot \exp\left(\frac{\tau_d}{T_2^*}\right) \quad [11]$$

Où E_{τ_d} est l'amplitude initiale mesurée après le temps mort instrumental τ_d . T_2^* est le temps de relaxation spin-spin.

Plus la teneur en eau libre du sol est importante, plus l'amplitude initiale (E_0) du signal mesuré sera forte. D'autre part, un temps de relaxation important informe que l'eau en lien avec ce signal est contenue dans des pores de grande taille. Ainsi, une cavité karstique remplie d'eau produira un signal de forte amplitude et avec un temps de relaxation important, tandis que de l'eau contenue dans des argiles produira un signal avec un temps de relaxation tellement court qu'il sera compris dans le temps mort instrumental.

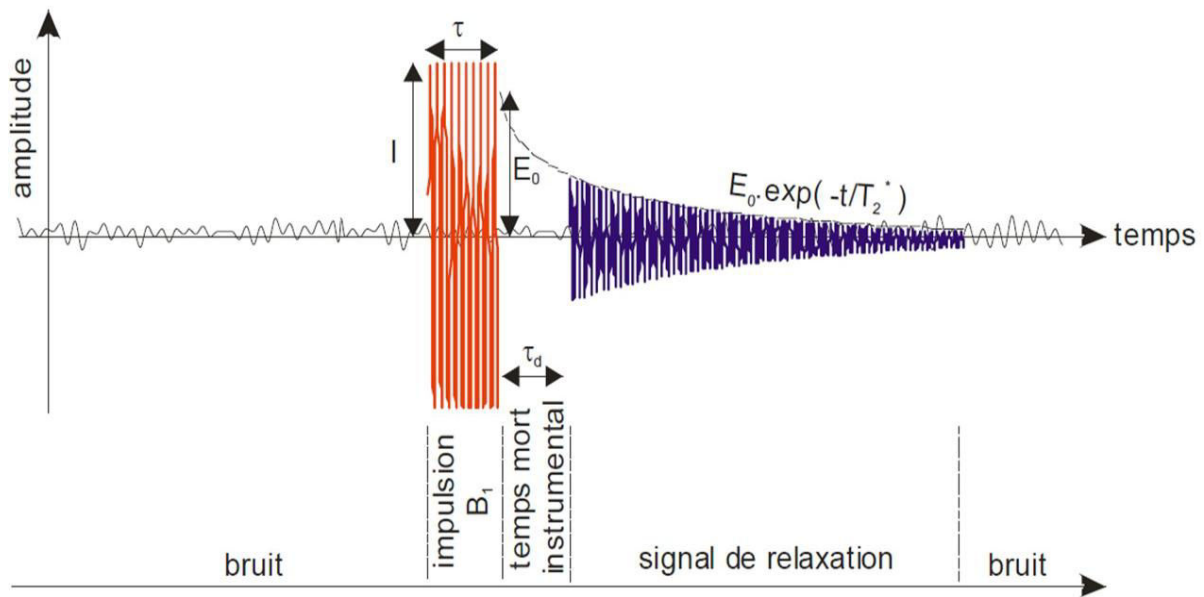


Fig. 41 : Diagramme temporel d'une mesure RMP [Vouillamoz, 2003].

En préparation de la mesure RMP, le champ géomagnétique (B_0) doit être mesuré afin de pouvoir calculer la fréquence de Larmor qui correspond à la fréquence à laquelle le "pulse" perturbateur doit être produit. Cette mesure doit être faite systématiquement à l'aide d'un magnétomètre à protons car le champ magnétique terrestre varie à travers le globe terrestre et évolue dans le temps. La mise en œuvre d'un sondage RMP consiste à étendre sur la surface du sol une antenne qui n'est autre qu'une boucle généralement carrée faite avec un câble dont l'extension varie généralement entre 20 et 80 m de côté selon les objectifs de l'étude. L'intensité du courant injecté dans la boucle est augmentée peu à peu de manière à sonder un volume de sol de plus en plus important. Chaque niveau d'intensité est nommé "pulse" et une quinzaine de pulses sont généralement nécessaires pour réaliser un sondage.

- Matériel utilisé

L'appareil utilisé pour les mesures est le Numis^{PLUS} construit par IRIS Instruments (Fig. 42). Cet appareil est composé de deux convertisseurs DC/DC alimentés en 24 V par deux batteries 12 V / 80 Ah montées en série. Les convertisseurs alimentent l'unité centrale qui est pilotée par un ordinateur portable. Le courant transite par deux blocs de capacités qui permettent de raccorder la boucle en fonction de la fréquence de Larmor. L'ordinateur portable déclenche les impulsions, enregistre le signal et effectue un prétraitement qui permet de suivre en temps réel l'évolution du sondage.

L'appareil Numis^{PLUS} enregistre un signal qui s'exprime sous la forme suivante [Legchenko et Valla, 2002]:

$$E(t, q) = E_0(q) \cdot \exp\left(\frac{-t}{T_2^*(q)}\right) \cdot \sin(\omega_0 \cdot t + \varphi(q)) \quad [12]$$

Où : φ est le déphasage causé par la conductivité électrique des terrains et ω_0 est la fréquence de résonance correspondant à la fréquence de Larmor.

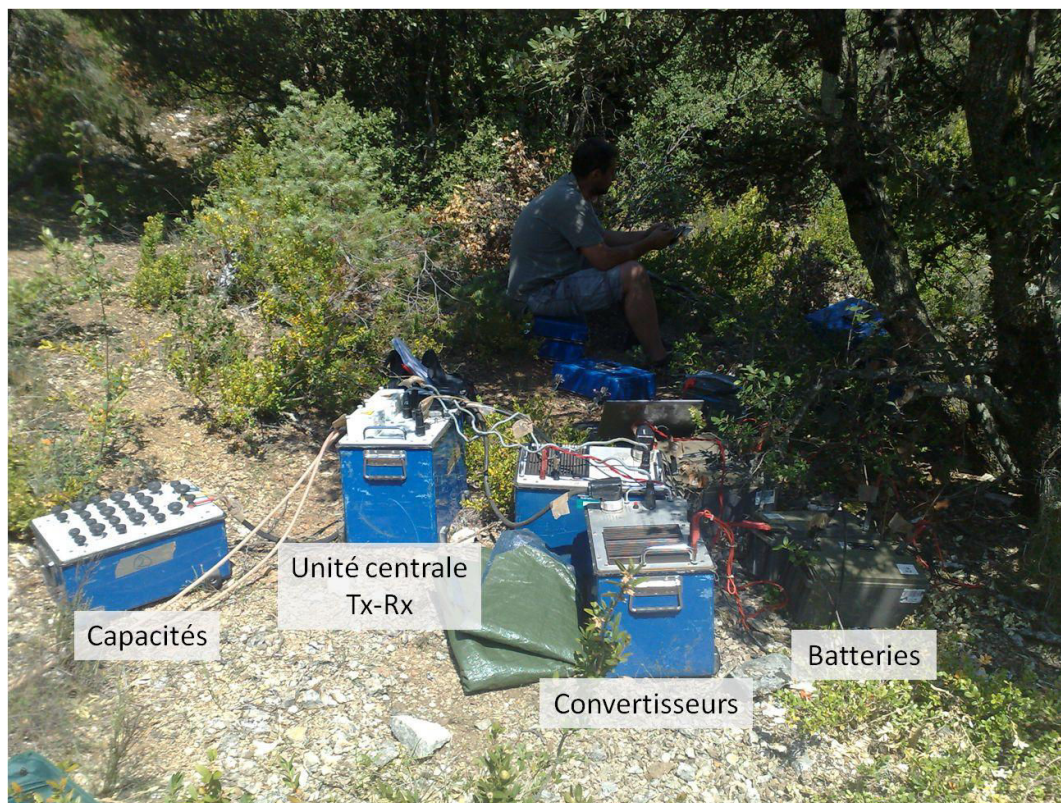


Fig. 42 : Equipement Numis^{PLUS} d'IRIS Instruments.

- Optimisation des mesures et traitement des données

Le signal RMP mesuré par l'appareil est généralement très faible, de quelques nV à quelques centaines de nV, alors que le bruit électromagnétique ambiant peut atteindre plusieurs milliers de nV. Il est donc incontournable d'optimiser l'acquisition du signal RMP afin d'améliorer le rapport signal/bruit. Cela passe tout d'abord par la répétition des mesures (ou "stack") qui est le facteur majeur d'augmentation du temps d'acquisition car une seule mesure peut être répétée plusieurs centaines de fois [Legchenko, 2007]. Les mesures présentant un bruit trop important sont directement rejetées lors de la procédure de "stacking" afin d'améliorer la progression du rapport signal sur bruit. Un filtrage passe-bande centré sur la fréquence de Larmor est effectué [Legchenko et Valla, 2002] ainsi qu'un filtrage des fréquences 50 ou 60 Hz et leurs harmoniques [Legchenko et Valla, 2003]. L'utilisation d'une boucle en forme de "8" permet de diminuer le bruit enregistré par rapport à l'utilisation d'une boucle carrée [Trushkin et al., 1994].

L'inversion RMP a pour but d'obtenir la distribution des teneurs en eau RMP en fonction de la profondeur à partir de la courbe de sondage (amplitude du signal/intensité du pulse). Le code d'inversion utilisé (SAMOVAR) a été initialement développé pour l'inversion 1D [Legchenko et Shushakov, 1998 ; Guillen et Legchenko, 2002]. L'algorithme d'inversion considère un demi-espace divisé en plusieurs couches, selon le choix de l'utilisateur, dans lequel est modélisé le signal RMP. La

teneur en eau de chaque couche est ajustée peu à peu pour obtenir le calage optimum entre les données de terrain mesurées et les données modélisées.

Depuis le code d'inversion a évolué pour l'inversion 2D de données acquises en 1D pour la détection de conduits karstiques [Boucher et al., 2006 ; Girard et al., 2007]. Actuellement, le code d'inversion SAMOVAR 3D est en cours de développement mais il a déjà été utilisé pour quantifier l'évolution du volume d'une cavité pleine d'eau dans le glacier de Tête Rousse en France [Legchenko et al., 2011].

I.3.2.4 Gravimétrie

- Principes

Selon la loi de Newton, deux masses ponctuelles m_1 et m_2 séparées d'une distance r , s'attirent selon une force F , dirigée suivant la droite qui les joint.

$$F = G \frac{m_1.m_2}{r^2} \quad [13]$$

Avec G , la constante de gravitation universelle.

La valeur de gravité est fonction des masses présentes autour du point de mesure. Ainsi, un excès ou un manque de masse dans le sous-sol a une influence sur le champ gravimétrique mesurable depuis la surface mais aussi depuis la profondeur. De même la position des astres a une influence sur le signal gravimétrique qui peut être plus forte que le signal étudié.

En faisant l'hypothèse que le contexte géologique est identique entre deux mesures, les variations temporelles du signal gravimétrique peuvent être reliées à des variations de stock d'eau. Selon l'hypothèse de Bouguer, la différence de signal gravimétrique (Δg) peut alors être transcrite en une variation de lame d'eau d'extension infinie et de hauteur (h), à l'aide de l'équation suivante :

$$\Delta g = 2\pi . \rho_w . G . h \quad [14]$$

Avec, ρ_w correspond à la masse volumique de l'eau.

- Matériel utilisé

Les mesures gravimétriques ont été réalisées avec un gravimètre absolu FG5 et un gravimètre relatif Scintrex CG5. Le FG5 est un instrument transportable de haute précision dont la mesure est basée sur la chute d'une masse dans une enceinte sous vide. La position de la masse au cours de la chute est mesurée par interférométrie laser et le temps de chute est minuté par une horloge atomique au Rubidium assistée par GPS. L'accélération liée au bruit sismique est corrigée à l'aide d'un sismomètre placé sous le FG5. Cet appareil permet de mesurer l'accélération de la pesanteur g avec une précision de 1 à 2 μGal [Niebauer et al., 1995].

Le principe du gravimètre relatif Scintrex CG5 (Fig. 43) est basé sur l'élasticité d'un ressort plat en silice auquel est suspendu un peson. Même si la chambre de mesure est théoriquement thermostatée à 40 °C, l'utilisation d'un ressort en silice est nécessaire pour limiter les problèmes de

dilatation thermique. La résolution de cet appareil est de $1 \mu\text{Gal}$ avec une répétabilité de $10 \mu\text{Gal}$ [Scintrex, 2006].

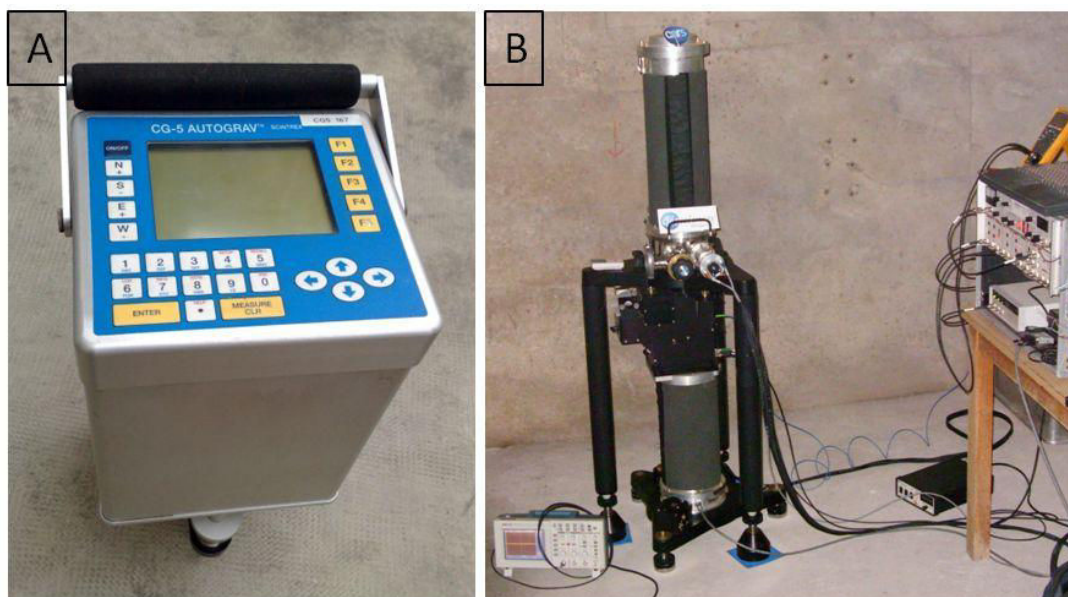


Fig. 43 : Matériel employé. (A) Gravimètre CG5 ; (B) Gravimètre FG5.

- Traitement des données

Les mesures de gravimétrie sont influencées par de nombreux facteurs. Ainsi, pour visualiser le signal hydrologique, il faut s'affranchir du signal gravimétrique lié à la dynamique de la terre, corriger la dérive de l'appareil et s'assurer de la stabilisation des mesures.

- Les facteurs liés à la dynamique de la terre

Les phénomènes de marées provoquent des oscillations de g de l'ordre de $100 \mu\text{Gal}$ qui peuvent être prédites avec des modèles. Les effets de marées terrestres ont été modélisés avec le modèle Tamura (Tamura tidal potential development [Tamura, 1987]). Tandis que l'effet de la surcharge océanique a été prédit avec le modèle FES2004 [Lyard et al., 2006] même si l'éloignement entre le LSBB et l'océan limite cet effet à quelques μGals .

Les variations de pression atmosphérique provoquent deux effets sur le signal gravimétrique : l'un lié au poids de l'atmosphère et l'autre lié à la déformation due à la redistribution de l'air dans le sous-sol. La correction de surcharge atmosphérique est de $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$.

L'effet de mouvement des pôles terrestres sous l'action des forçages atmosphériques, océaniques et terrestres provoque des oscillations de faible fréquence (pluri-mensuelles) et d'une amplitude d'environ $6 \mu\text{Gals}$. Cet effet est corrigé sur les données du gravimètre absolu FG5.

- Calibration de la dérive de l'appareil Scintrex CG5

Du fait de leur principe de fonctionnement, les gravimètres relatifs CG5 subissent une dérive constante liée à la détente du ressort. Cette dérive est plus importante durant les deux premières

années de vie de l'appareil. Celui-ci est régulièrement calibré entre deux stations connues présentant une forte différence d'élévation, l'une à Montpellier (≈ 70 m) l'autre au Mont Aigoual (≈ 1550 m). Sans cette correction lors de la répétition saisonnière des mesures, la part du signal liée à la dynamique de l'eau serait indiscernable.

- Stabilisation de l'appareil

Les mesures de gravité enregistrées pour chaque station se présentent sous la forme d'un nuage de points pour lesquels il est nécessaire de réaliser un ajustement par moindres carrés pour déterminer la mesure de gravité. Cet ajustement est réalisé à l'aide du logiciel MC-Gravi [Beilin, 2006], basé sur le schéma de modélisation de GRAVNET [Hwang et al., 2002].

Chapitre II APPROCHE CLASSIQUE POUR L'ÉTUDE DES HYDROSYSTEMES KARSTIQUES

Ce chapitre est dédié à l'approche classique d'étude des hydrosystèmes karstiques : la prospection géologique et l'étude hydrodynamique. Cette approche fournit des informations qui permettent de formuler les premières hypothèses de fonctionnement hydrogéologique du site, lesquelles devront être confirmées et approfondies par prospection géophysique.

II.1 Prospection géologique

II.1.1 Introduction

La reconnaissance géologique est une étape de base pour fonder toute étude hydrogéologique et hydrogéophysique. Cette partie retrace la synthèse des connaissances géologiques de la localité de Rustrel et présente un travail de terrain visant à repérer dans la série lithostratigraphique, les roches affleurantes sur le site de la sortie de secours du LSBB. La description détaillée des différents faciès de calcaire urgonien, se trouvant potentiellement sous la surface au droit de la sortie de secours, est une nécessité pour l'interprétation des résultats géophysiques dans un milieu aussi complexe que le karst.

II.1.2 Géologie de la localité de Rustrel

Les récents travaux menés par Matonti et al. [2011], dans le cadre d'un projet de géomodélisation 3D à l'échelle du LSBB, ont permis d'affiner la carte géologique dressée par Blanc et al. [1973], (Fig. 44). Sur le domaine du LSBB, les terrains affleurants appartiennent à l'Aptien et plus précisément au Bédoulien.

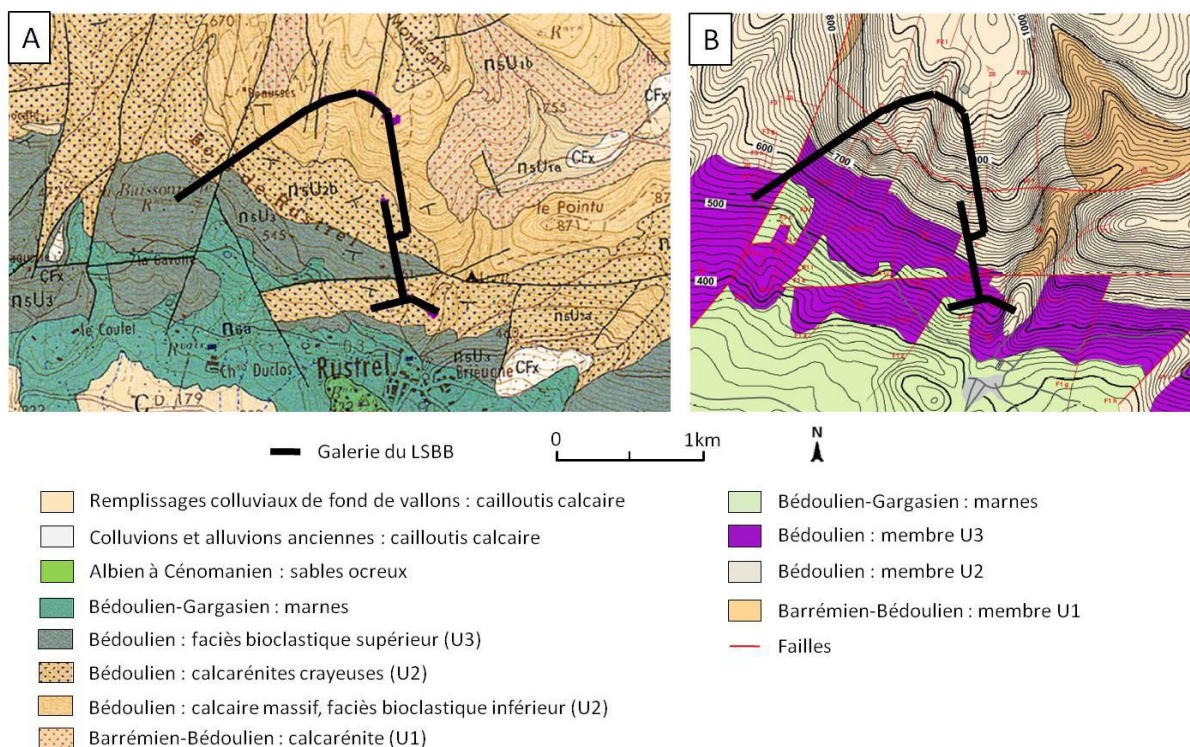


Fig. 44 : (A) Extrait de la carte géologique 1/50 000, n° 942 [Blanc et al., 1973] ; (B) Carte géologique GOCAD® [Matonti et al., 2011].

Le Bédoulien est constitué par des calcaires aux faciès multiples et se rattache aux membres urgoniens U1 *pro-parte*, U2 et U3 (cf. partie I.2.4.3). Les marnes du Bédoulien terminal et du Gargasienaffleurent au Sud, marquant la fin de la série carbonatée du système karstique de FdV.

Selon les coupes réalisées par Ollivier [2013], sur la base du géomodèle de la Grande Montagne [Matonti et al., 2011], la galerie du LSBB recoupe la limite stratigraphique Barrémien/Bédoulien (Fig. 45). La partie supérieure du Barrémien est marquée par des faciès qui se rattachent à l'Urgonien (U1) comprenant des Rudistes Agriopleura. Le membre U1affleure également à l'Est du LSBB dans le fond du vallon de la Grande Combe. La série carbonatée karstifiable s'étend en profondeur jusqu'au Valanginien aquiclude, qui constitue le substratum du système karstique de FdV. Le pendage général des couches qui forment le flanc Sud du plateau d'Albion est d'environ 15 ° vers le Sud. Le massif est affecté par deux grandes directions de fracturation, l'une orientée N30 ° correspondant à des failles à composantes décrochantes et l'autre orientée N120 ° correspondant à des failles à composantes normales [Jeanne, 2012].

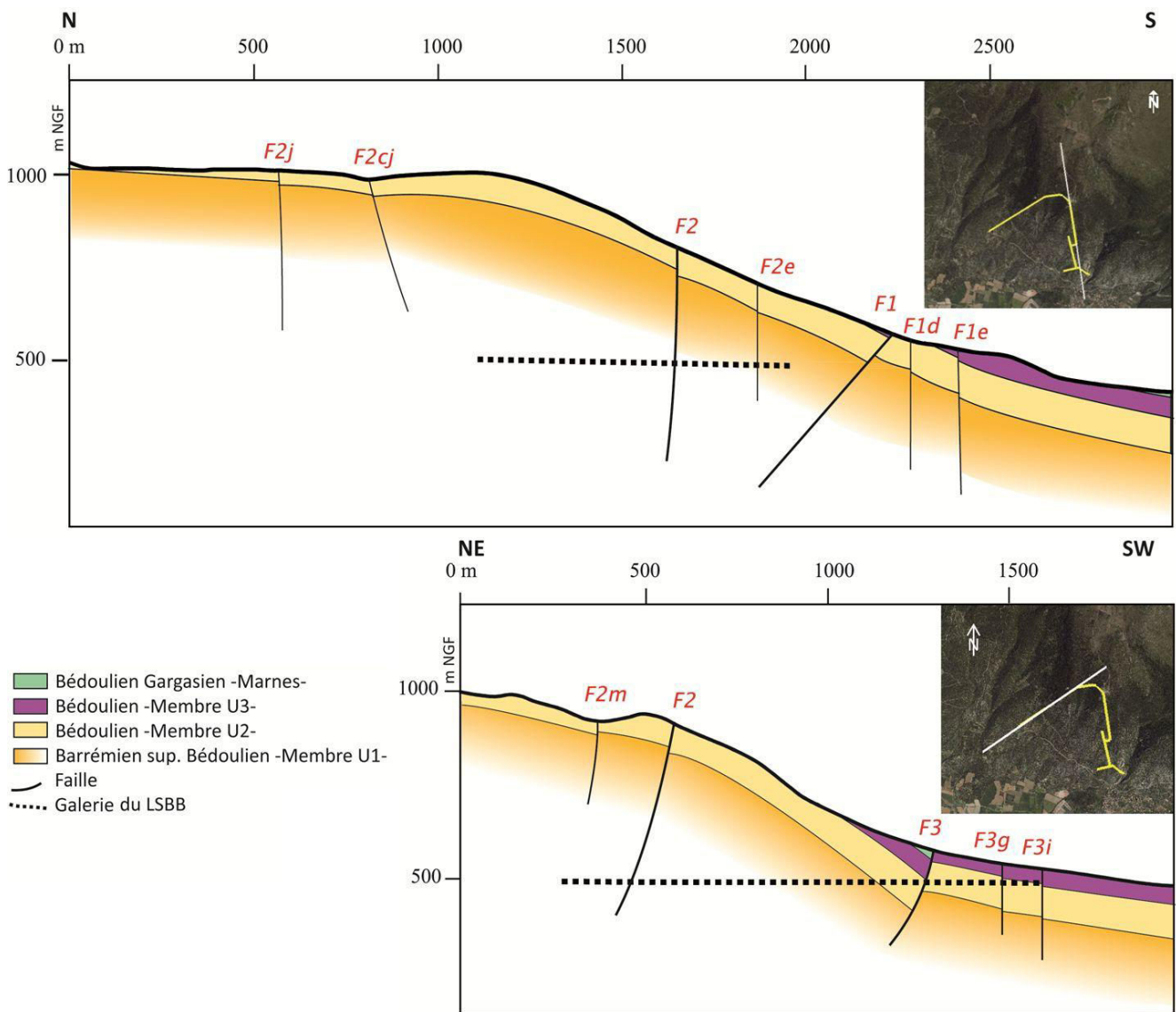


Fig. 45 : Coupes géologiques [Ollivier, 2013] réalisées à partir du géomodèle 3D GOCAD [Matonti et al., 2011].

II.1.2.1 Description des affleurements

Cette partie, qui repose sur les travaux récents de Masse et Fenerci-Masse [2011] et Léonide et al. [2012], est dédiée à la description des affleurements calcaires. Ces faciès calcaires seront potentiellement rencontrés vers la sortie de secours du LSBB, de la surface jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. La coupe lithostratigraphique proposée par Masse et Fenerci-Masse [2011] présentée en figure 46, a été légèrement modifiée suite à une visite sur le terrain avec le premier auteur en 2012.

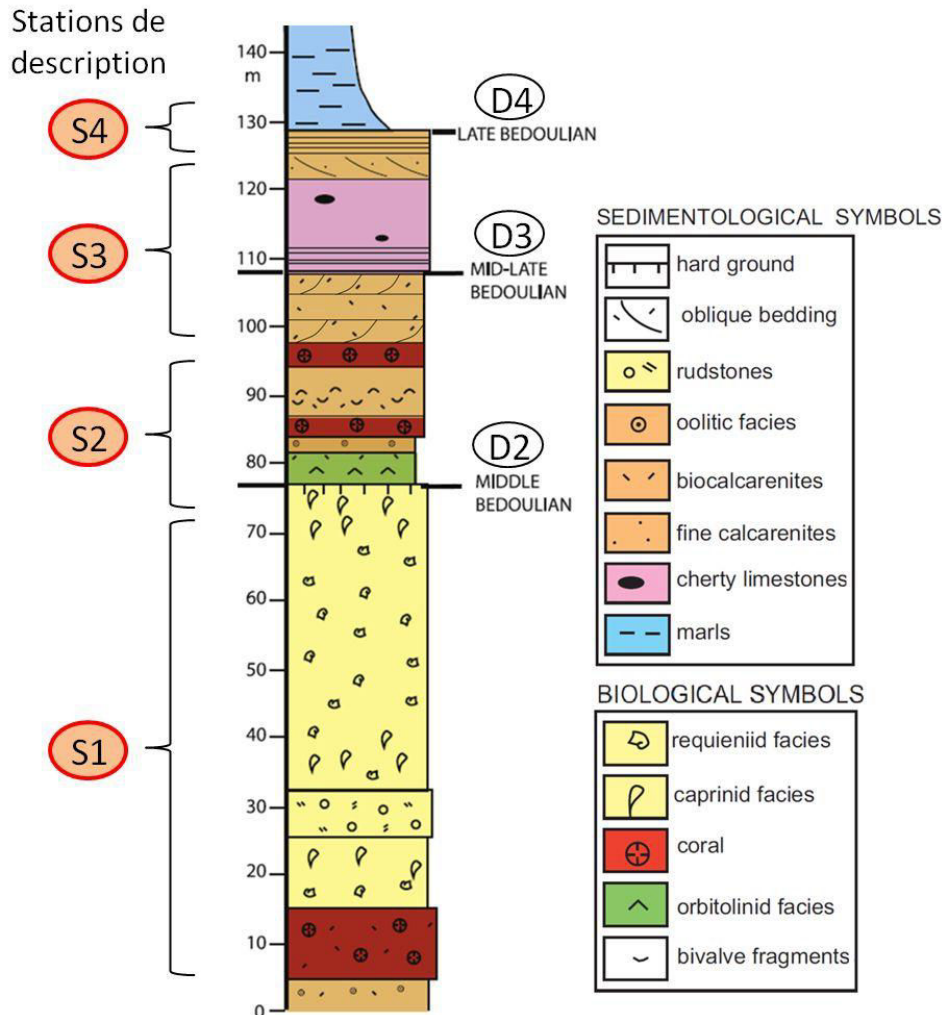
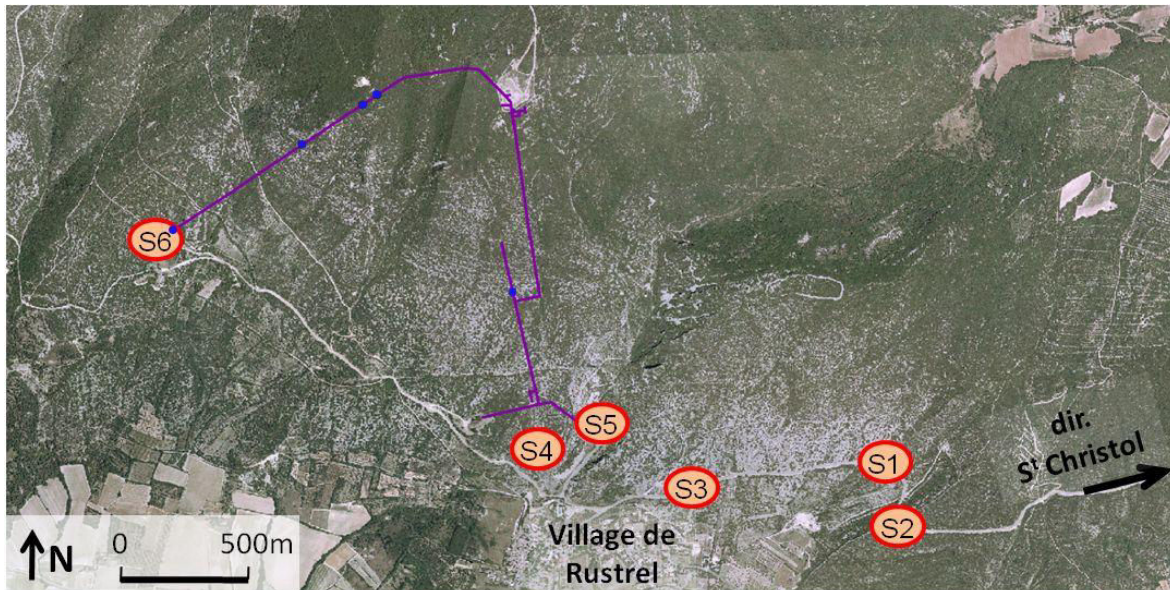


Fig. 46 : Coupe lithostratigraphique synthétique de la localité de Rustrel [Masse et Fenerci-Masse, 2011, modifié]. "D2", "D3", et "D4" correspondent à des discontinuités servant de repère dans la série urgonienne. "D2" constitue la limite entre U2 et U3. Les stations de description (S1 à S4) correspondent aux affleurements repérés dans la figure 47 et décrits dans les paragraphes suivants.

La coupe lithostratigraphique synthétique de la localité de Rustrel (Fig. 46) a été dressée à partir de plusieurs affleurements repérés sur la figure 47. Les affleurements de la coupe dite "des antennes" sont répartis sur le premier kilomètre à la sortie de Rustrel, le long de la route de Saint Christol d'Albion entre les arrêts S2 et S3 (Fig. 47).



- S1** Membre U2
 - S2** Partie inférieure de U3
 - S3** Partie supérieure de U3
 - S4** Sommet de U3 et marnes de Gargas
 - S5** Les coupes de la Grande Combe
 - S6** Site expérimental de la sortie de secours (U3)
- Galerie du LSBB
- Principaux point d'écoulement suivis en galerie

Fig. 47 : Localisation des affleurements [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].

• **Affleurement S1**

Les terrains les plus anciens affleurant le long de la route de St Christol d'Albion se rattachent au membre U2 de l'Urgonien (Bédoulien). Cet affleurement est noté (S1) sur la figure 47. Sa partie Ouest (Fig. 48) correspond à la base de la coupe lithostratigraphique (Fig. 46). On y trouve une unité corallienne avec de nombreuses colonies en position de vie. En allant vers l'Est, les Rudistes se font de plus en plus nombreux. On trouve des Requieridae à la couleur typiquement marron et des Caprinidae plutôt blancs. Plus à l'Est, apparaît un faciès extrêmement particulier de biocalcarénite à grain très grossier contenant des galets formés par les coquilles de Rudistes Caprinidae roulées. Ce faciès, de type "rudstone" selon la classification de Dunham [1962], correspond à un paléochenal dans lequel ont circulé et se sont érodées les coquilles de Rudistes [Léonide et al., 2012]. Si ce faciès correspond bien à un paléochenal, son extension latérale est sans doute limitée. Vers l'Est, des faciès de biocalcarénites crayeuses à nombreux Rudistes marquent le toit du membre U2. Cette formation, d'environ 50 m d'épaisseur, semble exceptionnellement poreuse pour un calcaire.

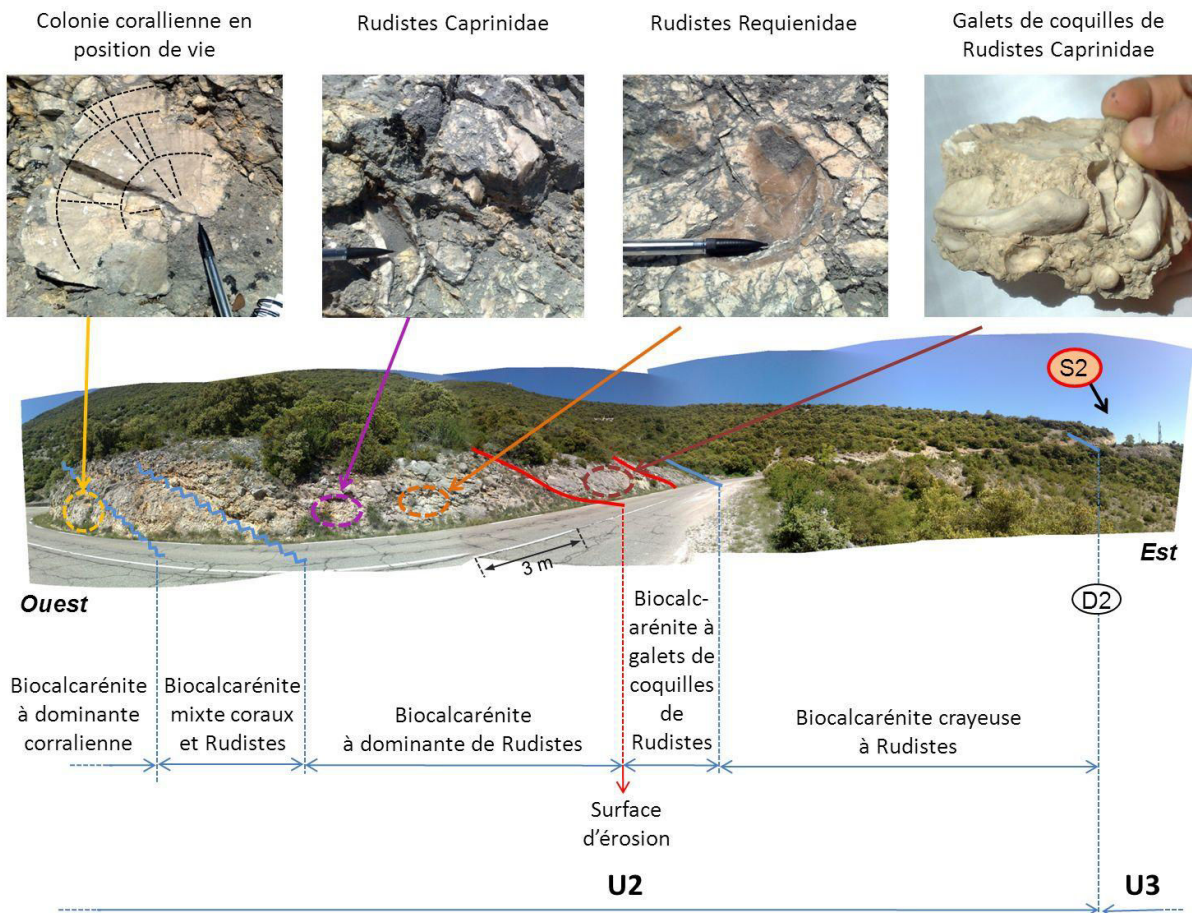


Fig. 48 : Description de l'affleurement du membre U2, site (S1) de la figure 47. Les lignes rouges représentent des surfaces d'érosion, les lignes bleues des contacts normaux et les lignes bleues dentelées des transitions.

• **Affleurement S2**

L'affleurement de la figure 49, extrémité Est de la figure 48 et site (S2) de la figure 47, correspond à la base de l'U3. Comme précédemment, ces faciès calcaires appartiennent au Bédoulien.

Des traces de micro-karstification au sommet du membre U2 témoignent de son émergence correspondant à la discontinuité "D2" (Fig. 46). La base du membre U3 est marquée par un faciès remarquable par ses orbitolines de taille quasi-centimétrique (Fig. 49-C). Ce faciès nommé "Pa2" [Masse et Fenerci-Masse, 2013], retrouvé à Apt et FdV, présente une continuité latérale qui en fait un repère stratigraphique notable à l'échelle des Monts de Vaucluse. Le faciès bioclastique qui surmonte le Pa2 dans la figure 49, est compris dans le faciès à orbitolines de la coupe lithostratigraphique (Fig. 46). Vient ensuite un faciès oolithique puis un faciès corallien à nombreuses colonies de coraux en position de vie. Ces quatre faciès constituant la base de l'U3 sont relativement compacts, avec un grain plutôt fin et semblent présenter une faible porosité, en particulier le faciès à orbitolines. Le faciès bioclastique qui vient se superposer au dessus est d'un grain nettement plus grossier.

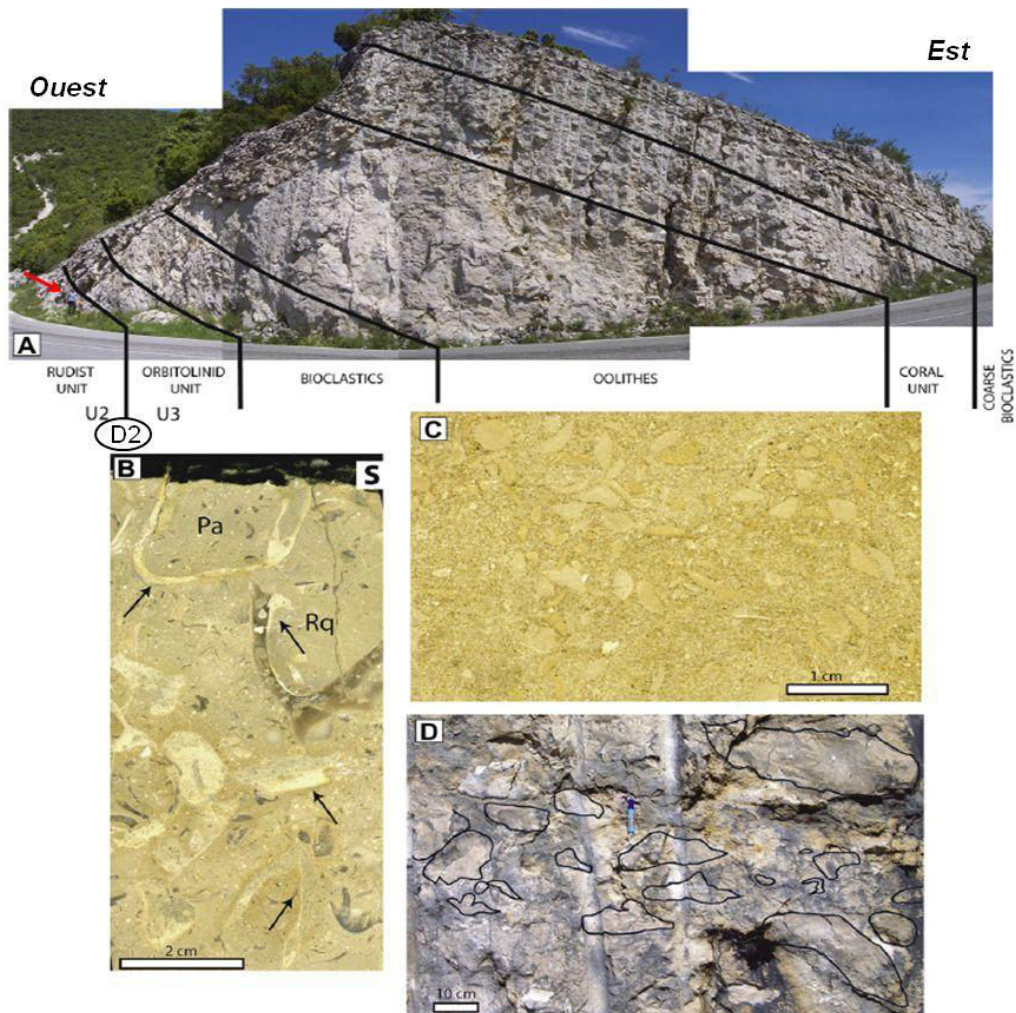


Fig. 49 : Affleurement du membre U3. (A) Site (S2) de la figure 47 ; (B) Section polie, proche de la discontinuité "D2", "Pa" Pachytraga (Caprinidae) et "Rq" Requieriidae ; (C) Section polie du faciès à Orbitolinidae ; (D) Colonies coralliennes [Masse et Fenerci-Masse, 2011].

• **Affleurement S3**

L'affleurement calcaire de la figure 50-B qui se superpose stratigraphiquement aux faciès décrits précédemment se situe à une altitude plus basse à cause d'un décalage important provoqué par une faille notée sur la carte géologique (Fig. 44).

A droite de l'image (Fig. 50-B), un faciès de biocalcarénite (*a*) présente des stratifications obliques orientées vers le NE. Ceci est en accord avec la paléogéographie de l'époque de sédimentation (Fig. 25). C'est lors de leur transport vers le centre du bassin, au NE, que les sédiments ont pu se déposer en produisant de telles formes sédimentaires.

La discontinuité "D3", relativement bien visible sur le terrain (Fig. 50), marque la transition vers des calcarénites à grains plus fins et à bancs réguliers (*b'*). Cette partie de l'affleurement est affectée par une faille qui met en contact le faciès des biocalcarénites à stratifications obliques avec les calcarénites à bancs réguliers. En remontant la série, des silex blancs apparaissent dans ce faciès de calcarénite (*b''*). Pour retrouver la suite de la série (Fig. 50-C), il faut longer la route en direction de Rustrel. Des calcarénites à éléments glauconieux (*c*) surmontent les calcarénites à silex. Ce faciès présente des stratifications obliques orientées vers le SW qui témoignent de conditions de dépôts différentes. Ceci annonce une évolution de la morphologie du bassin de sédimentation.

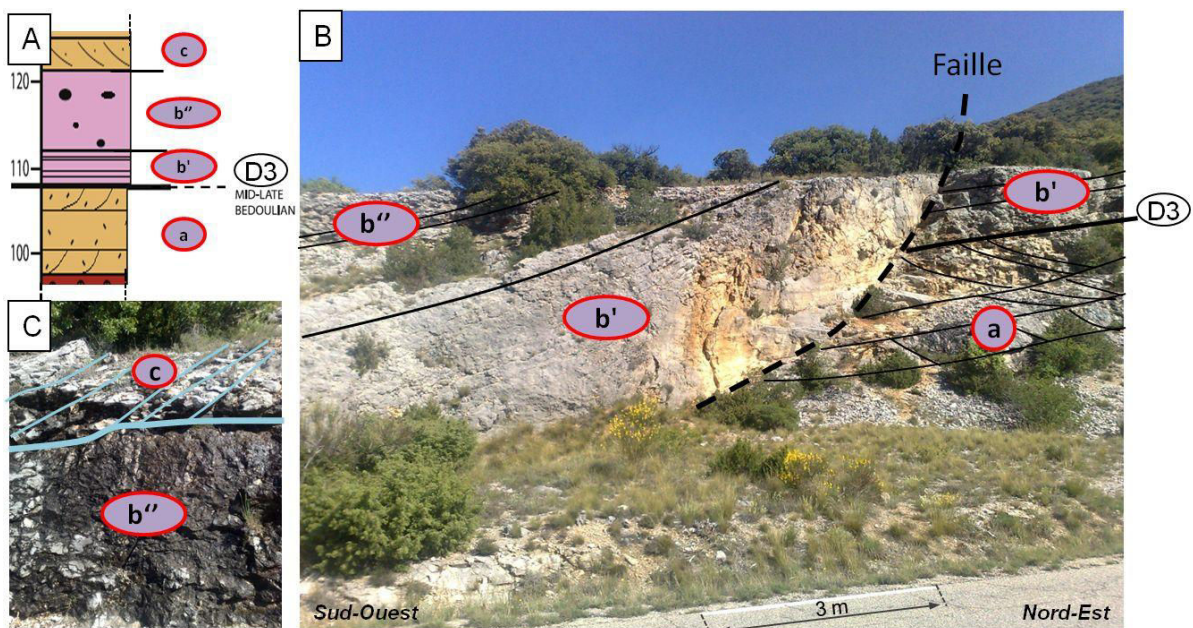


Fig. 50 : Affleurement de la partie supérieure de U3 (S3 de la figure 47) ; (a) biocalcarénite à stratifications obliques orientées vers le NE ; (b') calcarénite à grain fin et bancs réguliers ; (b'') calcarénite à silex blancs ; (c) calcarénite à stratifications obliques orientées vers le SW et éléments glauconieux. (A) Extrait de la coupe lithostratigraphique, légende figure 46 ; (B) Vue de l'affleurement ; (C) Suite de la série affleurant quelques dizaines de mètres au SW de (B).

- **Affleurement S4**

L'affleurement (S4) du sommet de la série carbonatée bédoulienne (Fig. 51) porte des indices annonçant la fin de la série calcaire. Ces calcaires en bancs réguliers présentent des traces de bioturbations qui témoignent d'un arrêt de sédimentation. De même, des trous de lithophages et la présence d'oursins fossilisés attestent que cette surface est un paléorivage. Les marnes de Gargas, d'âge Bédoulien terminal et Gargasien, viennent se plaquer directement sur ce paléorivage.

Des conditions de sédimentation différentes sont mises en évidence par des fossiles du genre *Ammonoidea* oxydés et des rostrés de *Belemnitidae*. Ces conditions de dépôt plus calmes et plus profondes sont à l'origine de la formation des marnes de Gargas, d'âge Bédoulien terminal et Gargasien. L'interface entre ces deux formations correspond à la discontinuité "D4" (Fig. 46). Cette discontinuité marque le sommet de la série carbonatée karstifiable de l'hydrosystème de FdV.

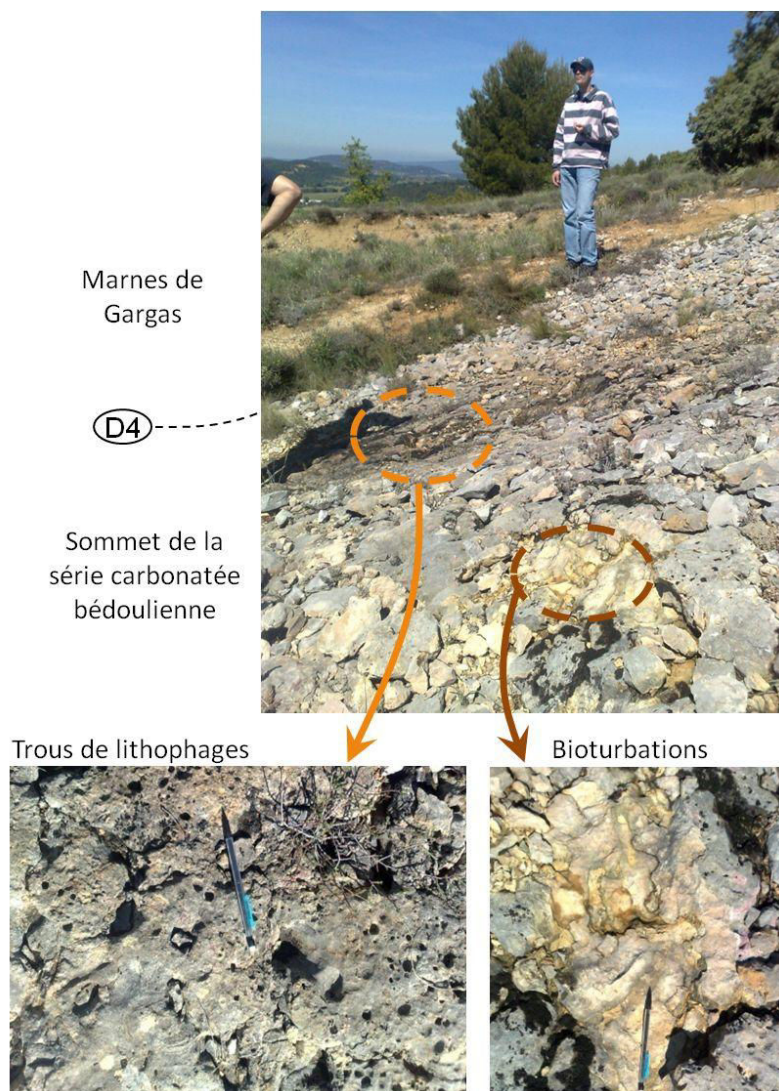


Fig. 51 : Affleurement du sommet de la série carbonatée bédoulienne, site (S4) de la figure 47.

Tous les faciès décrits précédemment peuvent être retrouvés dans la coupe de la Grande Combe par interprétation du paysage depuis la plateforme d'entrée du LSBB (annexe 3).

II.1.2.2 Porosité des calcaires affleurants

Des travaux en cours visent à déterminer les propriétés physiques sur "plugs" des affleurements décrits précédemment [Léonide et al., in prep.]. Cette étude contient en particulier des mesures de porosité matricielle totale (Fig. 52) réalisées selon la méthode de "l'index pétrophysique", développée par Masse [1969], et calibrées par des mesures à l'hélium. Les premiers résultats confirment la forte porosité du membre U2 avec des valeurs souvent proches de 20 %. Le faciès rudstone du paléochenal (Fig. 48) atteint une porosité matricielle totale proche de 25 %, tandis que pour un calcaire classique, la porosité totale excède rarement les 5 %.

Il est important de noter que les mesures ont été réalisées sur des échantillons prélevés près de la surface où ils ont pu être soumis à l'altération. Ainsi leurs propriétés physiques originelles pourraient être modifiées. De plus, ces mesures ne prennent pas en considération la porosité de fractures et de karstification qui jouent un rôle important à l'échelle du massif. Enfin, ces mesures de porosité ont été réalisées avec des fluides à plus faible viscosité que l'eau, il reste donc difficile de savoir comment se comporte l'eau dans un tel milieu. A ce stade, il est donc impossible de connaître l'impact hydrogéologique de telles formations au sein de l'aquifère de FdV. Cependant, ces nouvelles mesures s'accordent avec celles de la figure 26 et confirment que la trilogie urgonienne présente une forte porosité totale (cf. partie I.2.4.3).

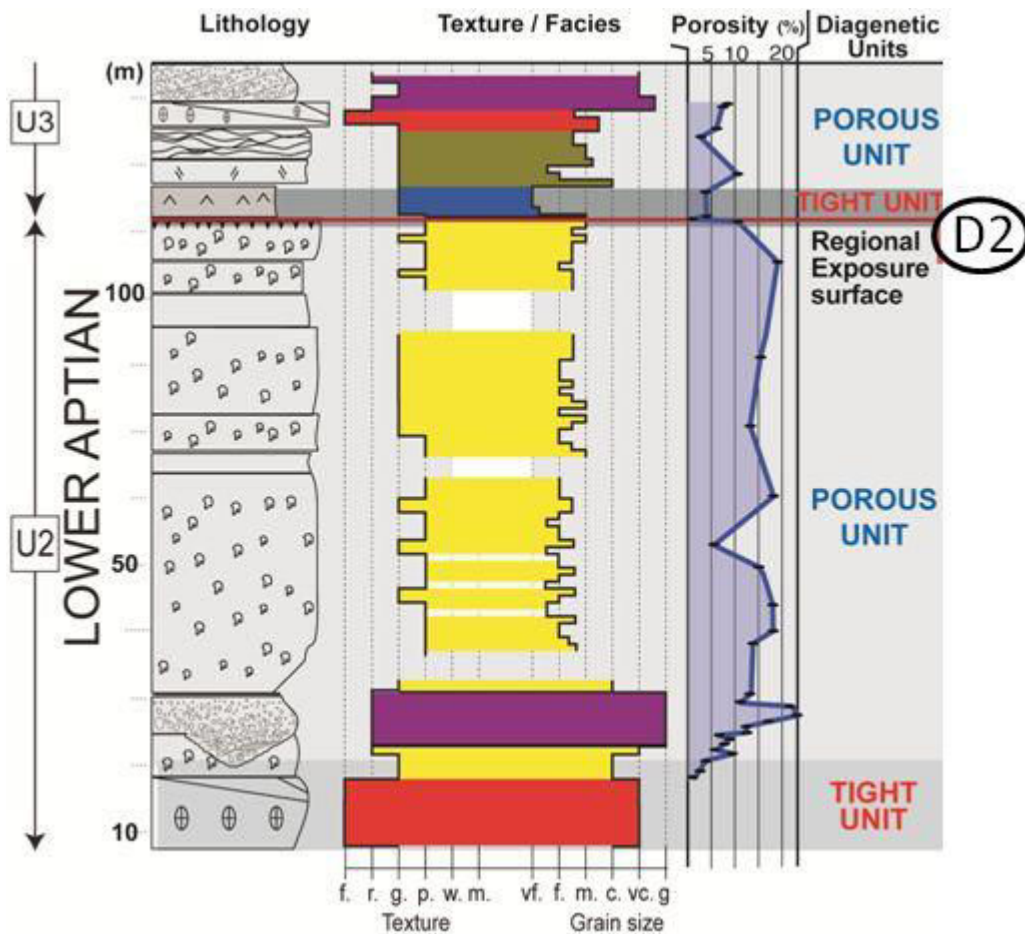


Fig. 52 : Propriétés physiques des affleurements calcaires des sites 1 et 2 (Fig. 47), [Léonide et al., 2012 et Léonide et al., in prep.].

II.1.3 Géologie du site de la sortie de secours du LSBB

Le membre U3 de l'Urgonien affleure sur l'ensemble du site de la sortie de secours du LSBB (Fig. 44). Plus précisément, le faciès (a) (Fig. 50) de biocalcarénites à stratifications obliques a été identifié au droit de la sortie de secours du LSBB et à l'aplomb du point D. Le pendage des stratifications est de 15 à 20° vers le Sud tandis que la pente topographique est proche de 13° dans la même direction. De ce fait, le faciès identifié en surface à l'aplomb du point D (Fig. 53-A) s'étend sur plusieurs dizaines de mètres vers le Sud et vers le Nord. L'identification des faciès sus-jacents et sous-jacents, respectivement vers le Sud et le Nord, reste difficile. Seul le faciès de calcarénite à éléments glauconieux (Fig. 50) a pu être identifié sur le chemin à environ 200 m au SSW de la sortie de secours.

La photo aérienne permet de relever de nombreux linéaments dont les principaux sont représentés sur la figure 53-A. Deux grandes directions sont identifiables, l'une orientée globalement N0° à N25° et l'autre N100° à N120°. Cette analyse est en accord avec la rosace de fracturation (Fig. 53-B) réalisée à partir de mesures à la boussole sur les affleurements.

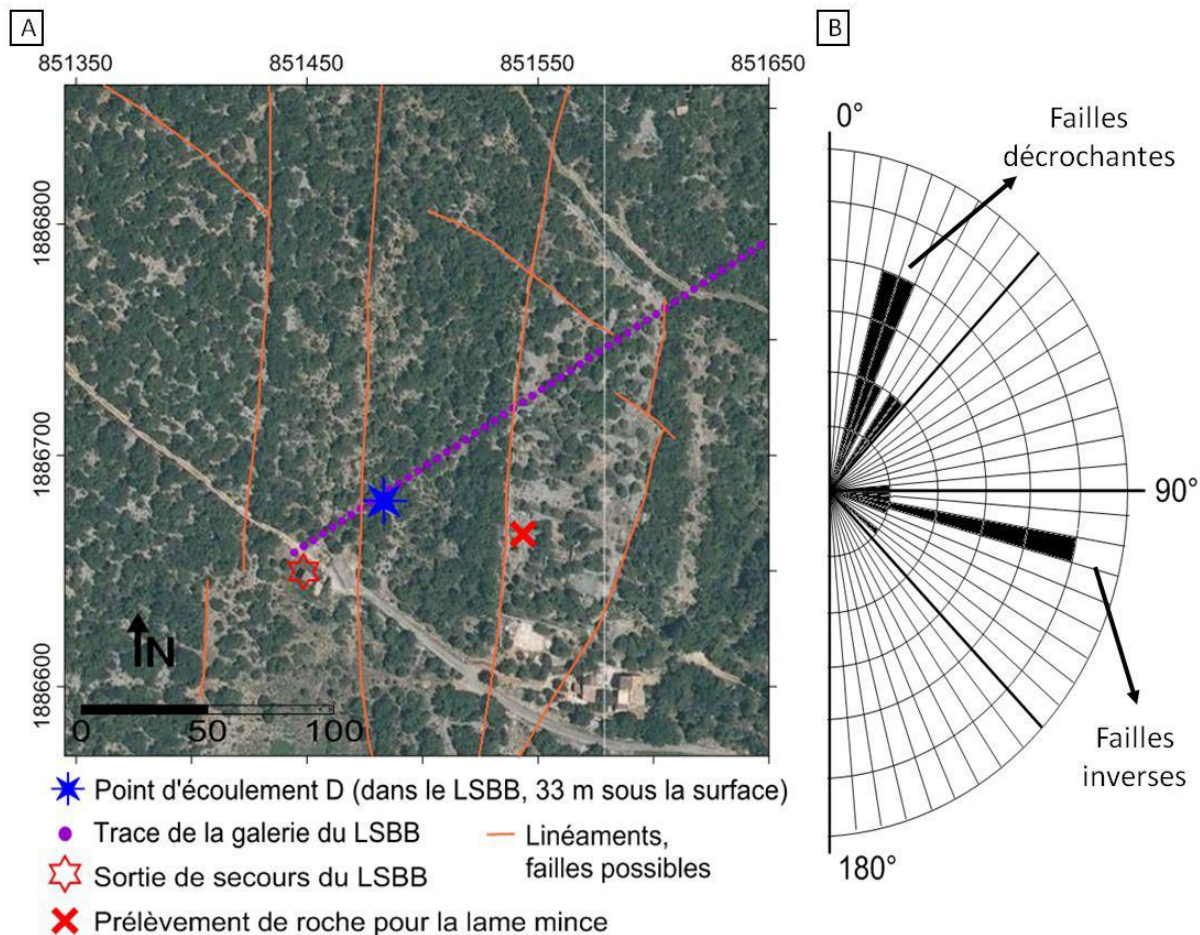


Fig. 53 : Géologie et tectonique de la sortie de secours du LSBB. (A) Photo aérienne du site, coordonnées Lambert II étendu [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr] et repérage des linéaments ; (B) Rosace de fracturation réalisé à partir de relevé de terrain.

Dans la partie Est du site, le calcaire affleure en surface structurale sous la forme d'une grande dalle (Fig. 54). Une lame mince a été prélevée dans ce calcaire pour savoir si cette surface correspondait à la discontinuité D3, ce qui permettrait un repérage plus précis dans la série.



Fig. 54 : Photographie de la dalle calcaire du site de la sortie de secours.

La lame mince (Fig. 55) laisse apparaître de nombreux foraminifères. Des Miliolidae et des Orbitolinidae ainsi que des algues vertes à squelette calcaire sont facilement identifiables. Un liseré clair apparaît autour des grains formés par les micro-organismes fossilisés. Ce liseré est isopaque, il témoigne donc d'une sédimentation micritique précoce formée en condition immergée. Cette sédimentation se serait produite en milieu marin. Puis, un sédiment sparitique est venu occuper l'espace libre entre les grains. Ces arguments ne témoignent pas en faveur d'une proche discontinuité liée à une émergence des sédiments. La surface de la dalle calcaire (Fig. 54) ne semble donc pas représenter la discontinuité D3.

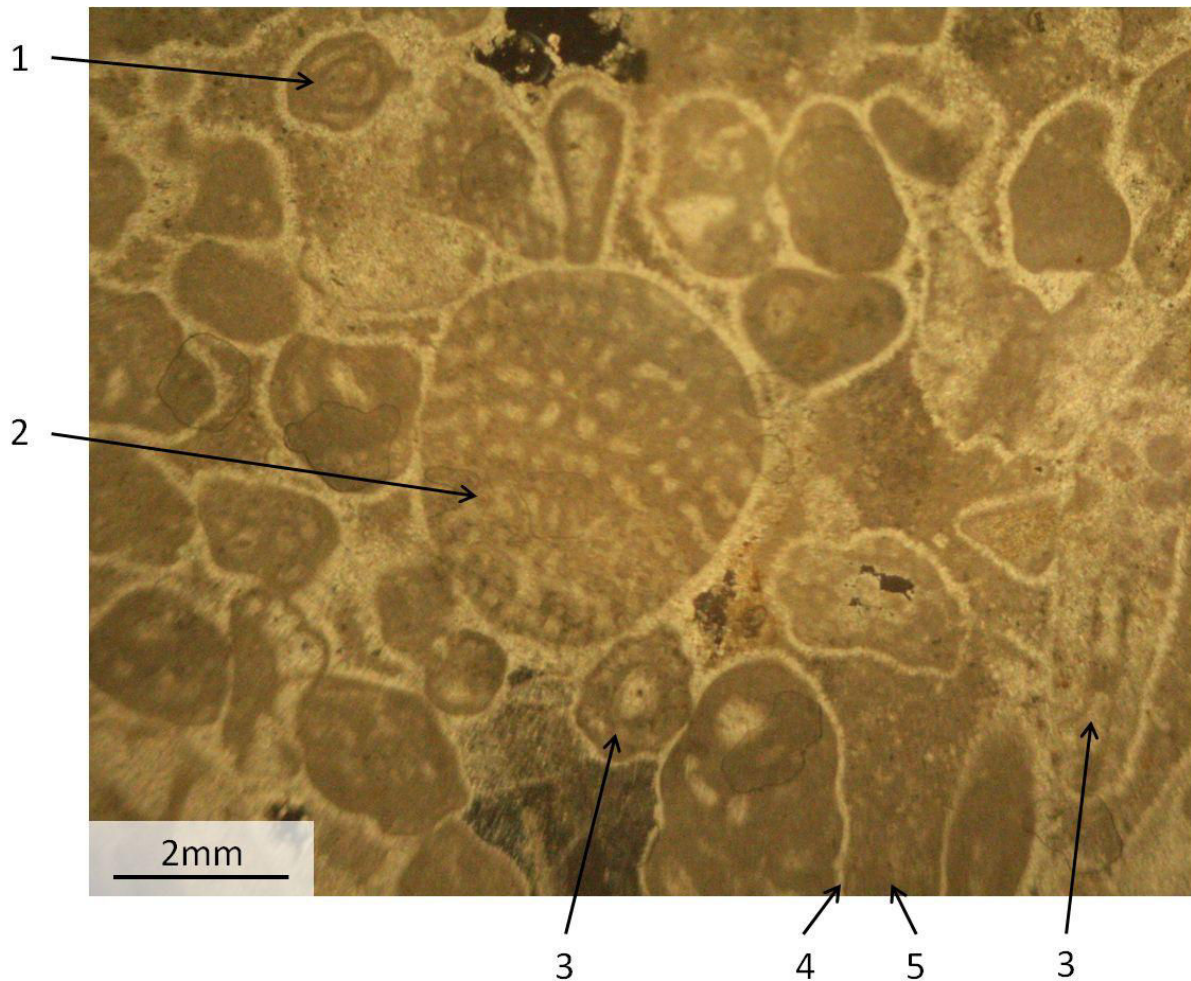


Fig. 55 : Photo de lame mince prélevé sur le site de la sortie de secours (Fig. 53-A), lumière polarisée analysée, 1 : Miliolidae ; 2 : Orbitolinidae ; 3 : algues vertes à squelette calcaire ; 4 : cimentation précoce isopaque ; 5 : cimentation secondaire.

Un test de porosité a été réalisé sur l'échantillon de roche poli de la lame mince selon la méthode de "l'index pétrophysique" [Masse, 1969]. Cette technique a permis d'estimer la porosité totale à environ 8 %, ce qui est cohérent avec la porosité mesurée sur les autres faciès calcaire du membre U3.

II.1.4 Conclusions

La prospection géologique a permis de saisir l'importance et la complexité des calcaires urgoniens. Une partie de ces calcaires présentent une forte porosité qui pourrait influencer la dynamique de l'eau dans l'hydrosystème. D'autre part, tous les faciès de calcaires affleurants dans la localité de Rustrel se sont formés dans des conditions sub-récifales. Ceci induit une faible continuité latérale des formations et les épaisseurs des faciès décrits précédemment peuvent varier fortement, même à l'échelle de la localité de Rustrel, à l'image du faciès "rudstone" (Fig. 48) rencontré vers la base de l'U2. L'interprétation des résultats géophysiques se devra donc d'être prudente dans la mise en relation des informations géologiques et géophysiques.

II.2 Etude hydrodynamique du point d'écoulement D

II.2.1 Introduction

En milieu karstique, les relations pluie/débit sont classiquement utilisées pour étudier un hydrosystème [Bakalowicz, 2005]. Cette partie vise à mettre en relation le point d'écoulement « D » (cf. partie I.2.5.4) avec les précipitations afin d'avoir une première approche des processus qui surviennent entre la surface et la galerie du LSBB. Dans cette approche, la quantification des pluies efficaces est une source d'imprécision majeure en milieu karstique [Puig, 1987].

Pour évaluer de manière rigoureuse le volume d'eau entrant dans le système karstique, les échanges sol/plante/atmosphère ont été modélisés avec le logiciel CASTANEA [Davi et al., 2005 ; Dufrêne et al., 2005] afin d'obtenir l'infiltration efficace en prenant en compte l'influence du couvert végétal à différents niveaux. L'utilisation de ce logiciel nécessite une connaissance détaillée des caractéristiques du couvert végétal. Ces informations ont été collectées lors d'un inventaire forestier réalisé sur une placette représentative de la zone d'étude.

L'analyse de la relation entre les entrées et les sorties de l'hydrosystème compris entre la surface et la galerie du LSBB a été réalisée pour plusieurs points d'écoulements présentant des comportements hydrodynamique contrastés [Garry, 2007 ; Barbel-Perineau, 2013]. La comparaison de la dynamique du point D avec d'autres points d'écoulement permet de mieux cerner son caractère atypique.

Cette partie du travail de thèse s'est déroulée en étroite collaboration avec l'Unité Ecologie des Forêts Méditerranéennes de l'INRA d'Avignon. Cette étude s'appuie donc sur les compétences de cette unité en termes de modélisation et d'inventaire forestier.

II.2.2 Matériel et méthode

II.2.2.1 Modélisation Sol/Végétation/Atmosphère

Le logiciel CASTANEA [Davi et al., 2005 ; Dufrêne et al., 2005] a été développé pour modéliser les échanges d'eau et de carbone entre le sol, les plantes et l'atmosphère (Fig. 56). Ce logiciel considère un couvert forestier horizontalement homogène et verticalement stratifié afin de modéliser précisément les processus qui se produisent aux différents étages de la forêt.

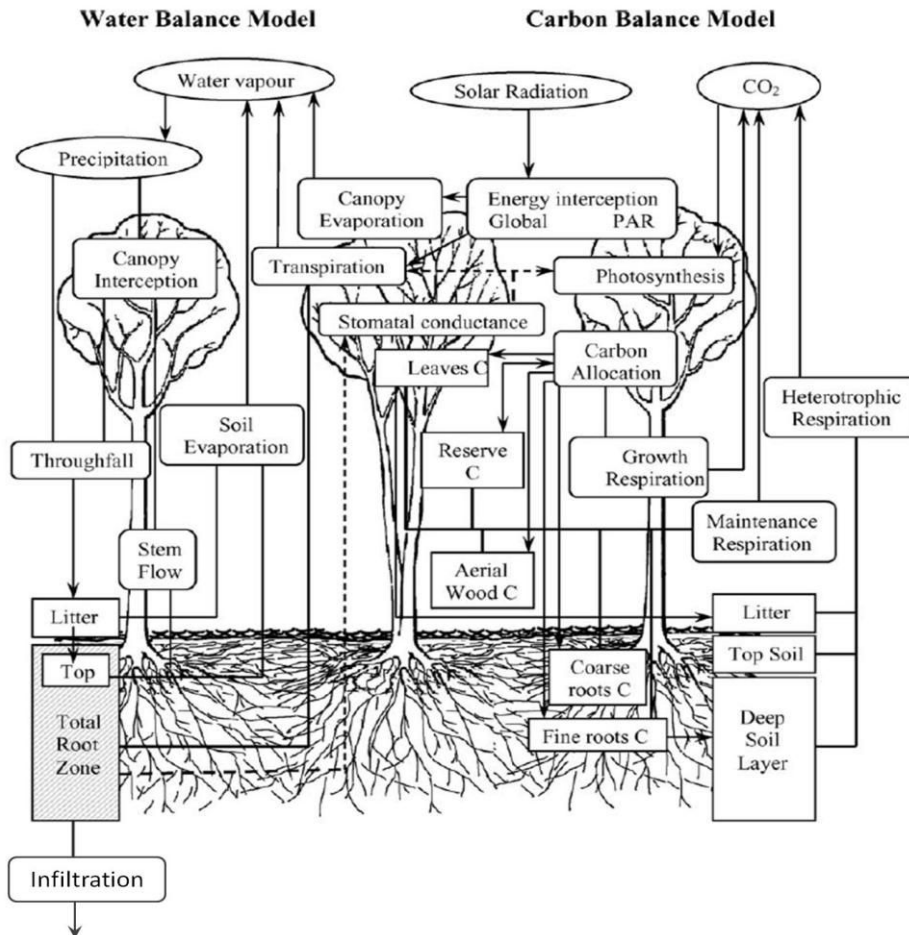


Fig. 56 : Schéma des flux d'eau (gauche) et de carbone (droite) des sous modèles de CASTANEA. Les rectangles à angles droits sont les variables d'état (C et H₂O), ceux à angles arrondis sont les variables de flux (C et H₂O) et les ellipses sont les variables du forçage météorologique. Chaque flèche correspond à un flux d'eau ou de carbone depuis ou vers un des compartiments. Les flèches en pointillés correspondent à (i) l'influence du contenu en eau du sol sur l'ouverture des stomates et (ii) le contrôle stomatique de la transpiration et de la photosynthèse [Dufrêne et al., 2005].

La connexion entre les différents processus liés à l'eau dans CASTANEA, synthétisée par Martin [2012], se fait de la manière suivante : "La pluie est interceptée par les branches et les feuilles, et retenue dans chacun de ces compartiments jusqu'à ce que le volume de réserve en eau de la canopée atteigne sa valeur maximale. L'excès d'eau fournit l'égouttement depuis les feuilles et l'écoulement depuis les troncs. L'interception nette (interception diminuée de l'égouttement et l'écoulement) est ensuite utilisée pour calculer l'évaporation du réservoir canopée selon les équations de Penman-Monteith en considérant l'évaporation d'une lame d'eau libre. L'apport d'eau au sol (somme des précipitations non interceptées, de l'écoulement et de l'égouttement), est réparti entre les réservoirs du sol. Le réservoir litière est alimenté par les pluies et l'égouttement des feuilles. Il alimente partiellement l'évaporation du sol. L'horizon superficiel, qui assure la transpiration du couvert et le reste de l'évaporation du sol, est rempli par écoulement le long des troncs et par drainage en provenance de la litière. Le réservoir « sol » couvre le restant des demandes évaporative et transpiratoire, une fois le drainage effectué. La transpiration est calculée selon l'équation de Penman-Monteith, [Monteith, 1965] et modulée par la conductance du couvert qui est la moyenne des conductances foliaires calculées pour les différentes strates du couvert [...]."

Différents types de variables d'entrée sont nécessaires pour utiliser CASTANEA :

- des **données météorologiques**, au pas de temps horaire, telles que les précipitations, la température, le rayonnement global, la vitesse du vent et l'hygrométrie. Ces données ont été fournies par le Centre d'Information Régional AgromEtéorologique (CIRAME) pour la station de Saint-Saturnin-les-Apt,

- des **données spécifiques à l'essence d'arbre** qui est le chêne vert (*Quercus ilex*) sur la parcelle étudiée. Cette phase de paramétrage du modèle est basée sur les travaux de Martin [2012] qui a étudié les ajustements fonctionnels du chêne vert à la sécheresse, sur le site expérimental de Puéchabon (Nord/Ouest montpelliérain). Ce dernier est soumis à des conditions météorologiques et géologiques comparables à celles du LSBB,

- des **données spécifiques à la parcelle** comme la biomasse, l'indice de surface foliaire ou "Leaf Area Index" (LAI) ou la Réserve Utile Maximale (RUM). Ces données ont été acquises lors d'un inventaire forestier sur le terrain, détaillé ci-après.

II.2.2.2 L'inventaire forestier

L'inventaire forestier a été réalisé en juin 2013 sur le site de la sortie de secours du LSBB afin d'obtenir les différents paramètres nécessaires pour renseigner le modèle CASTANEA. L'inventaire a été réalisé sur une placette représentative du peuplement orientée Est/Ouest de manière à recouper les grands linéaments forestier. La placette s'étend sur 126 m dans l'axe Est/Ouest et 30 m dans l'axe Nord/Sud (Fig. 57), soit sur 3780 m².

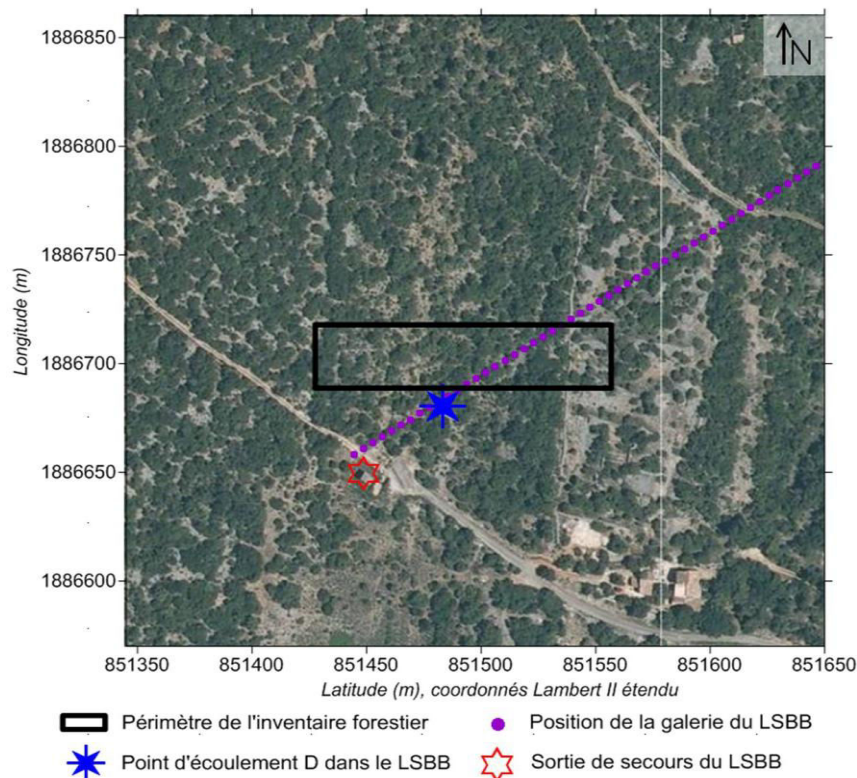


Fig. 57 : Localisation de l'inventaire forestier mené sur le site de la sortie de secours du LSBB [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].

Durant l'inventaire, 881 individus ont été recensés avec une dominante de chênes verts représentant 86 % de la surface terrière⁴ totale. D'autres essences ont été observées, avec par ordre décroissant et d'importance numérique : buis, amélanchier, genévrier oxycèdre, nerprun alaterne, pistachier lentisque, genévrier de phénicie, chêne pubescent et quelques pins d'alep.

La position de chaque tige ou centre de cépée a été relevée avec un GPS différentiel Trimble 5800 avec radio TSC en mesure RTK fournissant une précision de 1 cm en X et Y et de 2 cm en Z après post-traitement (Fig. 58). Pour chaque individu ou fourche basse d'individu, le diamètre ou la circonférence a été relevé à 1 m 30 sauf pour les buis qui ont été recensés dès 50 cm de hauteur. La surface cumulée des sections d'arbres, appelée « surface terrière », permet d'estimer la biomasse que représente la forêt.

Les mesures nécessaires pour l'estimation du LAI ont été réalisées à l'aide de 46 photographies hémisphériques associées à 10 échantillonnages de rameaux de chênes vert sur lesquels ont été mesurées les "Leaf Mass Area" (LMA). Trois fosses, représentatives de la disparité de la couverture de sol dans la zone, ont été ouvertes pour l'estimation de la RUM selon la méthode de Baize et Jabiol [2011].

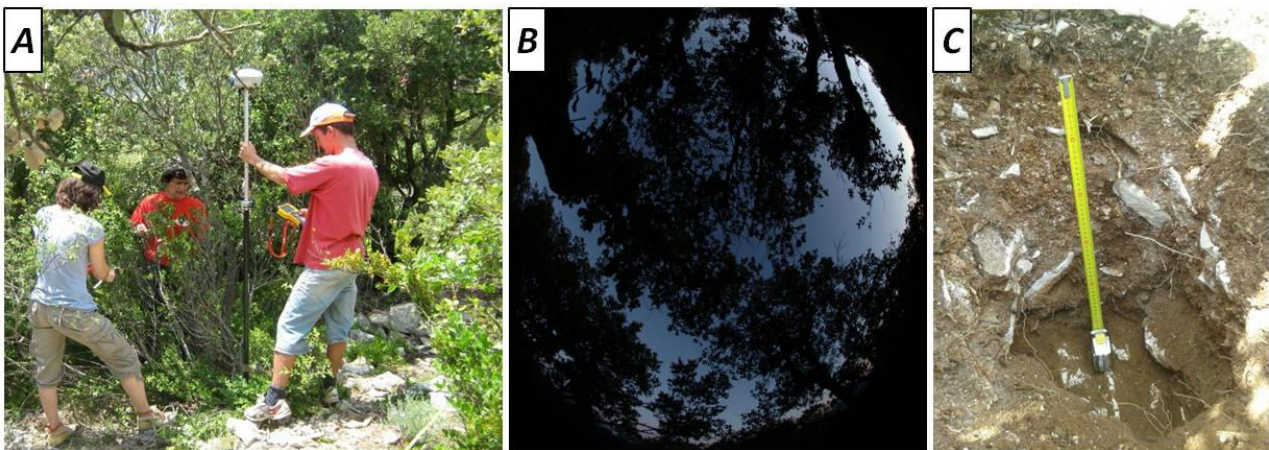


Fig. 58 : Inventaire forestier sur la placette de la sortie de secours du LSBB. (A) Prise de la position GPS de l'arbre et mesures du diamètre des fourches basses ; (B) Photographie hémisphérique ; (C) Fosse pour estimer la RUM.

II.2.2.3 Corrélation entrée/sortie

L'étude statistique de la corrélation entre la pluie (P) et le débit (Q) permet de caractériser le lien existant entre ces deux chroniques. Cette approche est couramment employée pour l'étude des hydrosystèmes karstiques [e.g. Mangin, 1984 ; Prestor, 1992 ; Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Larocque et al., 1998 ; Labat et al., 2002]. L'objectif est de préciser le délai entre l'impulsion pluvieuse et le pic de débit. Les coefficients de covariation ($C_{PQ}(k)$) et de corrélation ($R_{PQ}(k)$) sont calculés entre deux échantillons de même taille (N). Les chroniques sont progressivement décalées d'une durée (k) et les coefficients de covariation et de corrélation sont recalculés pour chaque décalage.

$$C_{PQ}(k) = \frac{1}{N} \sum_i^n (P_i - \bar{P}) \cdot (Q_{i+k} - \bar{Q}) \quad [15]$$

⁴ Surface cumulée des sections de troncs mesurées classiquement à 1 m 30.

$$R_{PQ}(k) = \frac{C_{PQ}(k)}{S_P S_Q} \quad [16]$$

Où : S_P et S_Q sont respectivement les écarts types des séries de pluie et de débit ; N est la longueur de la chronique.

La comparaison des signaux de pluie et de débit nécessite deux chroniques de même taille sur une même durée avec un même pas de temps constant. Si le pas de temps d'échantillonnage (Δt) de la pluie est journalier, celui des débits n'est en moyenne que de 10 jours sur la période 2002-2012. Pour ajuster les chroniques, plusieurs solutions étaient possibles et il a été choisi de considérer les débits comme inchangés entre deux mesures. C'est-à-dire que le débit mesuré à une date est reporté pour tous les jours suivants jusqu'à la prochaine mesure. Cette approximation crée une source d'incertitude considérable qui doit être gardée à l'esprit mais qui reste incontournable avec le jeu de données disponibles.

Les valeurs d'infiltration efficace, issues de la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère, ont été utilisées pour l'étude de la relation entrée/sortie du système. Cela a permis de rendre l'analyse plus réaliste car toutes les pluies ne participent pas à l'alimentation des points d'écoulements du LSBB, une importante partie étant évapo-transpirée. Ainsi, l'analyse corrélatoire a été réalisée entre les chroniques d'infiltration efficace et de débits des points d'écoulement. Le même signal d'entrée a été utilisé pour l'analyse des débits des points A et C en considérant que les conditions de surface y sont semblables.

II.2.3 Résultats et interprétations

II.2.3.1 Etude de sensibilité du modèle CASTANEA

Une étude de sensibilité des paramètres a été réalisée afin de cerner la dynamique de la forêt sous de telles conditions climatiques et d'évaluer la sensibilité des paramètres, en particulier RUM et LAI. Pour cela, une étape préliminaire de modélisation a été réalisée avec les données spécifiques du chêne vert et les données météo de 2004 à 2012. Différentes combinaisons de RUM et de LAI ont été testées afin de connaître l'influence de ces deux paramètres sur l'ETR et les réserves carbonées. Ainsi, chaque intersection du maillage des figures 59 et 60 correspond à une modélisation de 8 ans pour une combinaison des paramètres RUM et LAI.

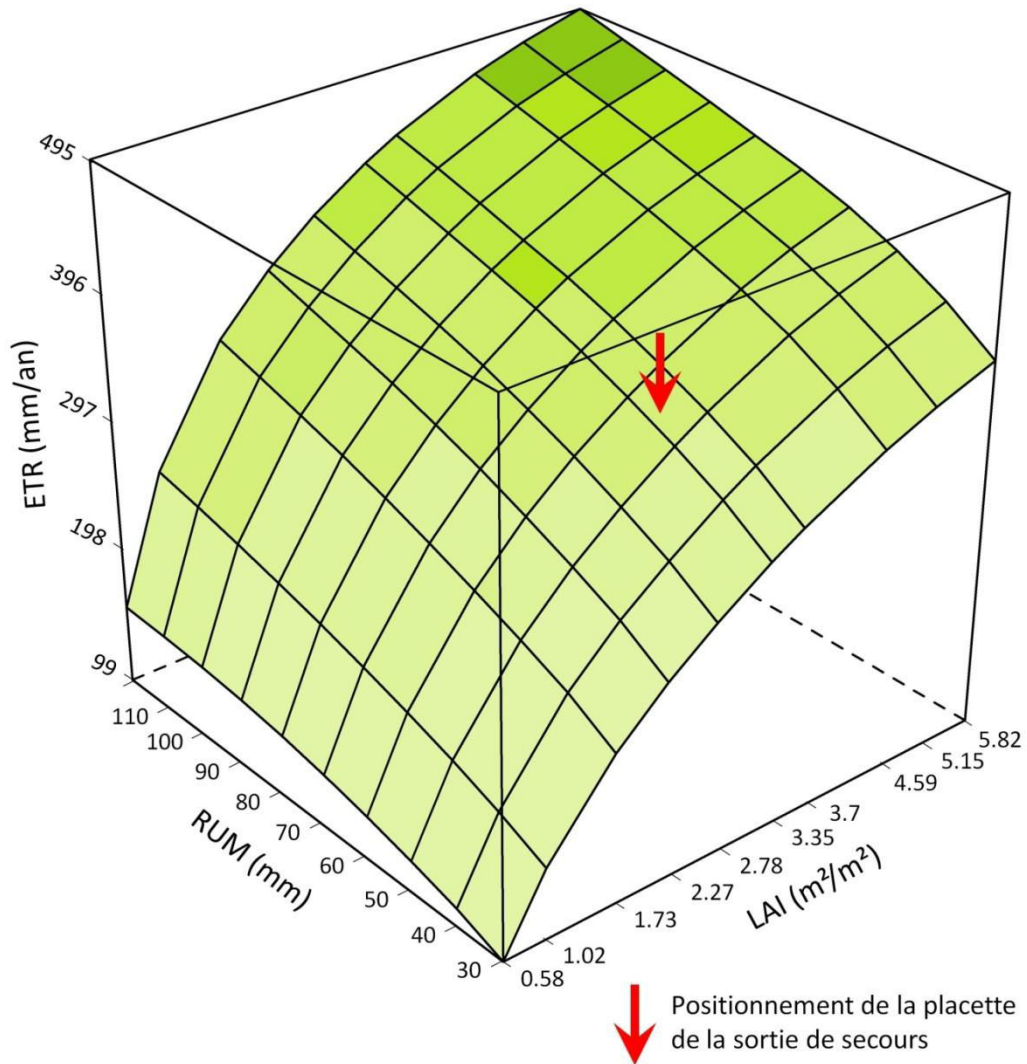


Fig. 59 : Graphique de l'évolution de l'ETR en fonction de différentes RUM et LAI. Mise en évidence de l'importance majeure du LAI vrai sur l'ETR

La figure 59 met en évidence l'influence majeure du LAI sur l'ETR par rapport à la RUM. Il semble donc fondamental de caractériser au mieux le LAI pour avoir une estimation fiable de l'ETR. Pour une forêt n'ayant pas subi de déboisement depuis 80 à 90 ans, le LAI s'adapte en fonction des conditions offertes par le biotope et en particulier le stock d'eau. Les arbres ont développé leur feuillage en fonction des réserves disponibles dans cette région où la végétation subit un stress hydrique important durant les périodes estivales (cf. parties I.2.2 et II.2.3.3). Le feuillage doit être suffisamment développé pour permettre de subvenir aux besoins nutritifs de l'arbre par la photosynthèse mais il ne peut être surdéveloppé sinon l'arbre mourrait en période de sécheresse par manque d'eau et de réserves carbonées [Davi et al., 2009]. Les réserves carbonées des arbres sont utilisées par exemple pour fournir de l'énergie pendant l'hiver [Ögren, 2000] ou pour effectuer le débouillage au printemps [Barbaroux, 2002 ; Barbaroux et al., 2003]. Les arbres dépourvus de telles réserves meurent, ce qui en fait un indicateur de l'état de développement de la forêt (Fig. 60), même si en réalité la réserve carbonée n'est pas le seul facteur que chaque individu tend à optimiser. La compétitivité peut par exemple jouer un rôle important selon le stade de développement de l'arbre.

La flèche rouge, positionnée sur les figures 59 et 60, permet de situer la placette de la sortie de secours en fonction des valeurs de RUM et de LAI estimées grâce à l'inventaire forestier. Une incohérence apparaît alors sur la figure 60 car la placette de la sortie de secours se situe proche du seuil de mortalité. Cette observation sera discutée dans la partie suivante.

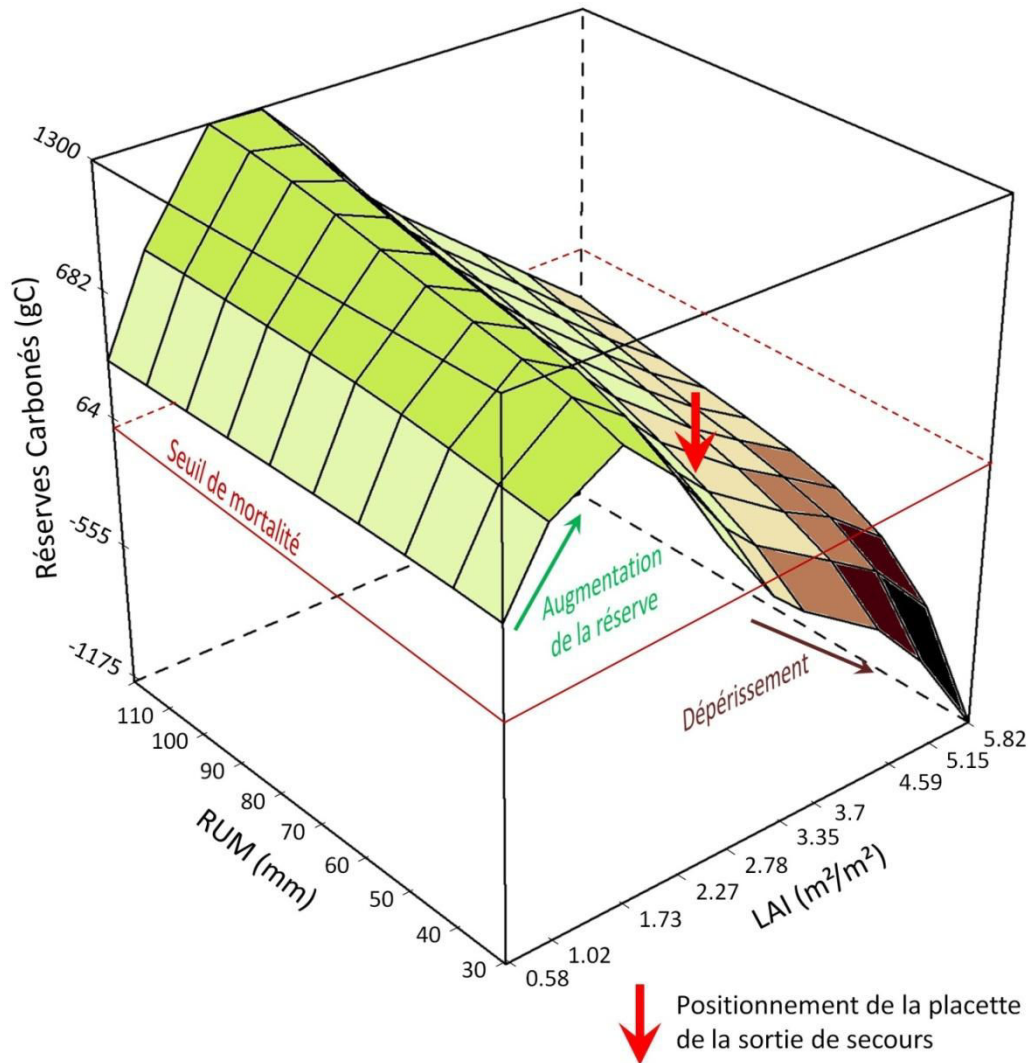


Fig. 60 : Graphique de l'évolution des réserves carbonées en fonction de différentes valeurs de RUM et de LAI vrai. Mise en évidence de l'équilibre qui s'établit entre RUM, LAI et développement de la forêt.

II.2.3.2 RUM et LAI de la placette

Les résultats de l'inventaire ont permis d'estimer que le LAI vrai moyen de la parcelle est d'environ 3.4 m²/m² et la RUM mesurée dans les fosses varie sur la placette, entre 29 mm et un peu plus de 65 mm. En associant ces mesures aux modélisations réalisées dans le cadre de l'étude de sensibilité, une incohérence est particulièrement remarquable dans la zone où la RUM est de 29 mm. Une telle réserve utile est trop faible pour permettre la survie d'une forêt présentant un LAI vrai mesuré de 6.93 m²/m² au droit de cette même fosse (Fig. 60). De plus, selon le positionnement de la placette dans la figure 60, l'ensemble du peuplement serait proche du seuil de mortalité. La forêt de chêne vert puise donc inévitablement une partie de ses besoins en eau dans la zone de roche altérée et/ou

dans le réseau de fracturation. La profondeur de pénétration des racines du chêne vert est généralement estimée à une dizaine de mètres. La RUM mesurée sur le terrain ne serait donc pas réellement la "réserve utile maximale de la forêt" puisque les arbres semblent prélever de l'eau plus profondément que les horizons investigués par les fosses. La RUM mesurée serait donc la RUM provenant du sol et l'estimation de la RUM "vraie" semble encore difficile.

Les résultats de cette modélisation seront utilisés de manière relative dans la suite de ce document pour l'analyse corrélatoire (cf. partie II.2.3.4) puis pour distinguer les périodes sèches des périodes humides (cf. chapitre IV).

II.2.3.3 Evaluation de l'infiltration efficace

Les résultats de la modélisation, selon les paramètres mesurés lors de l'inventaire forestier, sont présentés pour les années 2011 et 2012 dans la figure 61. Ces résultats sont satisfaisants car les différents processus sont modélisés avec une cohérence notable. Par exemple, les orages d'été rechargent la Réserve Utile (RU) mais n'induisent pas ou peu d'infiltration efficace. En revanche, lorsque la RUM est atteinte, l'excédant de pluie se traduit directement en infiltration efficace.

Lors des périodes estivales, la RUM peut être proche de 0 % durant plusieurs semaines. Ces périodes de stress hydrique important confirment que le stock en eau est un facteur limitant pour le développement de la forêt car les arbres consomment leurs réserves carbonées durant cette période (Fig. 61).

Le modèle CASTANEA a été initialement développé pour modéliser les échanges dans un contexte pédologique bien différent où les sols sont bien développés et presque omniprésents, dans les forêts de hêtres du Nord-Est de la France [Dufrêne et al., 2005 ; Davi et al., 2005]. Tandis que dans un milieu aussi discontinu que le karst, l'eau peut transiter rapidement vers la profondeur en court-circuitant le réservoir sol.

L'amélioration de la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère avec CASTANEA passera certainement par une prise en compte des infiltrations d'eau rapides qui peuvent se produire même si la RU n'est pas totalement rechargée. En effet, lors des orages estivaux, des augmentations de débit observées à FdV témoignent que l'eau peut rapidement percoler jusqu'au niveau noyé. Par exemple, lors de l'exploration de la FdV par le Sargonaute III, le 24 septembre 1986, le niveau de l'eau est rapidement monté de 3 m dans la vasque, faisant passer le débit de 7 à 10 m³/s, suite à des orages de l'ordre de 15 mm dans la région [Puig, 1987].

Le ruissellement n'est pas pris en compte, ce qui constitue l'une des limites de cette modélisation. Cependant, le ruissellement est souvent négligé en milieu karstique à l'échelle du massif [Devun, 1967 ; Bezes, 1976 ; Puig, 1987], car il est considéré que les eaux qui ruissellent s'infiltreront non loin par le biais d'une zone d'infiltration préférentielle capable d'évacuer vers la profondeur des flux d'eau importants. Dans le cadre de cette étude, l'approximation sera poussée à l'échelle de la parcelle bien que cela puisse engendrer une incertitude plus importante qu'à l'échelle du massif car en ruisselant sur quelques centaines de mètres, l'eau peut sortir définitivement de la zone modélisée. La quantification du ruissellement n'était pas envisageable dans le cadre de cette étude mais son estimation plus précise permettrait également d'améliorer la modélisation.

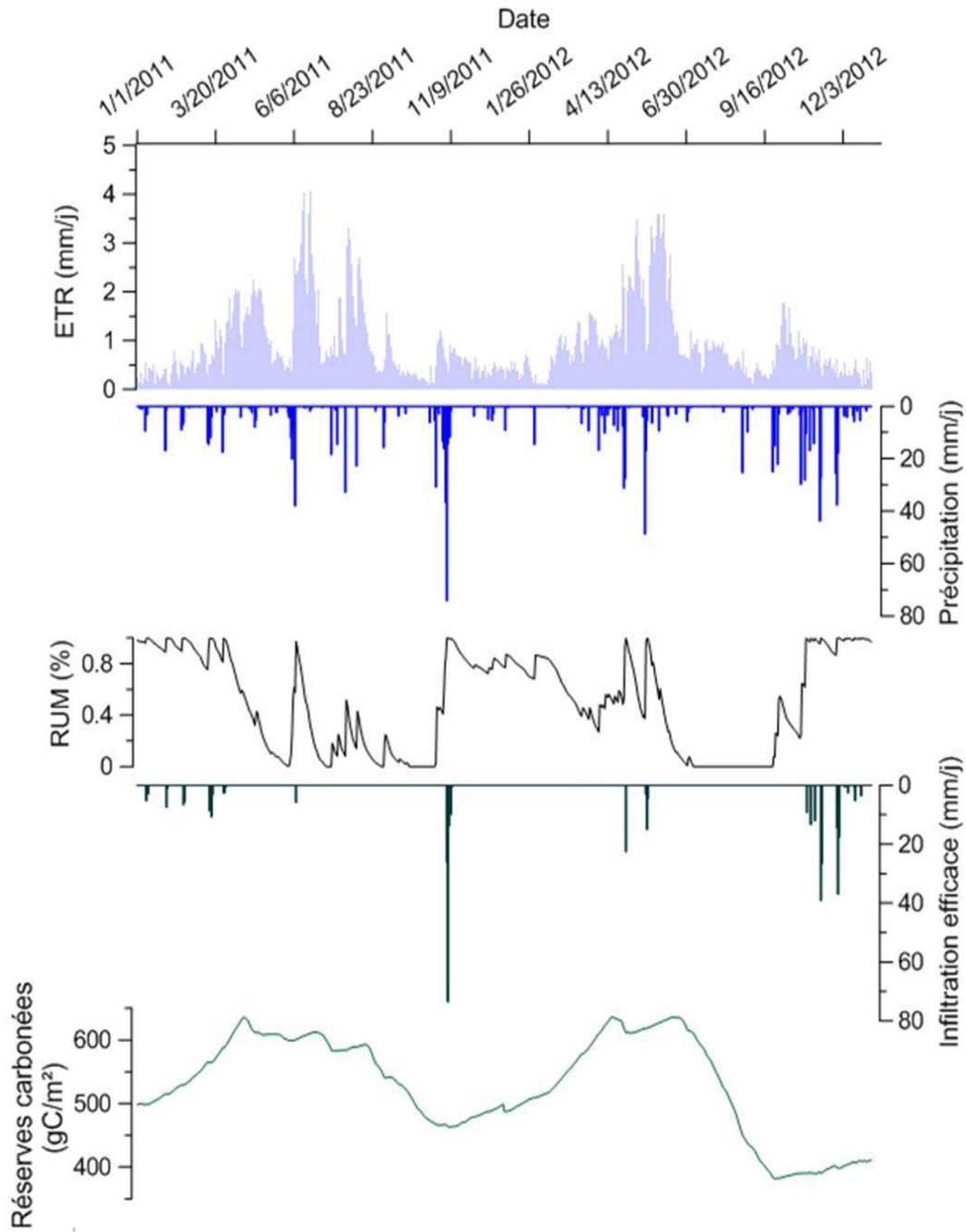


Fig. 61 : Chroniques de pluies brutes et des principaux paramètres modélisés avec CASTANEA (ETR, RUM, infiltration efficace, réserves carbonées) pour la période 2011-2012.

II.2.3.4 Analyse de relation infiltration efficace/débit

L'analyse combinée des moyennes annuelles des précipitations, des débits et de l'infiltration efficace (Fig. 62) permet de constater des comportements très contrastés entre les points d'écoulement *D* et *C* (Fig. 29). L'écoulement *C* reflète assez bien les cumuls de précipitations annuels, ce qui est en accord avec les hypothèses de Garry [2007] et de Barbel-Perineau [2013] qui le classent comme un écoulement "rapide". L'écoulement *D* semble suivre une dynamique pluriannuelle, tant dans les périodes de recharge que de "vidange". En effet, lors de la sécheresse de 2004 à 2007, l'infiltration efficace est faible. L'écoulement du point *D* conserve pourtant un débit soutenu qui décroît lentement durant 4 ans. Durant cette période, la dynamique du point *D* semble insensible à

l'augmentation de l'infiltration efficace qui se produit entre 2004 et 2005 ou à l'extrême sécheresse de 2007. Suite aux fortes précipitations de 2008, le débit augmente de manière modérée et continuera à augmenter jusqu'en 2010 alors que l'infiltration efficace diminue sur la même période. Cette démonstration est donc la preuve que l'alimentation du point D est principalement influencée par un réservoir à long temps de remplissage et de vidange.

Même si la station météorologique de Saint Saturnin-les-Apt n'est pas parfaitement représentative de l'ensemble du bassin d'alimentation de la FdV, la variabilité interannuelle des précipitations et du débit de la FdV peut être interprétée raisonnablement. La dynamique de cette source présente une composante pluriannuelle comparable à celle du point D car une longue récession apparaît entre 2004 et 2007 tandis qu'une augmentation constante du débit est observable entre 2007 et 2010. Cette observation confirme que l'hydrodynamique de la ZNS qui alimente le point D n'est pas marginale. Ceci supporte l'intérêt d'étudier la ZNS du karst au droit du point D pour tenter d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrodynamique du karst à l'échelle de l'hydrosystème.

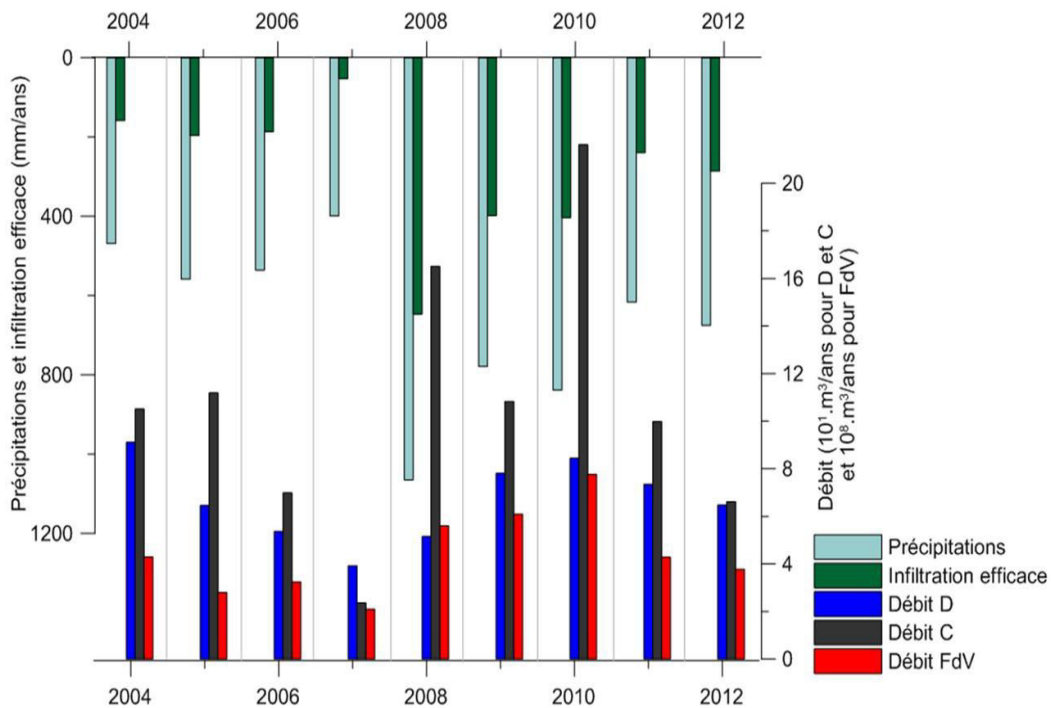


Fig. 62 : Comparaison des débits annuels des points D, C et de Fontaine de Vaucluse (FdV) avec les cumuls annuels de précipitations brutes et d'infiltration efficace modélisée par CASTANEA pour la période 2004-2012. Données météorologiques du CIRAME à Saint Saturnin-les-Apt.

L'analyse de la corrélation *infiltration efficace/débit* du point D avec une longue chronique (Fig. 63-A) présente deux pics de corrélations notables. Le pic majeur se situe à 180 jours tandis qu'un autre apparaît plus discrètement presque immédiatement après l'infiltration de l'eau dans le système. Ce pic de corrélation rapide, après 5 jours, est plus nettement visible sur la figure 63-B qui représente l'analyse *infiltration efficace/débit* avec une plus courte chronique afin de s'affranchir des composantes annuelle et pluriannuelle. Deux composantes principales semblent donc alimenter l'écoulement de D :

- Une **composante rapide** liée à un transfert de pression par le biais d'une fracture et/ou d'un conduit karstique qui se remplit d'eau, induisant un pic de corrélation à 5 jours. Un transfert direct d'eau semble peu probable du fait de la stabilité des paramètres physico-chimiques de D [Garry, 2007]. Cette composante rapide n'est pas détectable en période sèche (Fig. 63). Ceci pourrait s'expliquer par une perte de la continuité hydraulique entre la surface et le point D. En effet, en l'absence de continuité hydraulique, le transfert de pression ne peut pas s'établir.

- Une **composante annuelle voire pluriannuelle** qui permet le maintien d'un débit d'étiage grâce à un réservoir "tampon" à long temps de remplissage et de vidange. Le sol, voire une partie de la roche altérée de sub-surface, ne peuvent probablement pas assurer ce rôle car la forêt semble épuiser les réserves de sub-surface durant chaque période de sécheresse (Fig. 61). Ce soutien du débit d'étiage pourrait donc être assuré plus en profondeur par un milieu capacitif relativement peu perméable, c'est-à-dire : soit un réseau de fractures de faible largeur d'ouverture, soit certains faciès calcaires plus poreux et à faible perméabilité (cf. partie II.1.2.2).

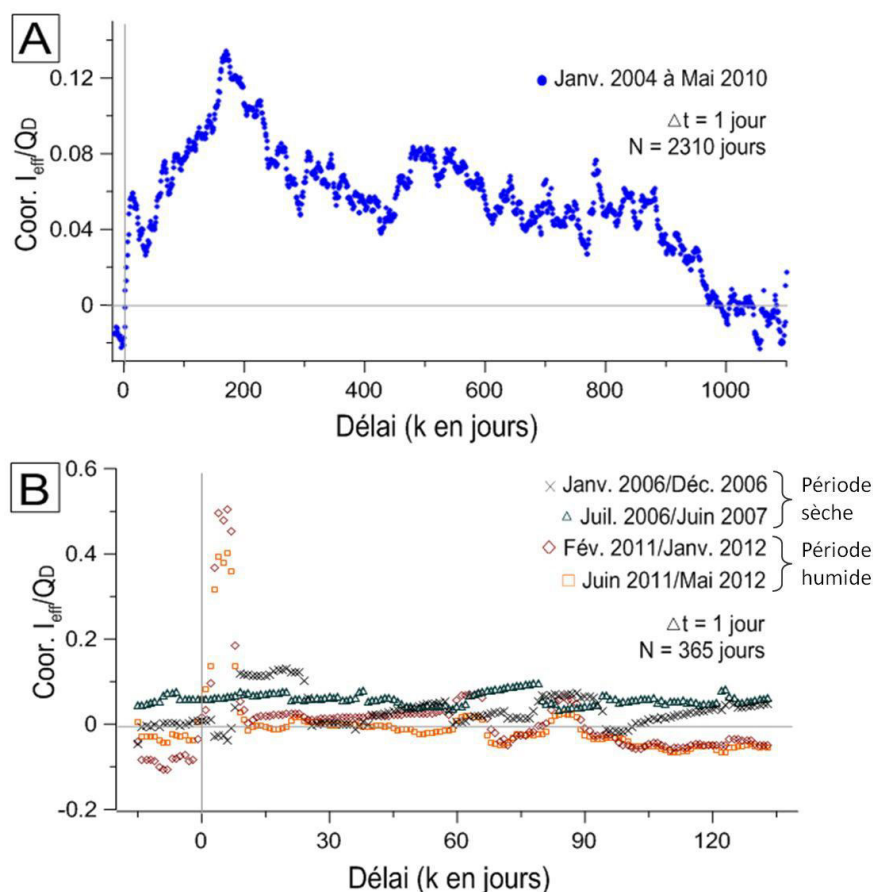


Fig. 63 : Analyse de la corrélation entre le débit du point d'écoulement D et l'infiltration efficace (I_{eff}) issue de la modélisation CASTANEA. (A) Chronique longue (N=2310 jours) entre Janvier 2004 et Mai 2010 ; (B) Chroniques réduites (N=365 jours) sur la période sèche 2006/2007 et la période plutôt humide 2011/2012 durant laquelle le suivi hydrogéophysique a été réalisé.

L'analyse corrélatoire entre le débit du point d'écoulement A et l'infiltration efficace ne présente pas de pic notable (Fig. 64-A). Cependant, la corrélation entre l'infiltration efficace et le débit reste élevée jusqu'à près de 3 ans de décalage des chroniques. Ce point d'écoulement, situé à 442 m de

profondeur, présente une dynamique différente de D car le signal d'entrée est lissé par l'épaisseur de roche le surmontant.

A l'inverse, l'analyse de la corrélation *infiltration efficace/débit* du point C permet de constater que ce point d'écoulement, pourtant situé à 256 m de profondeur, réagit très rapidement après la pluie (Fig. 64-B). Il existe donc un transfert rapide de l'eau entre la surface et la profondeur, *a priori* par le biais du réseau de fractures et/ou de conduits karstiques. Après quelques dizaines de jours de décalage des chroniques, la dynamique liée à la répartition saisonnière des précipitations domine les variations de corrélation *infiltration efficace/débit* avec une période d'environ 365 jours.

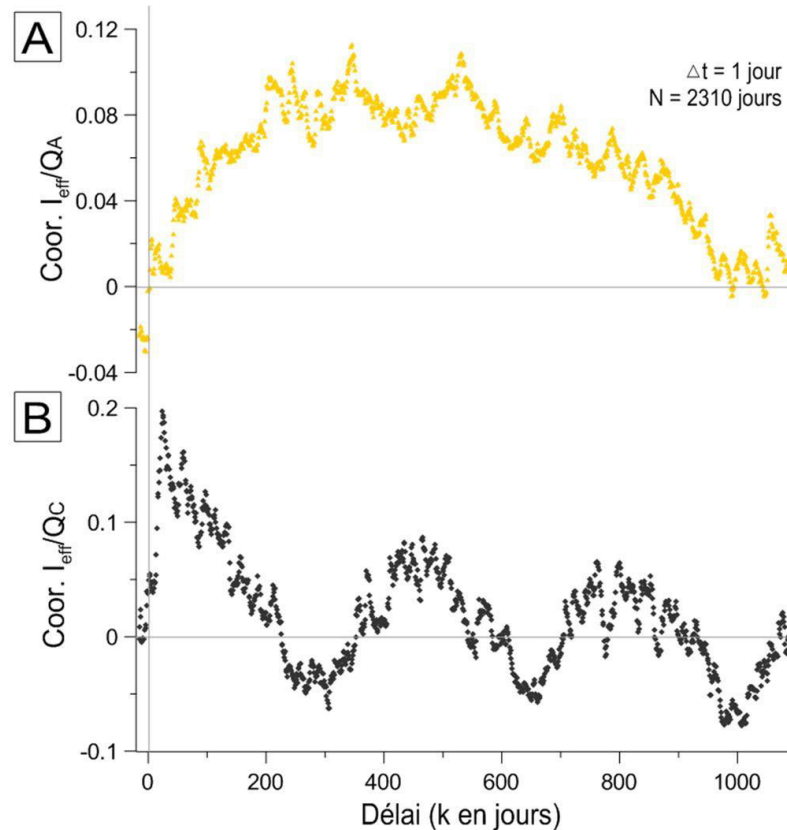


Fig. 64 : Analyse de la corrélation entre le débit des points d'écoulement du LSBB et l'infiltration efficace (I_{eff}) issue de la modélisation CASTANEA, sur la période Janvier 2004 à Mai 2010. (A) Point A à 442 m de profondeur ; (B) Point C à 256 m de profondeur.

II.2.4 Conclusions

Le point D est observé depuis 2003 sans interruption d'écoulement, même lors des sécheresses les plus sévères en 2007. L'analyse de la corrélation entre les entrées d'eau dans le système et son débit met en évidence une dynamique pluriannuelle. Celle-ci pourrait être assurée par une circulation lente et un stockage de l'eau à travers certains faciès des calcaires urgoniens à forte porosité, ou à travers un réseau de fractures de faible largeur d'ouverture. La dynamique du point D présente également une réponse rapide aux impulsions pluvieuses qui traduit un transfert de pression par la mise en charge du système. Le point d'écoulement D est donc caractérisé par une dynamique complexe avec deux composantes principales qui influencent ses variations de débit.

Chapitre III ETUDE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES SUPERFICIELLES DU KARST PAR INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES

III.1 Introduction

Les résultats de ce chapitre, consacré à l'étude des structures géologiques superficielles du karst par géophysique, ont été valorisés dans *Journal of Applied Geophysics*, n°94, en 2013. Ce chapitre constitue une étape incontournable dans le cadre d'une étude visant à comprendre le fonctionnement hydrogéologique d'un milieu aussi complexe que le karst. Elle constitue la seconde phase de la méthodologie proposée pour la prospection hydrogéophysique de la ZNS du karst. L'article est résumé en français avant le texte original, puis des discussions complémentaires sont proposées pour clore le chapitre.

III.2 Résumé de l'article

Dans le cadre d'une étude hydrogéophysique en milieu karstique, la reconnaissance de la structure géologique est une étape préalable à toute caractérisation de l'hydrodynamique. Le karst est un milieu trop hétérogène et discontinu pour être appréhendé comme un milieu ayant des propriétés homogènes, en particulier à l'échelle décamétrique ou hectométrique des investigations hydrogéophysiques usuelles.

Dans un contexte méditerranéen typique, le calcaire sub-affleurant, la couverture végétale dense et basse ainsi que les propriétés physiques du sous-sol rendent difficile l'application d'un certain nombre de techniques géophysiques [Chalikakis et al., 2011]. Par exemple, l'utilisation des techniques EM à basses fréquences, type Slingram et "Time Domain ElectroMagnetic" (TDEM), n'est pas adaptée car la conduction électrique du sous-sol est trop faible. Quelques tests réalisés avec les appareils EM31 ou EM34 ont démontré l'inadéquation de ces techniques de mesure pour le site de la sortie de secours du LSBB. Les appareils tels que le TEM-Fast sont également inadaptés car le déploiement de nombreuses boucles carrées serait quasiment impossible dans la garrigue pour atteindre une résolution semblable à celle de l'ERT. De plus, la méthode sismique n'offre qu'une faible résolution en sub-surface dans un calcaire où les longueurs d'ondes sismiques sont de l'ordre de 45 m [Sénéchal et al., 2013]. Toutefois, sur d'autres domaines karstiques la tomographie sismique et le Slingram peuvent être envisagés [e.g. Šumanovac et Weisser, 2001 ; Jardani et al., 2007 ; Valois, 2011].

En revanche, l'utilisation combinée de l'ERT et du GPR en 2D est bien adaptée à une caractérisation rapide et robuste des structures superficielles de l'hydrosystème karstique.

Afin de recouper les deux grandes directions de fracturation du secteur (N0 à N25 ° et N100 à N120 °) repérées sur photo aériennes et mesurées à l'affleurement (cf. partie II.1.3, Fig. 53), des profils ont été réalisés selon les directions N/S et E/W. La réalisation de cartes de résistivités apparentes à différentes pseudo-profondeurs informe sur la structuration générale de la zone qui apparaît clairement orientée N10 à N25 °. Le GPR offre une imagerie de haute résolution, décimétrique à métrique selon la profondeur, qui permet de détecter des fractures ou des failles ainsi que différentes structures sédimentaires (imagerie GPR agrandie en annexe 4). Deux types de stratifications ont ainsi été identifiés sur le site de la sortie de secours du LSBB : des stratifications régulières près de la surface et des stratifications obliques plus en profondeur à partir de 5 à 7 m.

Cependant la profondeur d'investigation du GPR reste limitée vers 12 m, voire à 1 ou 2 m lorsqu'une couverture argileuse atténue le signal GPR. Les panneaux de résistivités inversées permettent de visualiser la distribution des résistivités dans le sous-sol jusqu'à près de 40 m de profondeur, soit jusqu'au niveau de la galerie du LSBB. Une zone de résistivité modérée (900 Ω .m) par rapport à la roche encaissante (plus de 2000 Ω .m) a été identifiée au-dessus du point D. Cette zone pourrait être le témoin d'une teneur en eau ou en argile localement plus forte. Cette zone correspond également aux stratifications obliques détectées par GPR. Ces formes de stratification témoignent de conditions de dépôt plus agitées ayant donné naissance à un calcaire relativement plus poreux. L'hypothèse d'une teneur en eau localement plus élevée et induisant des valeurs de résistivité plus faibles semble donc la plus probable. Selon cette hypothèse un stock d'eau dans une zone assimilable à un milieu poreux, à l'aplomb du point D, pourrait également contribuer à expliquer l'hydrodynamique atypique de ce point d'écoulement. Cependant, il reste difficile de savoir quelle est la représentativité du point D. Est-il le seul exutoire de cette zone de stockage d'eau ?

Les investigations combinées de GPR et d'ERT ont ainsi permis de cerner la structure géologique du site et de faire évoluer les hypothèses sur l'origine de l'eau et le fonctionnement hydrodynamique du point D (cf. chapitre II). Suite à cette première étape, les campagnes de mesures suivantes, destinées à améliorer la compréhension de l'hydrodynamique du point D, ont pu être organisées et planifiées selon les *a priori* sur la structure géologique et les premières hypothèses de fonctionnement hydrogéologique.

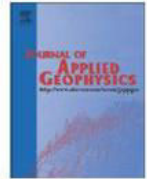
III.3 Article "Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone"



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo



Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone



Simon D. Carrière ^{a,*}, Konstantinos Chalikakis ^a, Guy Sénéchal ^b, Charles Danquigny ^a, Christophe Emblanch ^a

^a UAPV, UMR 1114 EMMAH, 84000 Avignon, France

^b UPPA FR 2952 IPRA, 64000 Pau, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 October 2012

Accepted 30 March 2013

Available online 12 April 2013

Keywords:

Hydrogeophysics

Ground Penetrating Radar

Electrical Resistivity Tomography

Karst near surface features

LSBB

ABSTRACT

This paper highlights the efficiency and complementarity of a light package of geophysical techniques to study the structure of karst Unsaturated Zone (UZ) in typical Mediterranean environment where soil cover is thin or absent. Both selected techniques, 2D Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT), are widely used in environmental studies and their application is accessible for a lot of scientists/engineers. However, GPR or ERT alone is not able to provide an enhanced characterization of geological features in karst media. In the present study, GPR results supply a near surface high resolution imaging and thus can provide relevant geological information such as stratifications and fractures. Despite the quality of the results GPR's investigation depth remains limited to around 12 m. Apparent and inverted resistivity provided by ERT surveys shows strong lateral and vertical variations. These variations can inform about general geological structuring and feature orientation. ERT is able to prospect down to 40 m but it's a low resolution integrative technique. In the study area the investigated limestone is a commonly electrical resistive formation (more than 2000 $\Omega.m$). However deeper than 5–7 m, the ERT profiles reveal several zones of moderate resistivity (around 900 $\Omega.m$). In these zones a stratification change corresponding to slanted bedding is clearly identified by GPR results. The combination of both GPR and ERT results can allow a well-established geological interpretation. These moderate resistivity zones with slanted beddings can explain the presence of a perennial water flow point 35 m below the surface of the studied site within the underground gallery of the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB).

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The structure of karst hydrosystems is highly heterogeneous and the related hydrodynamic functioning mechanisms can be complex in both unsaturated and saturated zones (e.g. Bakalowicz, 1995; Ford and Williams, 2007; Goldscheider and Drew, 2007; Mangin, 1975; White, 2007). The karst aquifers represent important ground-water resources around the world. 25% of the world population is supplied with water from karst aquifers (Ford and Williams, 2007). Due to the triple porosity (matrix rock, fracture and karst conduct), the complexity of a karst environment makes water exploitation and protection difficult and challenging. The study methods used in classical hydrogeology (bore holes, pumping tests and distributed models) are generally invalid and unsuccessful for karst aquifers because the results cannot be extended to the whole aquifer nor only a part, as is done in non-karstified aquifers. Generally, karst hydrogeologists use a specific investigation methodology (described in Bakalowicz, 2005), which is comparable to that used in surface hydrology. Most of the time, these aquifers are modeled using

rainfall–runoff models (e.g. Emblanch et al., 2003; Fleury et al., 2007; Labat et al., 2000a, 2000b; Mangin, 1975; Marsaud, 1996; Moussu et al., 2011). This lack of knowledge makes the parameterization of distributed hydrogeological models difficult and only few authors take up the challenge (e.g. Worthington, 2009). Thus, it's still necessary to improve our knowledge and understanding of karst structures and functioning.

This research is focused on the Unsaturated Zone (UZ) which plays an important role for water storage in the karst hydrosystem (Emblanch et al., 2003). Karst UZ is particularly complex because matrix rock and fracture play a major role in water flow regulation but this mechanism is still poorly known.

Ground-based geophysical methods can play an important role in the study of these systems. But suitable characterization of heterogeneities in the karst environment is very challenging and the choice of adequate methods remains mainly site related (Chalikakis et al., 2011). This paper is part of a larger hydrogeophysical project in karst media. Our global goal is to develop an effective methodology for near surface geophysics aiming towards a better understanding of water transfer and storage within the UZ of karst hydrosystems. This project aims at answering the following question: can we link water storage and water transfer, within karst UZ, with parameters

* Corresponding author. Tel.: +33 490 14 44 92.

E-mail address: simon.carriere@alumni.univ-avignon.fr (S.D. Carrière).

measured from surface geophysics? This paper is devoted to the first step of this project. We will exhibit efficiency and complementarity of Ground Penetrating Radar (GPR) and ERT surveys for geological feature-enhanced descriptions.

Seismic surveys could also provide relevant information in karst media (Šumanovac and Weisser, 2001). However, acoustic waves which are widespread in Rustrel limestone present a wide wave length (about 40 m). This wide wave length induces a low resolution of seismic surveys. Time domain electromagnetic techniques have only been used a few times successfully (Chalikakis, 2006; Ezersky et al., 2006, 2009), mainly to locate the upper part of a sedimentary buried karst system and characterize the overlying sedimentary covering. Very Low Frequency was successfully used in several studies to detect epikarst, also to map karst near-surface heterogeneities (e.g. Bosch and Müller, 2001, 2005; Guérin and Benderitter, 1995; Ogilvy et al., 1991; Turberg and Barker, 1996) but this technique provides a limited resolution compared to the aims of this present study. Slingram EM31 and EM34 are efficient in finding zones of interest like sinkholes (e.g. Jardani et al., 2007; Valois et al., 2010) but in the studied site, this material touches its limit of sensitivity range and measurements are unstable. With adequate environmental conditions, the self potential technique is well fitted to detecting preferential pathway in karst media (e.g. Jardani et al., 2006; Robert et al., 2011) but the intense plant activity and presence of an electrical line within the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) tunnel excluded this technique. Guérin et al. (2009) successfully used *mise-à-la-masse* to detect water-filled cavities. Air-filled cavities are routinely detected with gravimetric surveys (e.g. Benson and Floyd, 2000; Beres et al., 2001; Camacho et al., 1994). Gravimetry is used in hydrogeological surveys to study rock density variations over time (e.g. Deville et al., 2012; Jacob et al., 2008, 2009). Magnetic Resonance Sounding (MRS) is particularly efficient in detecting water-filled cavities (Boucher et al., 2006; Vouillamoz et al., 2003). MRS is recently used to study water content within karst UZ (Mazzilli et al., 2012) but this technique is inefficient in studying karst structures.

GPR techniques appear to be the most popular geophysical tools for identifying and locating near surface karst features (cavities, conduits and fractures) at less than 20 m depth (e.g. Al-Fares et al., 2002; Benson, 1995; Beres et al., 2001; Grandjean and Gourry, 1996; McMechan et al., 1998; Pueyo Anchuela et al., 2009). The ERT technique, robust and reliable, is also widely used on karst media for identifying and locating sinkholes, shallow conduits or enlarged fractures (e.g. Guérin et al., 2009; Šumanovac and Weisser, 2001; Valois et al., 2010; Van Schoor, 2002; Zhou et al., 2002; Zhu et al., 2011).

GPR and ERT were used jointly (Elawadi et al., 2006; El-Qady et al., 2005) but never to image successfully karst near surface features. The combination of GPR and ERT surveys is routinely used in other geological contexts. Beauvais et al. (2004) used it on crystalline basement rocks. Quaternary glacial sediments were recently studied with coupled ERT and GPR surveys (Burke et al., 2012; Pellicer et al., 2012). These two techniques are also efficient in investigating water table depth in weathered granites (Mahmoudzadeh et al., 2012).

This paper highlights how GPR and ERT could be combined to study the structure of karst UZ in typical Mediterranean carbonate/karstified formations. After a summary of geological and hydrogeological knowledge the adapted field methodology and the results of each method are presented. Together with their combined interpretation provide a well established geological and hydrogeological understanding of the local karst UZ.

2. Geological and hydrogeological background

The test site is located within the karst hydrosystem of the Fontaine de Vaucluse (FdV) in the South of France (Fig. 1a, b) on the LSBB site (<http://www.lsbb.eu>). The catchment area is about 1130 km² (Puig, 1990) (Fig. 1b). The FdV spring (the only outlet of the system) is the

biggest karst spring in Europe with an average discharge of 19 m³/s from 1970 to 2006 (Cognard-Plancq et al., 2006). The karst system is partially developed in the low Cretaceous limestone (Urgonian) described in detail by Masse (1976).

The LSBB (<http://www.lsbb.eu>) is an underground gallery having been dug for a military purpose and converted into a research laboratory in 1997. It is located near Rustrel village, in the southern part of the FdV catchment area (Fig. 1b). The gallery is 3.8 km long with a diameter varying between 2 and 4 m. It is almost horizontal under the mountain so that the rock cover above the gallery varies from 0 to 519 m due to the topography. As the gallery comes across the karst medium, the fault throws and the fault networks, it also intersects arbitrarily some flow paths throughout the UZ.

Consequently, several perennial and intermittent flow points are identified in the gallery, at different depths (from 35 to about 440 m). Those have been observed and regularly sampled (hydrodynamics and hydrochemistry) inside the LSBB since 2002 (Blondel, 2008; Garry, 2007; Perineau et al., 2011). One of these permanent flow points is located 50 m before the western extremity of the LSBB tunnel (Fig. 1c) where the tunnel is located only 35 m below the surface. This point is called "point D" and its average discharge is around 80 mL/min (Perineau et al., 2011). Such a geometrical context encouraged us to focus our investigations on the area located above point D (Fig. 2). Beyond the usual approach which consists in surface geophysical investigation, the LSBB tunnel provides unique underground information about karst UZ: geology, geotechnics, hydrodynamics, tectonics or hydrochemistry. This information provides useful knowledge in order to interpret geophysical results.

At this place, the outcrops correspond to the U3 subdivision of Urgonian facies (Leenhardt, 1883). The U3 subdivision presents several facies (Fig. 1d) that are not always laterally continuous. Therefore, interpretations of geophysical results are very challenging and require comprehensive geological knowledge. The limestone facies outcropping on this site is a biocalarenite with possible crossbedded stratifications. The limestone stratigraphic dip varies from 15° and 20° in a southerly direction. The whole study area is affected by two main sets of faults and fractures: 10 to 25°N and 100° and 120°N identified on aerial photos (Fig. 2c) and in situ measurements (Fig. 2b). The topography dips approximately to around 13° to the South and the surface is covered by a typical Mediterranean shrubby forest mainly composed by Holm oak (called in French *garrigue*). At the surface we can identify humus horizons, clayey soil and some *terra rossa* (Banerjee and Merino, 2011) with limestone fragments and mainly outcropping limestone (Fig. 5a). This makes the GPR and ERT implementations difficult and generates locally some variations in the geophysical measurements.

3. Methodology and tools

3.1. Implantation strategy and constraints

The geomorphological conditions and soil occupation on the site were not very favorable for ground-based geophysical acquisition. The typical dense shrubby Mediterranean forest is not the easiest place for geophysical measurements. Field and material conditions exclude any 3D acquisition. Thus, an alternative option was adopted, based on multi-2D acquisitions along parallel and perpendicular profiles. The slope, the vegetation and the gravel cover induced a very important preparation work to clear the investigable sections. Preparations of a 126 m long section on this site necessitated one day for two people to cut trees and prepare the ground. It was necessary to rake and flatten ground to ensure a good contact between GPR antennas and the ground. In addition, for the ERT profiles the implantation of electrodes mainly at limestone outcrops was quite difficult, saltwater and mud were used and sometimes electrode holes were mechanically dug within the rock to ensure good ground contact.

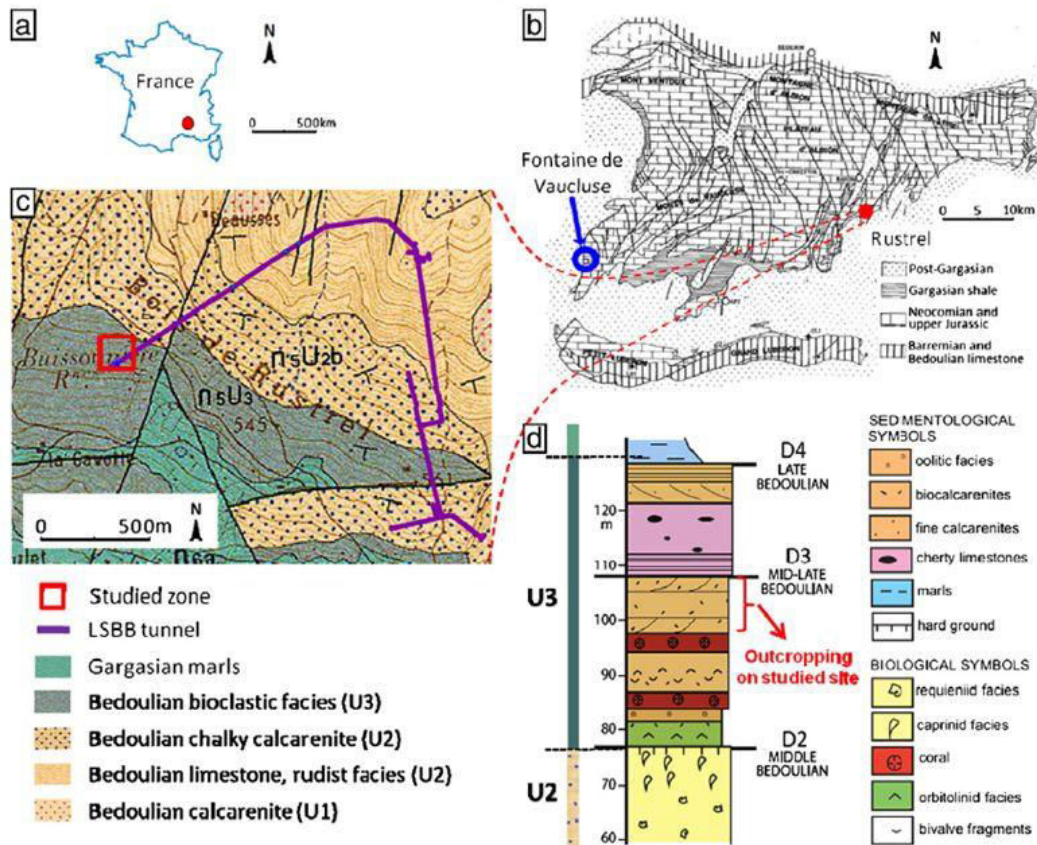


Fig. 1. (a) Fontaine de Vaucluse basin located in France; (b) Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) located in Fontaine de Vaucluse basin (after Puig, 1990); (c) Extract of local geological map, no. 942 (Blanc et al., 1973); (d) Regional lithostratigraphic log (Masse and Fenerci-Masse, 2011 (modified)).

Bad contact could induce measurement artifacts during data acquisition. These artifacts are comparable to near surface inhomogeneities (Abbas et al., 2004; Ritz et al., 1999) which could deteriorate the final inverted resistivity section (LaBrecque et al., 1996). So, it's essential to ensure good contact between the ground and electrodes even if it's a difficult task in this kind of geological media.

A first ERT recognition campaign was performed in the spring of 2011 to test ERT equipment and acquisition sequences. Three 126 m sections, one North/South (actual LSBB01), one East/West (actual LSBB03) and one along the LSBB trace direction, were investigated by ERT with 64 electrodes. Each section shows a very questionable moderate resistivity zone above water flow point D.

After this recognition campaign, it was decided to perform two ERT sections along the North/South and four along East/West directions (Fig. 2c). This way, the geophysical survey crossed through sub-perpendicularly the two main faulting and lineament directions of the area. Due to practical reasons, only five of the six ERT profiles were used for the GPR investigations. The investigable area was also selected taking into account the "point D" location within the LSBB.

3.2. Ground Penetrating Radar (GPR)

The high frequency electromagnetic (EM) wave length of the GPR allows the imaging of the subsurface with a spatial resolution which agrees with the geological structure sizes (stratigraphy, main karst features, ...). It is a very efficient tool for describing near surface features when rock permittivity is low (e.g. Al-Fares et al, 2002; Chamberlain et al., 2000; Mochales et al., 2008; Piscitelli et al., 2007).

Sénéchal et al. (in press) noticed exceptional limestone rock properties inside the LSBB tunnel for the suitable application of GPR. Moreover, because of the amplitude compensation processing, permittivity variations, in addition to geometrical information, can also be interpreted. However, the sub-surface conditions are variable along the profiles. In some zones, the limestone outcrops but in other zones, there is a conductive overburdened clayey soil which could limit the depth of investigation.

In order to ensure favorable conditions the measuring campaign took place during May 2011 after a long dry period. Due to the vegetation in the studied area, shielded antennas (Malà RAMAC) were used for all the profiles. Both 100 and 250 MHz antennas were tested on the site. The 250 MHz antennas provided an adequate compromise between resolution and depth penetration. The 100 MHz antennas did not increase significantly the investigation depth but imaging resolution was strongly diminished (Fig. 3). Thus, all the acquisitions were carried out with a 250 MHz shielded antenna. The vertical resolution of the GPR survey was empirically approximated using the tenth of the wave length. Then, the vertical resolution provided by the 250 MHz antennas was around 10 cm while in the 100 MHz antennas was 30 cm. That is true at near surface but in the depths the resolution is lower because wave attenuation is quicker for high frequency waves than low frequency waves. The deeper we descend, the dominant frequency wave is no longer 250 MHz but 100 MHz then 50 MHz. But this decrease remains poorly known, so we estimate empirically that the vertical resolution of the 250 MHz antennas ranges between 10 cm and 40 cm. Six profiles of 126 m lengths were carried out: two in North/South direction (LSBB01 and LSBB06) and four in East/West

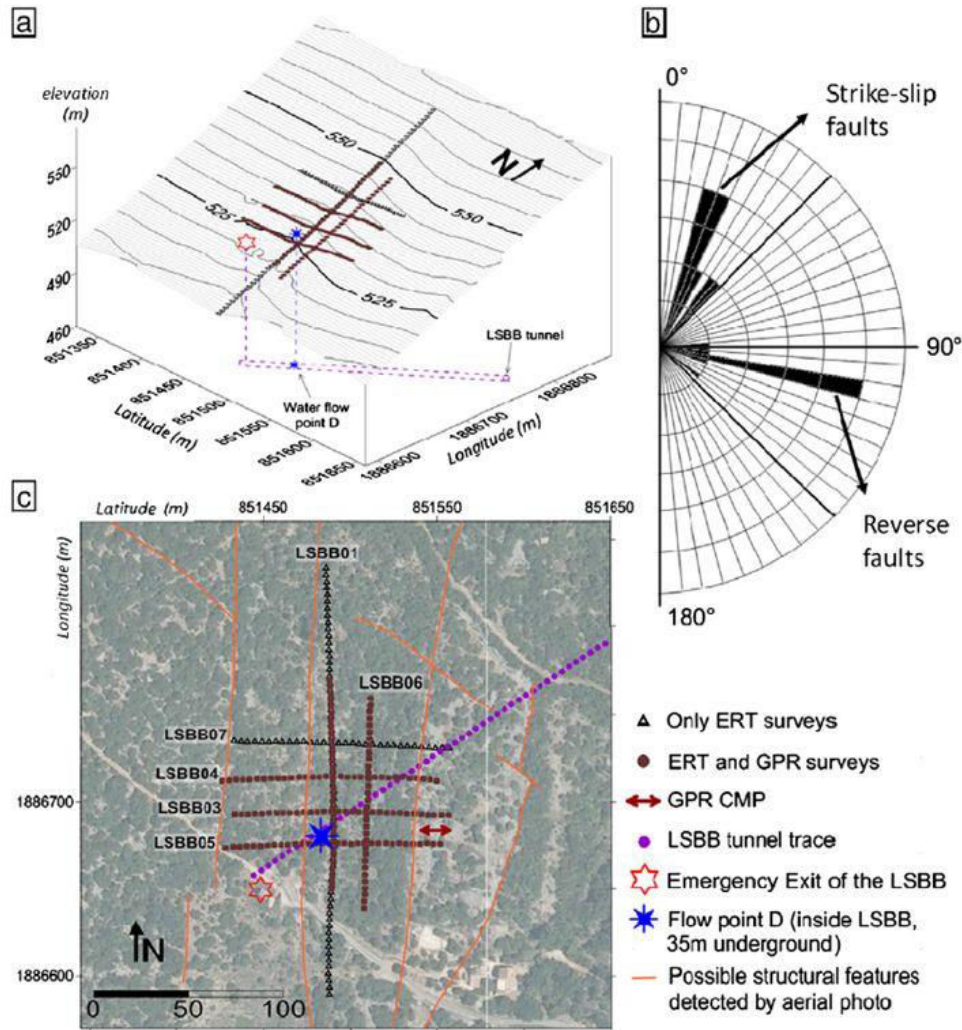


Fig. 2. (a) and (c) Localization of geophysical measurements, Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) tunnel and water flow point D (coordinate system: "Lambert II étendu") (<http://www.geoportail.gouv.fr>); (b) Rose diagram of faults "and fractures" main direction at the study area.

(LSBB03, LSBB04, LSBB05 and LSBB07) (Fig. 2a, c). The spacing traces which determined horizontal resolution were 20 cm (controlled by a wheel) because it's the same approximate size as the minimum vertical resolution, therefore inducing reasonable acquisition time. The recording time is equal to 420 ns because beyond this time, GPR signal is totally attenuated. Each trace is stacked 128 times to obtain a good compromise between signal/noise ratio enhancement and acquisition time. The knowledge of EM velocity is useful for data processing. In order to determine EM wave velocity in the ground, we also acquired a Common Mid-Point (CMP) using two 100 MHz unshielded antennas. This CMP was positioned on a point where there were limestone outcrops (Fig. 2c). As shown on Fig. 2a, the investigated zone presented some strong but smoothed elevation variations. Positioning was performed with a Real Time Kinematic (RTK) acquisition every 2 m using differential GPS (TRIMBLE GPS 5800 with TSC), with an accuracy around 1 cm for X and Y and 2 cm for Z.

3.3. Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The robustness and reliability of the ERT technique have been widely used in karst areas (e.g. Cardarelli et al., 2006; Valois et al., 2010; Zhou

et al., 2000). This technique was also chosen for sensitivity to water content. ERT is a more integrative technique than GPR. The acquisition system used for ERT survey is an ABEM Terrameter SAS 4000 (Dahlin, 2001) with 4 channels and 64 electrodes. The survey contains six 126 m long sections (2 m inter-electrode spacing), two North/South and four East/West. One of the North/South sections was extended to 252 m (4 m inter-electrode spacing). Electrode elevations were obtained by differential GPS with RTK measurements. Different arrays were carried out: Wenner-Schlumberger (WS), dipole-dipole and gradient. The characteristics and specifications of each array can be found in Dahlin and Zhou (2004). The WS protocol used and exhibited in this paper totals 1022 measurement points, maximum separation spacing "a" was 34 m, maximum separation factor "n" was 15 and maximum geometrical factor "k" was 25,635. For each array, the acquisition time was 0.1 s and the delay time was 0.2 s. Each measurement cycle spends around 1.8 s. The injection intensity ranges between 100 and 200 mA according to ground resistance. The potential measurements had a range between 0.05 and 36 V. During acquisition, if a data point present a repetition Root Mean Square (RMS) > 1%, the measurement could be stacked until five times. After the measurement, a few data points presenting repetition RMS > 1% were rejected from the datasets.

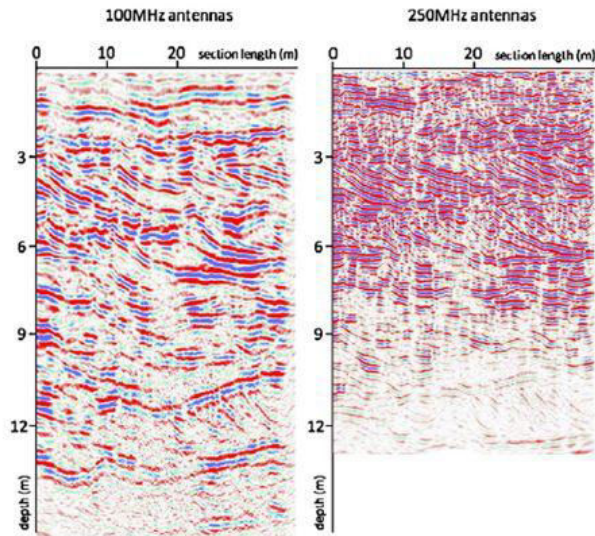


Fig. 3. Comparison of 100 MHz and 250 MHz GPR antennas, first 35 m of LSBB01 section.

4. Processing and results

4.1. GPR

The very low conductivity of the limestone and the close surface properties provided exceptional GPR results for karst media. The CMP analysis determined that EM waves propagated with a velocity of around 8.5 cm/ns. GPR imaging reached to about 12 m in depth according to the sub-surface condition.

The data was processed using Seismix Unix software (Cohen and Stockwell, 2010). It was chosen to undergo the same processing steps for each profile in order to facilitate comparison between the different sections. Processing included: (1) static correction in order to determine t_0 and DC removal, (2) background removal by subtracting the mean trace from each measured trace (3) compensation of the attenuation by dividing each trace by the average envelope, which preserves relative lateral variations of amplitude, (4) frequency bandpass filter (50–70–450–500 MHz), (5) Stolt migration with velocity of 8 cm/ns and (6) time to depth conversion, using the same velocity. The CMP provides a theoretical wave propagation velocity but it is possible to adjust this value to reach optimum in terms of imaging. Thus, we chose 8 cm/ns for data processing because, at 8.5 cm/ns, some diffraction hyperbolas appear in depth and highlight a slight overvaluation of velocity. For each profile, we have also applied a static correction in order to take into account the topography. Due to the important elevation slope in the North/South direction, the mean slope elevation has been removed and we have only applied residual elevation corrections. Consequently, LSBB01 section (Figs. 4, 9) is shown with relative topography integrated and the image is rotated (around 13°) according to the mean slope topography. Whereas the East/West profile LSBB03 is shown with the total elevation corrections (Fig. 8).

Due to the physical properties of the limestone, we observe reflections up to 12 m deep. Sedimentary figures appear clearly, thanks to the high resolution of GPR. Coherent signals are associated with reflections on the limestone stratigraphy.

GPR sections clearly show two distinct stratification features:

- There are near surface regular stratifications (Fig. 4a). The thickness varies between 2 and 4 m on the section LSBB01, but could reach 6 m on other sections.

- Going deeper, GPR detects slanted stratification. This slanted stratification outcrops 1 km East from the studied site (Masse et Fenerci-Masse, 2011; Fig. 5b).

GPR is also suitable for detecting reflector discontinuities which reveal the presence of tectonic features within the limestone bedrock (Fig. 4b). The GPR sections highlight many fractures in the limestone.

The GPR also showed lateral variations of signal amplitude. In zone (At) (Figs. 4, 8), the GPR signal amplitude was strongly attenuated. These lateral variations of signal amplitude were also visible on other GPR sections. These attenuations are due to a more conductive zone near surface or deeper within limestone matrix.

4.2. ERT apparent resistivity

Only one array is highlighted in this paper to simplify presentations and discussions of the results. We have chosen to highlight the WS array because this is the most robust and provides results less affected by artifacts than dipole–dipole and gradient. In Fig. 6b, pseudo-depth (PsZ) was calculated using the following: Wenner array $PsZ = AB / 3$; Schlumberger array $PsZ = AB / 2$, AB is the distance between current electrodes.

Apparent resistivity values were used to establish apparent resistivity maps of the studied area (Fig. 6b). Geostatistical analysis using variograms, calculated with Surfer10 software, highlights strong anisotropy in the dataset. Two contrasted directional variograms for the PsZ 3 m dataset are visible (Fig. 6c). The directional variogram: 16°N (with 16° of tolerance) shows a moderate semivariance between two points aligned along the 16°N axis at lag distance (around 45 m). The directional variogram directed 106°N (with 16° of tolerance) shows high semivariance around 20 m which corresponds to lag distance and this semivariance decreases strongly around 40 m. The geostatistical analysis of the PsZ 10 m dataset presents approximately the same anisotropy direction but it has not been exhibited in this paper. The geostatistical analysis already highlights a directional structuring. The anisotropy was considered during kriging by an anisotropy ratio associated with fitted variogram models. According to the difference of lag distance between directions 16°N and 106°N (Fig. 6c), this anisotropy ratio is 0.44 in the 106°N direction for both map 3 and 10 m. The fitted variogram models used for kriging are spherical models with nugget effects.

These apparent resistivity maps (Fig. 6b) show an alternation of conductive and resistive bands in a 15°N direction. These bands are repeated every 40 m. This is in agreement with directional variogram: 106°N which shows significant decrease of semivariance around 40 m.

The apparent resistivity maps highlight general geological structuring in the 15°N direction. This direction is in accord with a main faulting direction (10 to 25°N) shown by the rose diagram of faults and fractures (Fig. 2b) and a main lineament direction visible by aerial photo (Fig. 2c).

4.3. ERT inverted resistivity

The LSBB tunnel (purple dot) and water flow point D (blue dot) are located around 30 to 50 m under the studied site (Fig. 7). In Fig. 7, a pseudo 3D visualization of the six inverted resistivity sections is visible (May 2011). The investigation depth of the 126 m long ERT section (2 m inter-electrode spacing), is about 20 m, while the section of 252 m length (4 m inter-electrodes spacing) reaches 40 m (Fig. 9).

The data was processed with the Res2Dinv software version 3.59.108 (Loke and Barker, 1996) using the standard constrained and least-square inversion methods to produce a 2D model of the subsurface from the apparent electrical resistivity data. The inversion grid used is refined with widths of half the inter-electrode spacing unit. The grid is distorted according to the Schwarz–Christoffel transformation method to represent topography. The iteration process was

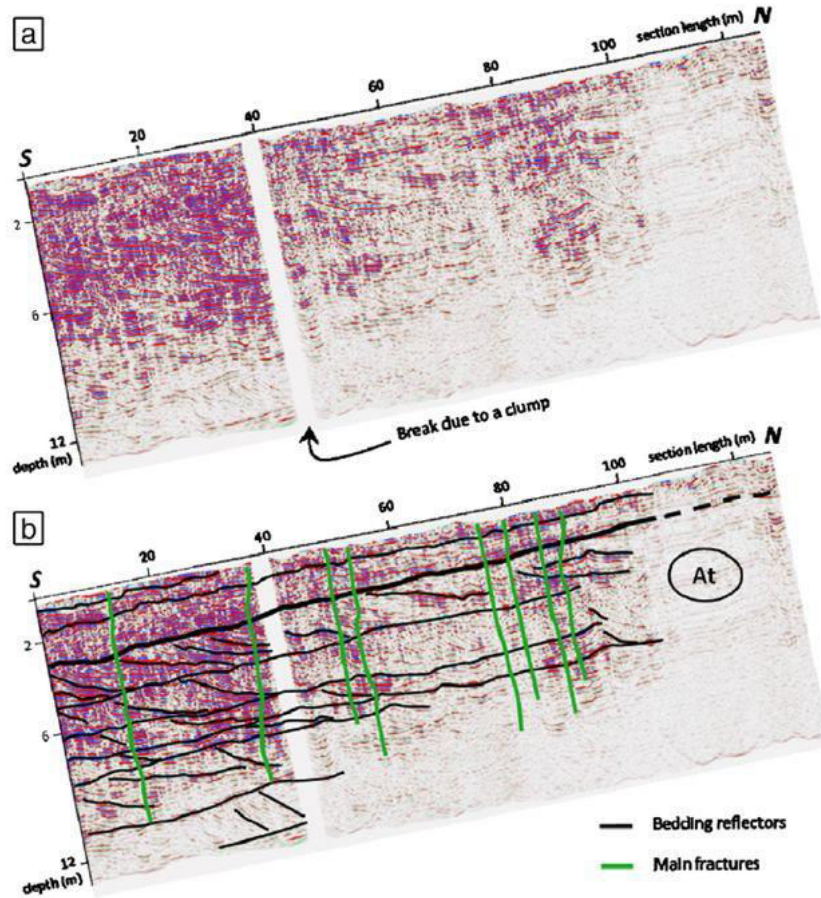


Fig. 4. (a) 250 MHz GPR antennas, migrated section LSBB01, the section is rotated according to the mean topographic slope, a clump being a small dense wood; (b) Interpretation of the migrated section LSBB01: green lines for the supposed faults, black lines for stratigraphy, (At) zone with attenuated GPR signal.

stopped at iteration no. 3 because the RMS criterion was satisfied for each section (inferior by 2%).

To assess inversion quality, we chose to calculate the “Depth of Investigation (DOI) index” (Figs. 8, 9) proposed by Oldenburg and Li (1999). This index was used by Marescot et al. (2003) to assess ERT

reliability in mountain permafrost studies. The DOI index, $R(x,z)$, is calculated for each pixel with two inversions of the same dataset using different values of the reference resistivity, as shown in Eq. (1) where $m_1(x,z)$ and $m_2(x,z)$ are inverted resistivity values from respective reference models. The first reference value, m_{1r} , is usually calculated

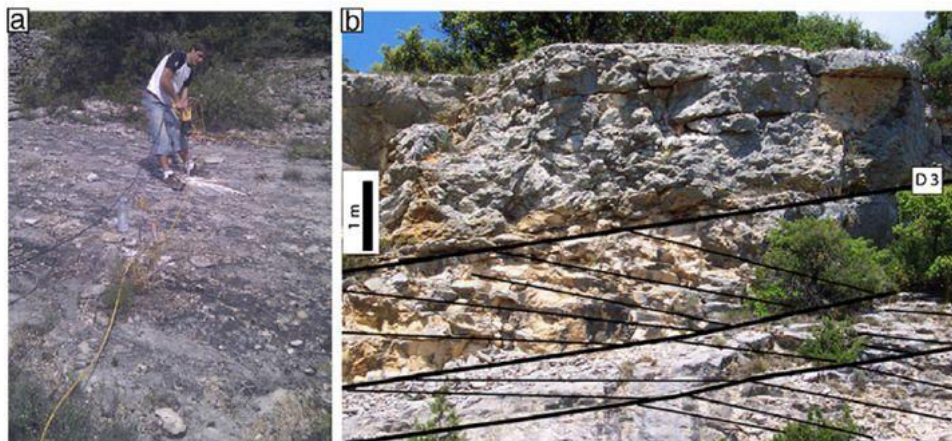


Fig. 5. (a) Stratigraphic surface outcropping on studied site with regular biocalcarenite facies in U3 subdivision (Fig. 2b), during electrode hole drilling; (b) Under D3 discordance, the same calcarenite facies outcropping at 1 km to the East of the studied site with slanted stratification (Masse et Fenerci-Masse, 2011).

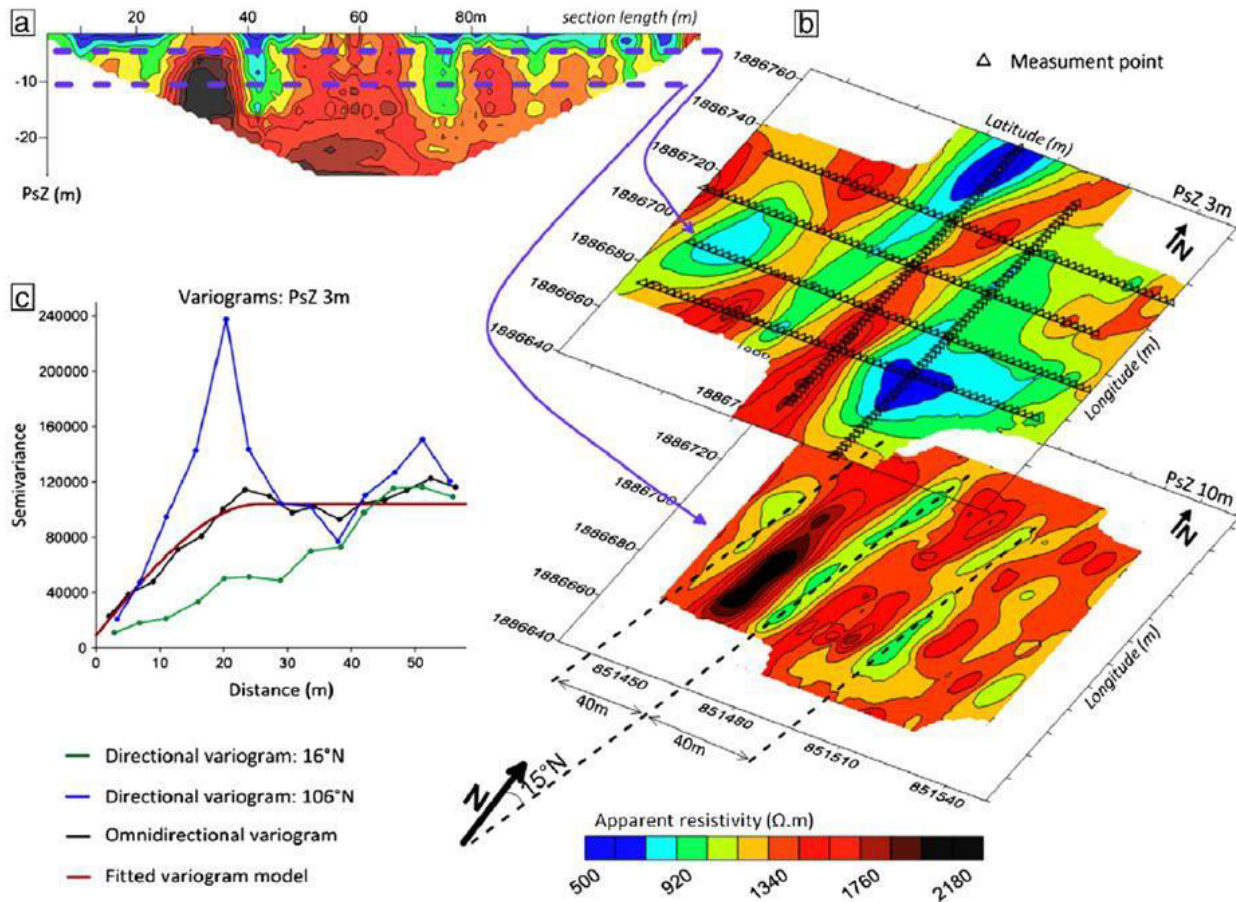


Fig. 6. (a) WS apparent resistivity section LSBB03; (b) Apparent resistivity, interpolation from six WS ERT surveys, pseudo-depth (PsZ) 3 and 10 m (May 2011) (coordinate system: "Lambert II étendu"); (c) Directional (green and red lines) and omnidirectional (black line) variograms of resistivity for PsZ 3 m and fitted variogram model (blue line) used to build the map of PsZ 3 m.

from the average of the observed apparent resistivity values multiplied by 0.1. The second reference value, m_{2r} , is usually calculated from the average of the observed apparent resistivity values multiplied by 10. The damping factor used for inversion process is 0.01.

$$R(x, z) = \frac{m_1(x, z) - m_2(x, z)}{m_{1r} - m_{2r}} \quad (1)$$

To facilitate visualization, the DOI index is scaled by division using R_{max} which is the maximum value of $R(x, z)$ calculated previously.

$$R_{scaled}(x, z) = \frac{R(x, z)}{R_{max}} \quad (2)$$

The choice of cutoff values for the DOI index is debatable. Oldenburg and Li (1999) recommend using a cutoff value of 0.1 or 0.2. What is important is to be careful in interpretation in zones where the DOI index increases quickly. In the present study, the DOI index allows the assessment of a limited depth. Beyond this limit, interpretation becomes hazardous (i.e. 20 m for 126 m long survey and 40 m for 252 m long survey). The DOI index points out some well known artifacts of the inversion process (for example, a strong resistant artifact under a conductive zone (Fig. 9)).

Two noticeable points are highlighted in Fig. 7a. First, there are several near surface zones presenting high electrical conductivity. On the site, these correspond to a clayey soil overburden. Secondly,

some deeper moderate resistivity zones (around 900 Ω.m) appear on each section between 5 or 7 m and 18 or 23 m. They can clearly be distinguished from the surrounding rock. These moderate resistivity zones are placed with a noticeable concordance between each section. This coherency is particularly visible in Fig. 7a.

5. Discussions and ERT/GPR joint interpretation

GPR results show lateral variation of its signal amplitude. In some zones, the GPR signal is strongly attenuated, like in zone (At) (Figs. 4, 8). In Fig. 8 the relationship between attenuation and the conductive near surface conductive zones is clearly visible. Those conductive zones correspond with the clayey soil overburden visible on the site. The clayey soil overburden attenuates the propagation of high frequency electromagnetic waves in the ground. Thus, these lateral variations are not due to real lithological variations.

The apparent resistivity map provides a general vision of the studied site and shows the orientation of the geological structuring (Fig. 6). This structuring is in a 15°N direction which corresponds to the main faulting direction (10 to 25°N) and shows the major influence of this faulting direction. Thus, in order to study water variation (the following step of this project), it would be judicious to carry out ERT monitoring along the maximum heterogeneity direction and sub-perpendicular to this major East/West faulting direction.

The concordance between the North/South and East/West ERT sections at their intersections could also be discussed. In Fig. 7b

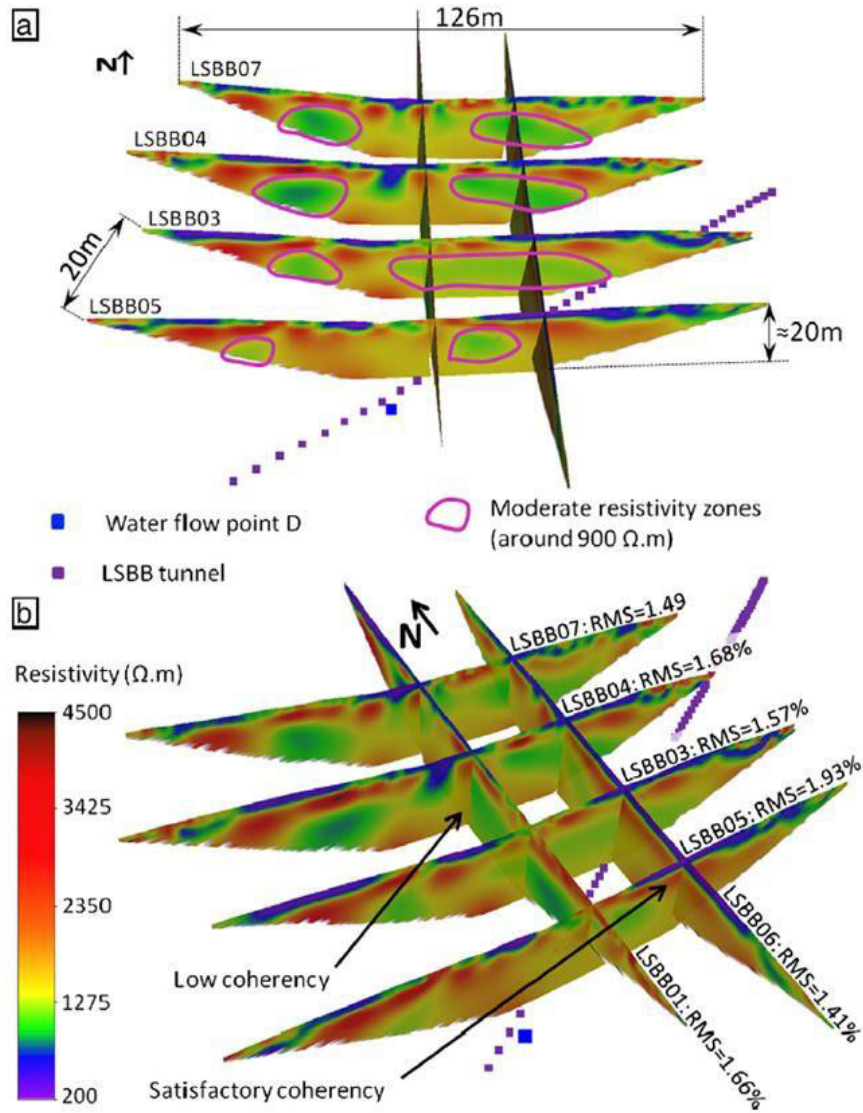


Fig. 7. (a) East/West directed WSERT results (May 2011); (b) All ERT results (May 2011), WS array, 2 m electrode spacing, 64 electrodes, standard constraints, Res2Dinv inversion in 3 iterations.

some satisfactory intersections are visible while other intersections show low coherency (Fig. 7b). The weak coherency zones are due to a strong lateral heterogeneity whereas the 2D ERT surveys theoretically require a laterally extended homogeneous and isotropic field. Around a low coherency zone pointed out in Fig. 7b, there are strong lateral variations opposite the established satisfactory coherency zone. These low coherency intersections highlight that 2DERT measurements are limited when the medium presents too much structural complexity and heterogeneity. This is a warning against over-interpretation of ERT results, particularly in this kind of complex geological environment. This is also a reason for using bidirectional surveys in complex media like karst to image medium heterogeneity. The 3D ERT could be an interesting solution to break through this limitation. In this way, 3D ERT could provide a better inverted resistivity model than 2D ERT measurements (Marescot, 2004; Rodder and Kneisel, 2012). However, 3D ERT is an expensive technique and, in order to investigate the same underground volume, an extremely large number of sections are needed. In addition, a 3D campaign is inadequate for difficult environmental conditions (slope and dense forest).

Despite the problems of low coherency between perpendicular profiles, the ERT surveys mentioned in this paper show a very interesting moderate resistivity zone which could correlate with GPR results. The identified moderate resistivity zones could be related to a higher clay rate or higher water content compared with the surrounding rock. If this zone is due to water, it could partially explain the presence of the perennial water flow point D located solely at 35 m depth.

The ERT and GPR results in the LSBB01 profile (126 m long) are shown in Fig. 8. The overlapping of ERT and GPR sections highlights the coherency between these two surveys. The regular stratifications detected by GPR agree with an electrically near surface resistive zone on the ERT section. The slanted stratifications are also in accord with an electrically moderate resistivity zone.

In February 2012 a longer LSBB01 section (252 m) ERT was carried out (Fig. 9) and this investigation reached to around 40 m in depth. The coherency between GPR and ERT is particularly visible in the zoom within Fig. 9. The coherency between the moderate resistivity zone and the slanted stratifications is noticeable. Generally, slanted

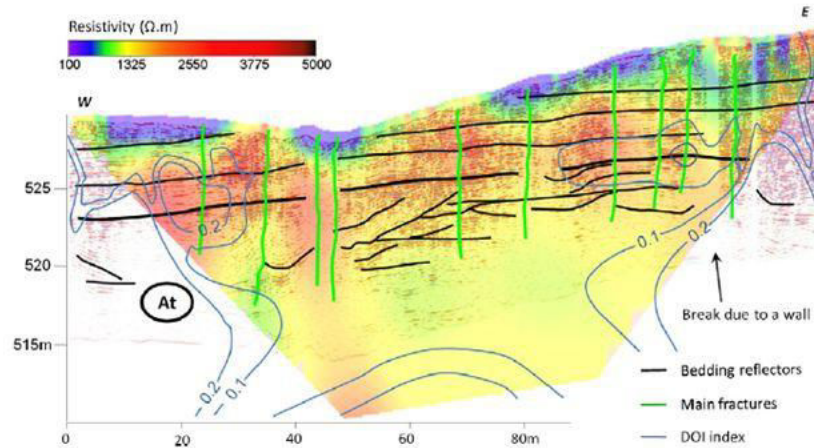


Fig. 8. GPR and ERT layered by transparency: ERT section LSBB03, 126 m long (Fig. 1b), North/South directed, May 2011, WS array, 2 m electrode spacing, 64 electrodes, standard constraints Res2Dinv inversion, iteration 3, RMS = 1.57%, DOI index calculated with $m_{1r} = 134.6 \Omega.m$ and $m_{2r} = 13,469 \Omega.m$; 250 MHz GPR antennas, section LSBB03, East/West directed, (At) zone with attenuated GPR signal.

stratifications hint at particular deposit conditions (high energy) which mainly produce a coarse grain limestone. This rock may be more porous and possibly filled with water or clay. Therefore, these slanted stratifications are electrically less resistive than the surrounding rock. The bottom of the ERT section (Fig. 9) shows a clearly resistive layer including the water flow point D. This resistive layer could be related to the compact coral limestone as described by Masse et Fenerci-Masse (2011) (Fig. 1d). If that is the case, water flow point D can probably be linked to a moderate resistivity zone by a fault observed in the tunnel during the LSBB digging in 1967. A geotechnical report noticed a 20°N fault precisely at the actual place of water flow point D. Unfortunately, this is a confidential report due to the military past of the LSBB building and the details cannot be provided.

GPR results highlight many fractures within the limestone which are undetected by ERT. ERT chosen arrays and inter-electrode space are not well fitted to detect fractures (Figs. 8, 9). Actually no ERT array is able to detect thin fractures to 12 m depth as well as GPR. The fractures detected could play a major role for water transit within karst UZ. These fractures could be preferential pathways for water.

6. Conclusions and perspectives

Separately, 2D ERT and GPR techniques are not able to provide an enhanced characterization of the geological features within karst UZ.

However, the combined interpretation of ERT and GPR results renders a well-established geological hypothesis in accordance with geological knowledge. Coupled ERT and GPR surveys are efficient and light package to study near surface features of karst UZ. In this study, for two people, approximately five days are necessary for field preparations (trees and branch cutting, ground raking and flattening), four days to carry out 6 ERT sections and one day to carry out 5 GPR sections and the CMP measurement. The 250 MHz GPR antennas provide near surface imaging with high resolution allowing accurate imaging of karst near surface features (decimetric beddings and thin fractures). Despite exceptional GPR results, GPR's investigation depth remains limited in the karst media (around 12 m in our study). Moreover, if there is a conductive subsurface overburden, the depth of GPR investigation could be limited to around 2 m.

ERT survey results provide information complementary with GPR results. Apparent resistivity maps show spatially distributed information. The main orientation of the geological structures is at 15°N. This information will be determinant for ERT monitoring implantation in the next step of this project. Inverted ERT surveys of 126 m and 252 m long using 64 electrodes could reach 20 and 40 depths respectively in this geological context. Each ERT section shows a moderate resistivity zone (around 900 Ω.m) between 5 or 7 m and 18 or 23 m. This moderate resistivity zone is in accord with slanted bedding detected by GPR which is probably more porous than the surrounding

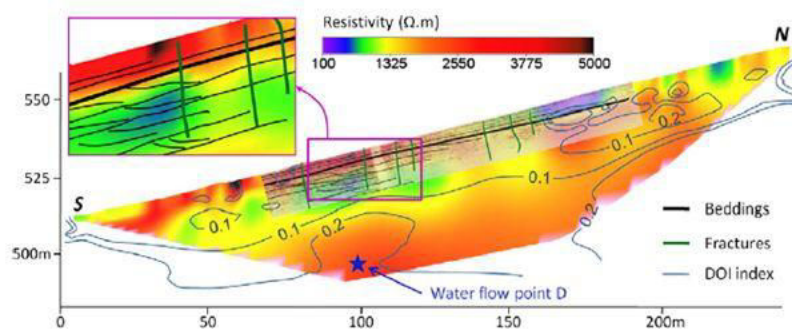


Fig. 9. GPR and ERT layered by transparency: ERT section LSBB01, 252 m long (Fig. 1b), North/South direction, February 2012, WS array, 4 m electrode spacing, 64 electrodes, standard constraints Res2Dinv inversion, iteration 3, RMS = 1.11%, DOI index calculated with $m_{1r} = 168.8 \Omega.m$ and $m_{2r} = 16,887 \Omega.m$; 250 MHz GPR antennas, section LSBB01, 126 m long North/South direction, May 2011, SU processing.

rock. The hypothesis of a water filled moderate resistivity zone could explain the presence of the perennial water flow point D below the studied site within the LSBB tunnel.

Acknowledgments

The authors would like to express their gratitude to all the LSBB team for their technical and logistic help, and to Jean Pierre Masse for his useful information concerning the geology of the FdV basin. Many thanks to all who helped us on the field: Manon, Arnaud, Marc, Jérémie, and Clément. We would also like to thank the two unknown reviewers of this paper and the editorial board of the JAG for helping us to improve this paper. A special thanks to Claire Dransfield and Donald Cripe for language editing. This study is founded by the French Ministry of Education and Research for a PhD grant.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.03.014>. These data include Google maps of the most important areas described in this article.

References

Abbas, A.M., Atya, M.A., Al-Sayed, E.A., Kamei, H., 2004. Assessment of groundwater resources of the Nuweiba area at Sinai Peninsula, Egypt by using geoelectric data corrected for the influence of near surface inhomogeneities. *Journal of Applied Geophysics* 56, 107–122.

Al-Fares, W., Bakalowicz, M., Guérin, R., Dukhan, M., 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics* 51, 97–106.

Bakalowicz, M., 1995. La zone d'infiltration des aquifères karstiques: méthodes d'étude-structure et fonctionnement (Infiltration zones in karst aquifers: methods of study-structure and functioning). *Hydrogéologie* 4, 3–21.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13, 148–160.

Banerjee, A., Merino, E., 2011. Terra rossa genesis by replacement of limestone by kaolinite. III. Dynamic quantitative model. *Journal of Geology* 119, 259–274.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.C., Bantsimba, C., Dukhan, M., 2004. Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma* 119, 121–132.

Benson, A.K., 1995. Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities. *Journal of Applied Geophysics* 33, 177–193.

Benson, A.K., Floyd, A.R., 2000. Application of gravity and magnetic methods to assess geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utah County, Utah. *Geophysics* 65, 1514–1526.

Beres, M., Luetcher, M., Olivier, R., 2001. Integration of penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics* 46, 249–262.

Blanc, M.M., Masse, J.-P., De Peyronnet, P., Roux, M., Weydert, P., Rouire, J., 1973. Notice explicative et carte géologique, France (1/50 000), feuille Sault-de-Vaucluse (942). BRGM, France, Orléans (15 pp.).

Blondel, T., 2008. Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes. Expérimentation et application sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel - Pays d'Apt et de Fontaine de Vaucluse. Univ. d'Avignon, France (PhD Thesis, 192 pp.).

Bosch, F.P., Müller, I., 2001. Continuous gradient VLF measurements: a new possibility for high resolution mapping of karst structures. *First Break* 19, 343–350.

Bosch, F.P., Müller, I., 2005. Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. *Near Surface Geophysics* 3, 299–310.

Boucher, M., Legchenko, A., Girard, J.F., Baltassat, J.M., Dorflinguer, N., Chalikakis, K., 2006. Using 2D inversion of MRS soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology* 330, 413–421.

Burke, M.J., Brennand, T.A., Perkins, A.J., 2012. Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews* 58, 30–55.

Camacho, A.G., Vieira, R., Montesinos, F.G., Cuéllar, V., 1994. A gravimetric 3D global inversion for cavity detection. *Geophysical Prospecting* 42, 113–130.

Cardarelli, E., Di Filippo, G., Tuccinardi, E., 2006. Electrical resistivity tomography to detect buried cavities in Rome: a case study. *Near Surface Geophysics* 4, 387–392.

Chalikakis, K., 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques (Geophysical Methods Applied to Water Exploration and Protection in Karst Environment). Univ. Pierre et Marie Curie - Paris VI, France (PhD Thesis, 217 pp.).

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Vallois, R., Bosch, F.P., 2011. Contribution of geophysical method for karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal* 19, 1169–1180.

Chamberlain, A.T., Sellers, W., Proctor, C., Coard, R., 2000. Cave detection in limestone using ground penetrating radar. *Journal of Archaeological Science* 27, 957–964.

Cognard-Plancq, A.L., Gevaudan, C., Emblanch, C., 2006. Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system: review and lessons. *Proceedings of 3rd Karst, cambio climatico y aguas submediterraneas*, Malaga, Spain, pp. 465–475.

Cohen, J.K., Stockwell, J.W., 2010. CWP/SU: Seismic Unix Release, No. 42: An Open Source Software Package for Seismic Research and Processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers and Geosciences* 27, 1019–1029.

Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52, 379–398.

Deville, S., Jacob, T., Chéry, J., Champollion, C., 2012. On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology. *Geophysical Journal International* 192, 82–93.

Elawadi, E., El-Qady, G., Nigm, A., Shaaban, F., Ushijima, K., 2006. Integrated geophysical survey for site investigation at a new dwelling area, Egypt. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 11, 249–259.

El-Qady, G., Haféz, M., Abdalla, M.A., Ushijima, K., 2005. Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. *Journal of Cave and Karst Studies* 67, 174–181.

Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology* 279, 262–274.

Ezersky, M., Bruner, I., Keydar, S., Trachtman, P., Rybakov, M., 2006. Integrated study of the sinkhole development site using geophysical methods at the Dead Sea western shores. *Near Surface Geophysics* 4, 335–343.

Ezersky, M., Legchenko, A., Camerlynck, C., Al-Zoub, A., 2009. Identification of sinkhole development mechanism based on a combined geophysical study in Nahal Hever South area (Dead Sea coast of Israel). *Environmental Geology* 58, 1123–1141.

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology* 345, 38–49.

Ford, D.C., Williams, P.W., 2007. In: John Wiley, Sons (Ed.), *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (Chichester, 562 pp.).

Garry, B., 2007. Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Univ. d'Avignon (PhD Thesis, 218 pp.).

Goldscheider, N., Drew, D., 2007. In: Taylor, Francis (Ed.), *Methods in Karst Hydrogeology* (London, 264 pp.).

Grandjean, G., Gourry, J., 1996. GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry. *Journal of Applied Geophysics* 36, 19–30.

Guérin, R., Benderitter, Y., 1995. Shallow karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting* 43, 635–653.

Guérin, R., Baltassat, J.M., Boucher, M., Chalikakis, K., Galibert, P.Y., Girard, J.F., Plagnes, V., Valois, R., 2009. Geophysical characterisation of karst networks – application to the Ouyse system (Poumeysen, France). *Comptes Rendus Geoscience* 341, 810–817.

Jacob, T., Bayer, R., Chéry, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (southern France). *Journal of Hydrology* 359, 105–117.

Jacob, T., Chéry, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P., Boudin, F., 2009. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International* 177, 347–360.

Jardani, A., Revil, A., Dupont, J.P., 2006. Self-potential tomography applied to the determination of cavities. *Geophysical Research Letters* 33, L13401.

Jardani, A., Revil, A., Santos, F., Fauchard, C., Dupont, J.P., 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting* 55, 749–760.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000a. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology* 238, 123–148.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000b. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology* 238, 149–178.

LaBrecque, D.J., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A., Owen, E., 1996. The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. *Geophysics* 61, 538–548.

Leenhardt, F., 1983. Etude géologique de la région du Mont Ventoux. Univ. Montpellier, France (PhD Thesis, 273 pp.).

Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131–152.

Mahmoudzadeh, M.R., Frances, A.P., Lubczynski, M., Lambot, S., 2012. Using ground penetrating radar to investigate the water table depth in weathered granites – Sardon case study, Spain. *Journal of Applied Geophysics* 79, 17–26.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (Contribution to the Hydrodynamic Study of Karst Aquifers). Univ. de Dijon, France (PhD Thesis, 298 pp.).

Marescot, L., 2004. Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis. Univ. de Nantes, France (PhD Thesis, 208 pp.).

- Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C., Reynard, E., 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics* 1, 57–67.
- Marsaud, B., 1996. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux (Structure and Functioning of the Saturated Zone of Karsts from Experimental Results). Univ. Orsay – Paris XI, France (PhD Thesis, 305 pp.).
- Masse, J.P., 1976. Les calcaires urgoniens de Provence; Valanginien - Aptien inférieur; Tome 1: Stratigraphie - Paléontologie; Tome 2: Les paléoenvironnements et leur évolution. Univ. d'Aix-Marseille II, France (PhD Thesis, 445 pp.).
- Masse, J.P., Fenerci-Masse, M., 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian–early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research* 32, 659–684.
- Mazzilli, N., Carrière, S., Chalikhakis, K., Legchenko, A., Jourde, H., 2012. MRS Applicability for the characterisation of the unsaturated zone of karst systems – first results from the LSBB site (Rustrel, France). Proceedings of I-DUST 2012, Apt, France.
- McMechan, G.A., Loucks, R.G., Zeng, X., Mescher, P., 1998. Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. *Journal of Applied Geophysics* 39, 1–10.
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Pueyo, O., Román, M.T., Pocolí, A., Soriano, M.A., Ansón, D., 2008. Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. *Environmental Geology* 53, 1067–1077.
- Moussu, F., Oudin, L., Plagnes, V., Mangin, A., Bendjoudi, H., 2011. A multi-objective calibration framework for rainfall–discharge models applied to karst systems. *Journal of Hydrology* 400, 363–376.
- Ogilvy, R.D., Cuadra, A., Jackson, P.D., Monte, J.L., 1991. Detection of an air-filled drainage gallery by VLF resistivity method. *Geophysical Prospecting* 39, 845–859.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., 1999. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics* 64, 403–416.
- Pellicer, X.M., Warren, W.P., Gibson, P., Linares, R., 2012. Construction of an evolutionary deglaciation model for the Irish midlands based on the integration of morphostratigraphic and geophysical data analyses. *Journal of Quaternary Science* 27, 807–818.
- Perineau, A., Danquigny, C., Emblanch, C., Pozzodi Borgo, E., Boyer, D., Poupény, J., 2011. Hydrodynamic organisation of the flows in the unsaturated zone of the Fontaine de Vaucluse karst system – first results. Proceedings of I-DUST 2010, Apt, France.
- Piscitelli, S., Rizzo, E., Cristallo, F., Lapenna, V., Crocco, L., Persico, R., Soldovieri, F., 2007. GPR and microwave tomography for detecting shallow cavities in the historical area of "Sassi of Matera" (southern Italy). *Near Surface Geophysics* 5, 275–284.
- Pueyo Anchueta, O., Casas-Sainz, A.M., Soriano, M.A., Pocolí-Juan, A., 2009. Mapping subsurface karst features with GPR: results and limitations. *Environmental Geology* 58, 391–399.
- Puig, J.M., 1990. Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Univ. d'Avignon, France (PhD Thesis, 207 pp.).
- Ritz, M., Robain, H., Pervago, E., Albouy, Y., Camerlynck, C., Descloitres, M., Mariko, A., 1999. Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon. *Geophysical Prospecting* 47, 85–101.
- Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V., Nguyen, F., 2011. Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. *Journal of Applied Geophysics* 75, 42–53.
- Rodder, T., Kneisel, C., 2012. Permafrost mapping using quasi-3D resistivity imaging. *Murten, Swiss Alps. Near Surface Geophysics* 10, 117–127.
- Sénéchal, G., Rousset, D., Gaffet, S., 2013. Ground penetrating radar investigation inside a karstified limestone reservoir. *Near Surface Geophysics* (in press).
- Šumanovac, F., Weisser, M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karsts terrains. *Journal of Applied Geophysics* 47, 13–28.
- Turberg, P., Barker, R., 1996. Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments. *First Break* 14, 105–112.
- Valois, R., Bermejo, L., Guérin, R., Hinguant, S., Pigeaud, R., Rodet, J., 2010. Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection* 17, 151–160.
- Van Schoor, M., 2002. Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. *Journal of Applied Geophysics* 50, 393–399.
- Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Albouy, Y., Bakalowicz, M., Baltassat, J.M., Al-Fares, W., 2003. Localization of karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water* 41, 578–587.
- White, W.B., 2007. A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. *Journal of Cave and Karst Studies* 69, 13–26.
- Worthington, S.R.H., 2009. Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA). *Hydrogeology Journal* 17, 1665–1678.
- Zhou, W., Beck, B.F., Stephenson, J.B., 2000. Reliability of dipole–dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes. *Environmental Geology* 39, 760–766.
- Zhou, W., Beck, B.F., Adams, A.L., 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology* 42, 922–928.
- Zhu, J., Currens, J.-C., Dinger, J.-S., 2011. Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits – a field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics* 75, 523–530.

FURTHER READING

- <http://www.geoportail.gouv.fr>. Géoportail, le portail des territoires et des citoyens, IGN.
- <http://www.lsbb.eu>. LSBB – Official web site of Low Noise Underground Laboratory of Rustrel, platform for fundamental and applied interdisciplinary research. University of Nice, University of Avignon, CNRS.

III.4 Résultats et discussions complémentaires

Quelques mois après la campagne de mesures ERT présentée dans l'article précédent, une nouvelle campagne de mesure a été réalisée et compte un profil supplémentaire : le LSBB08 (Fig. 65). Cette campagne compte donc sept profils. C'est pourquoi elle est utilisée dans cette partie pour discuter des avantages et des limites des inversions 2D et 3D, pour un jeu de données acquis en 2D. La variation temporelle des résistivités entre les deux campagnes ne sera pas abordée dans cette partie pour être discutée plus en détail dans le chapitre suivant (cf. partie IV.2.1.3).

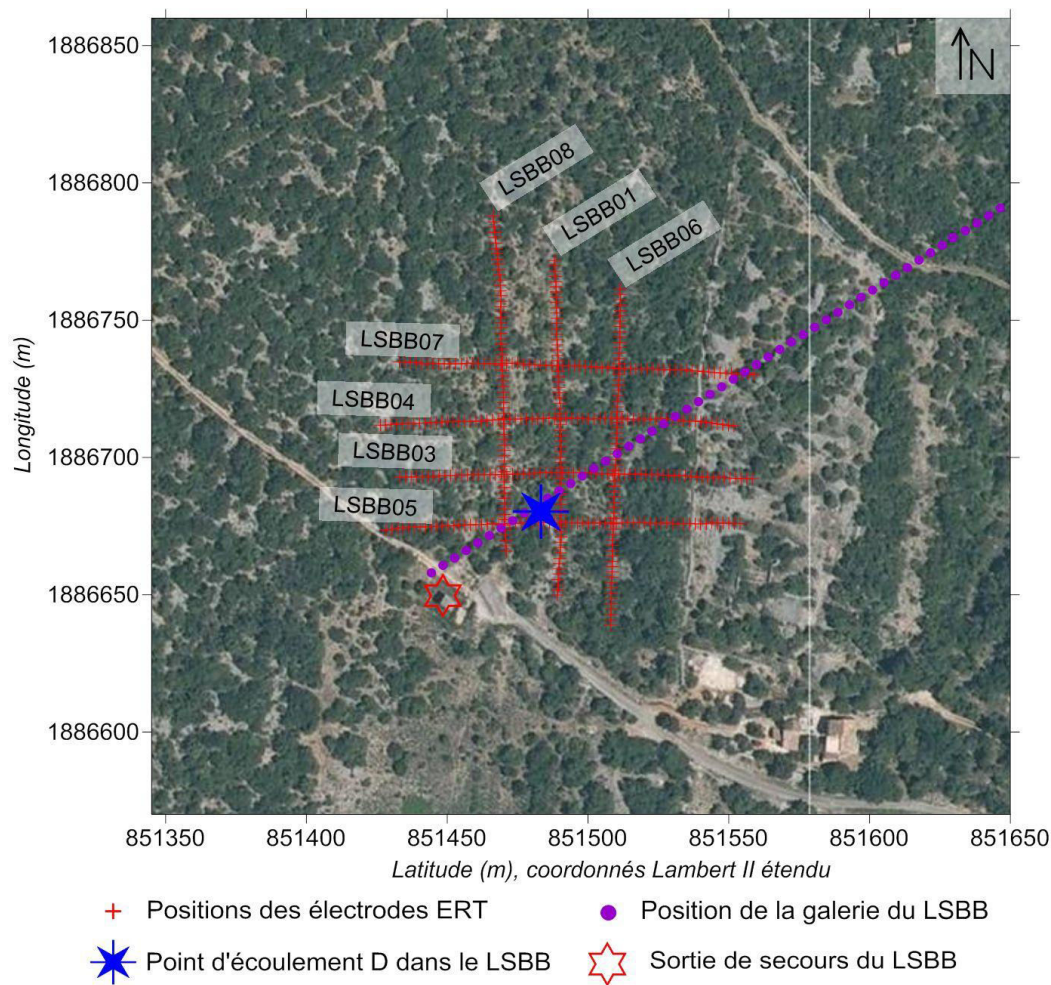


Fig. 65 : Positionnement des mesures ERT [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].

Comme cela a été évoqué dans l'article précédent, l'inversion 2D des mesures ERT atteint ses limites dans un milieu aussi complexe et hétérogène que le karst. Lorsque les différentes sections inversées en 2D sont assemblées dans une vision pseudo 3D, de fortes incohérences peuvent apparaître, comme par exemple à l'intersection des profils LSBB01 et LSBB04 (Fig. 66-A). L'inversion 3D d'un jeu de données acquises selon un protocole 2D devient alors une solution envisageable pour résoudre ce problème. En termes d'interprétation générale, l'inversion 3D n'induit pas de forts changements : la zone de résistivité modérée est toujours présente au-dessus du point D. Cependant la cohérence entre les profils est nettement améliorée, comme à l'intersection des profils LSBB01 et LSBB04

(Fig. 66-B). Le jeu de données de résistivités inversées ainsi obtenu peut être réutilisé en géostatistique ou en géomodélisation (cf. chapitre V).

En termes de temps de calcul, l'inversion 3D réalisée avec le logiciel BERT [Rücker et al., 2006 ; Günther et al., 2006] est nettement plus lourde à mettre en œuvre car elle nécessite, selon les paramètres choisis, environ une demi-journée de calcul contre quelques minutes pour l'inversion de l'ensemble des profils en 2D, pour un même ordinateur. Cependant, avec les moyens informatiques actuels, le temps de calcul pour une inversion 3D reste raisonnable compte tenu de l'amélioration qu'elle peut apporter.

Dans un tel contexte géologique et environnemental, l'acquisition/inversion 2D ne permet donc pas de prendre en compte complètement l'hétérogénéité du milieu. L'acquisition/inversion 3D, elle, est trop coûteuse et trop lourde à mettre en œuvre pour couvrir une surface équivalente. L'inversion 3D d'un jeu de données acquis en 2D est donc une solution intermédiaire satisfaisante.

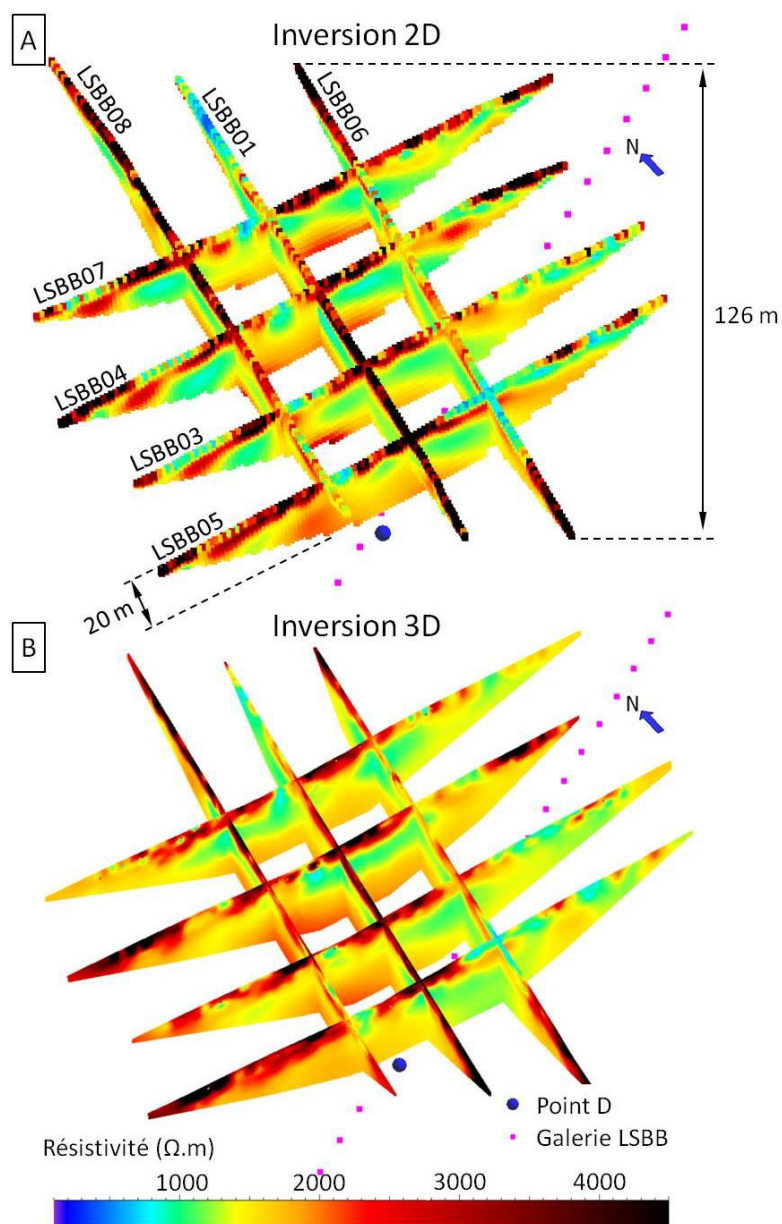


Fig. 66 : Comparaison des inversions 2D et 3D des sept sections WS, 64 électrodes avec 2 m d'espacement. (A) Inversion 2D avec Res2Dinv ; (B) Inversion 3D avec BERT.

Chapitre IV ETUDE DES TRANSFERTS ET DU STOCKAGE DE L'EAU DANS LA ZNS

IV.1 Introduction

Dans un contexte géologique stable et des conditions de mesure équivalentes, les variations temporelles des différents signaux géophysiques peuvent être attribuées à une variation du stock d'eau dans le sous-sol. La caractérisation de ce stock d'eau et de sa dynamique est une étape indispensable pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du milieu étudié, en particulier si celui-ci est non saturé. Dans la suite de ce document, les variations des signaux géophysiques ont été étudiées à deux échelles de temps : (i) à l'échelle saisonnière pour caractériser une dynamique générale plutôt lente et (ii) à l'échelle événementielle afin de comprendre des phénomènes ponctuels et rapides. Cependant le karst est un milieu complexe dans lequel certains processus ont une dynamique pluriannuelle qui induit une variabilité de même échelle (cf. partie II.2.3.4). Par conséquent, ces processus n'ont pu être étudiés en seulement deux années de mesures.

IV.2 Suivi hydrogéophysique à l'échelle saisonnière

Le suivi géophysique assuré durant les années 2011 et 2012 a été organisé de manière à caractériser la variabilité saisonnière de l'hydrosystème sur la période étudiée. Les mesures d'ERT et de gravimétrie ont été réalisées de manière à caractériser une période sèche et une période humide. La RMP a été utilisée pour évaluer le stock d'eau "libre" dans la ZNS et détecter d'éventuelles variations saisonnières du signal. Cependant, les contraintes logistiques n'ont pas permis de mettre en œuvre la RMP lors de périodes sèches et humides clairement contrastées.

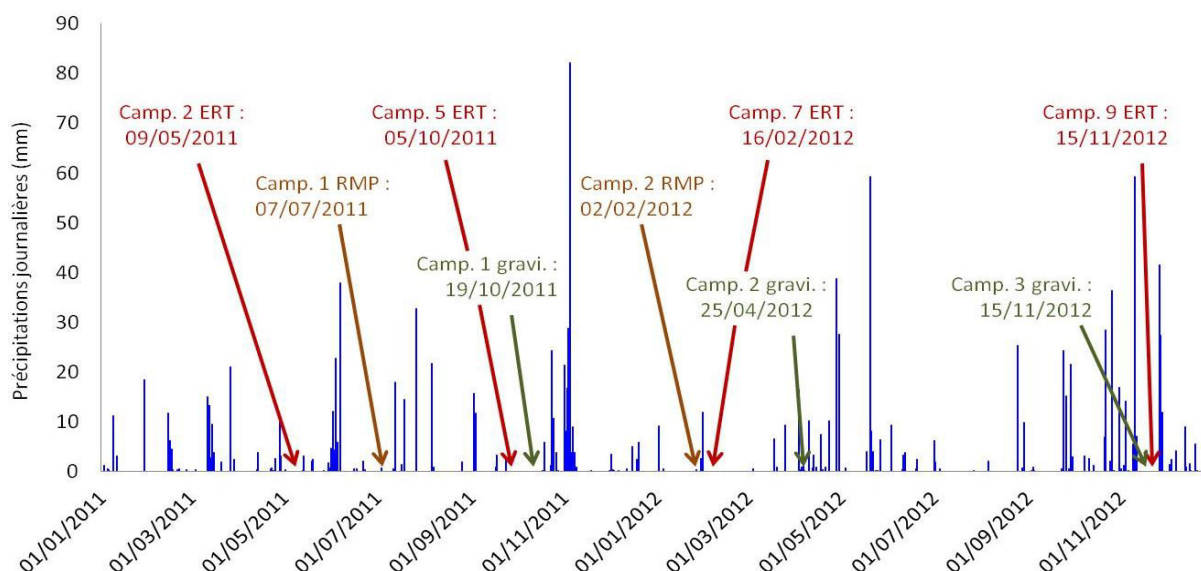


Fig. 67 : Situation des campagnes ERT, RMP et gravimétriques au cours des années 2011 et 2012. Sources données climatiques : CIRAME.

La situation de chaque campagne de mesure dans son contexte hydrologique est illustrée dans la figure 67. Pour des raisons logistiques (coût, main d'œuvre et disponibilité du matériel), il n'était pas possible d'appliquer toutes les techniques géophysiques de manière synchrone. Les campagnes ERT, plus simples à mettre en œuvre, ont été réalisées à la même période que certaines campagnes de RMP et de gravimétrie afin d'assurer un lien entre les différentes mesures.

IV.2.1 Tomographie des résistivités électriques

IV.2.1.1 Stratégie de mesure ERT

Pour le suivi saisonnier, le positionnement des investigations ERT a été fait selon la même stratégie que pour l'étude de la structure géologique abordée précédemment. Deux profils sont orientés Nord/Sud et quatre sont orientés Est/Ouest, de manière à recouper les deux grandes directions de fracturation et la direction de plus forte hétérogénéité des résistivités (Fig. 65).

Trois dispositifs de mesures ont été sélectionnés pour leur complémentarité [e.g. De la Vega et al., 2003 ; Dahlin et Zhou, 2004] : Wenner-Schlumberger (WS), Dipôle-Dipôle (DD) et Gradient. Neuf campagnes ont été réalisées entre 2011 et 2012 mais seules les campagnes 2 (Mai 2011), 5 (Octobre 2011), 7 (Février 2012) et 9 (Novembre 2012) seront présentées dans ce mémoire. Les campagnes de mesures 1, 3, 4, 6 et 8 étaient soit des tests, soit des campagnes annulées en cours de route pour cause de changements météorologiques (e.g. absence de pluie prévue). Cependant, les noms originaux des campagnes ont été maintenus afin de conserver la cohérence entre ce document et le jeu de données associé.

Seules les campagnes 2 et 5 comptent suffisamment de profils (au moins six) pour être traitées en 3D *time-lapse*. Pour les autres campagnes, seul le profil LSBB03, orienté Est/Ouest et situé à l'aplomb du point D, a été réalisé. Ce profil est donc traité séparément en 2D *time-lapse*, soit 3D avec la dimension temporelle. La répétition du profil LSBB03 seul, permet notamment de faire le lien entre les observations d'ERT avec les observations de gravimétrie et de RMP, car les différents outils géophysiques n'ont pas pu être tous déployés de façon synchrone pour des raisons logistiques. La réalisation systématique des six profils d'ERT aurait été une opération trop lourde, compte tenu qu'une telle campagne nécessite, dans ces conditions de terrain, une semaine de travail pour deux personnes. La répétition du seul profil LSBB03 représente un compromis pour assurer le suivi avec un temps d'investissement acceptable. Afin de limiter les problèmes liés aux positionnements des électrodes et des variations de contact sol/électrodes que cela aurait induit, les électrodes en acier inoxydable sont restées en place sur le profil LSBB03 durant les deux années de suivi.

IV.2.1.2 Traitement des données

L'inversion des campagnes 2 et 5 a été réalisée en 3D *time-lapse* avec le logiciel BERT [Rücker et al., 2006 ; Günther et al., 2006]. Les données des différents protocoles WS, DD et Gradient ont été intégrées dans l'inversion [De la Vega et al., 2003], fournissant ainsi un jeu de données de 19 824 valeurs de résistivité apparente. Cette combinaison des différents dispositifs permet d'exploiter l'ensemble des informations acquises sur le terrain afin de mieux contraindre l'inversion. Le profil LSBB08 (Fig. 65) n'a pas été réalisé lors de la campagne 2 car le terrain n'avait pas encore été défriché. Ce profil, présenté dans le chapitre précédent (cf. partie III.4), n'a donc pas été pris en compte dans l'inversion de campagne 5 afin d'obtenir des jeux de données de même taille, nécessaire pour l'inversion *time lapse*.

La position exacte des électrodes et la topographie entre les profils ont été prises en compte dans l'inversion. Ces mesures ont été relevées avec un GPS différentiel puis intégrées dans un Modèle Numérique de Terrain (MNT).

Les campagnes 2 et 5 ont donc pu être inversées en "time-lapse cascade" 3D. Les paramètres d'inversion choisis sont comparables aux inversions réalisées précédemment (cf. partie III.3) : "smooth constraint", sans facteur d'anisotropie horizontale ou verticale "Zweight = 1", inversion du logarithme des résistivités, calcul de la matrice de sensibilité à chaque itération.

La variation de résistivité inversée ($\Delta\rho_{inv}$) entre la campagne 2 (ρ_0) et la campagne 5 (ρ_T) a été calculée selon l'équation [17]. Cette variation de résistivité inversée permet de quantifier le changement entre deux mesures.

$$\Delta\rho_{inv} = 100 * \left(\frac{\rho_T}{\rho_0} - 1 \right) \quad [17]$$

Les inversions 2D du seul profil LSBB03, ont été réalisées avec le logiciel DC2Dinv [Günther, 2004 ; www.resistivity.net] qui fournit une plus grande souplesse pour la manipulation des fichiers et qui se montre aussi performant que BERT pour des inversions 2D avec une topographie peu accidentée. L'inversion est réalisée en "time-lapse cascade" selon les mêmes paramètres que ceux évoqués ci-dessus et avec les jeux de données combinés des protocoles WS, DD et Gradient.

IV.2.1.3 Résultats et interprétations

- Inversion 3D des campagnes 2 et 5

Les campagnes ERT 2 et 5 ont été réalisées respectivement en Mai et Octobre, soit avant et après l'été 2011. Le modèle de variation de résistivité inversée (Fig. 68-C) permet la mise en évidence d'une forte augmentation de la résistivité dans les premiers mètres du sous-sol. Cela traduit un fort dessèchement superficiel entre les deux campagnes. Certaines zones présentent de légères diminutions de résistivité qui n'impliquent probablement pas de réelles variations de teneur en eau mais plutôt des artéfacts d'inversions qui prennent place sous les zones de résistivité extrême. Ce type d'artéfact est bien connu en ERT mais reste difficilement contournable lors de l'inversion [e.g. Clément et al., 2009 ; Clément et al., 2010].

Plus en profondeur, l'ERT ne permet pas de détecter des variations de résistivité, donc de teneur en eau. Pourtant la zone à résistivité modérée, d'environ 900 $\Omega.m$ identifiée dans la partie III.3, apparaît sur les deux modèles de résistivités inversées. Celle-ci ne subit pas de changement considérable de résistivité dans la limite de détectabilité de l'ERT. Si la zone à résistivité modérée correspond bien à la présence d'un stock d'eau, il semble que celui-ci soit suffisamment important pour ne pas être notablement affecté par les variations saisonnières. Ce constat pourrait expliquer la pérennité et la faible variabilité du débit du point d'écoulement D, situé 33 m sous la surface.

Enfin, l'assèchement des premiers mètres du sous-sol ne semble pas avoir d'impact sur l'hydrodynamique du point D. Ces premiers horizons, constitués de sol et de roche altérée, permettent difficilement à la forêt de survivre lors des périodes de fort stress hydrique. En effet, la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère réalisée avec CASTANEA (cf. partie II.2.3.3) montre que la forêt traverse une période de fort stress hydrique (Fig. 61) car le taux de remplissage de la RUM frôle 0 % après la période de sécheresse (campagne 5) tandis qu'il était de 30 % lors de la

campagne 2. Près de la surface, les zones déjà résistantes lors de la campagne 2, comme au Sud du profil LSBB01 (Fig. 68), varient peu en résistivité car elles sont constituées de cailloux et d'éboulis qui ne peuvent pas contenir beaucoup d'eau.

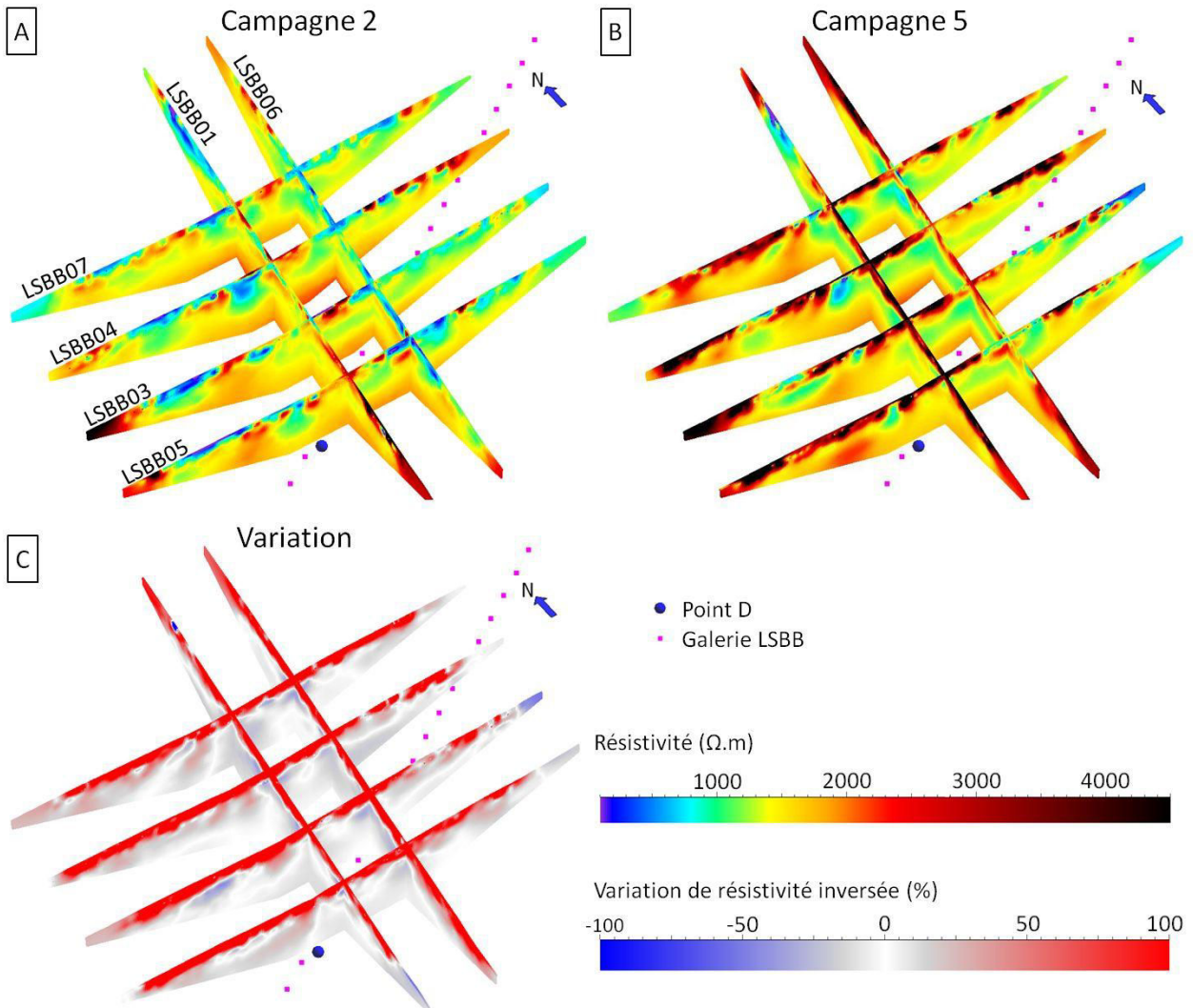


Fig. 68 : Comparaison des campagnes 2 et 5 inversées en 3D "time-lapse cascade" avec BERT. (A) Modèle de résistivité de la campagne 2 ; (B) Modèle de résistivité de la campagne 5 ($\chi^2=3.1$ et $RMS=4.6\%$) ; (C) Variation de la résistivité entre les campagnes 2 et 5.

- Inversion 2D des campagnes 2, 5, 7 et 9 pour le profil LSBB03

L'évolution des résistivités lors des campagnes ERT 2, 5, 7 et 9 en 2D est comparable aux évolutions observées entre les campagnes 2 et 5 en 3D. De manière générale, les premiers mètres du sous-sol présentent de fortes variations de résistivité. Plus en profondeur, la zone à résistivité modérée est toujours présente mais de fortes variations apparaissent localement et sont contradictoires avec l'évolution générale de la résistivité. Ces évolutions contradictoires sont en réalité des artefacts d'inversion couramment rencontrés en ERT sous les zones de résistivité extrême [e.g. Clément et al., 2009 ; Clément et al., 2010]. Par exemple, entre les campagnes 2 et 5 (Fig. 69) à l'abscisse -35 m, un artefact simule une fausse variation de résistivité, vers un état plus conducteur. En revanche, entre

les campagnes 5 et 7, cette fausse variation évolue vers un état plus résistant. Les variations de résistivité dans les horizons les plus profonds des profils d'ERT sont donc difficilement interprétables.

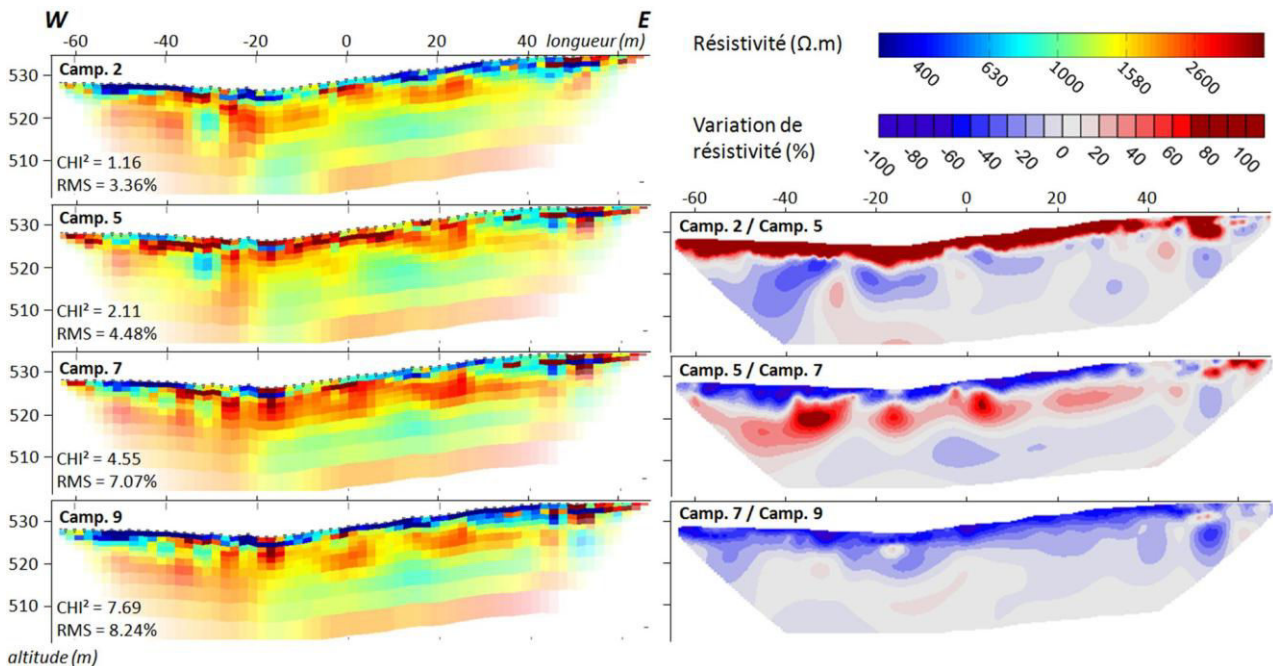


Fig. 69 : Inversions DC2Dinv du profil LSBB03 pour les différentes campagnes de la période 2011-2012 (Fig. 67). A gauche, les modèles de résistivité inversée et à droite, les variations de résistivité inversée par rapport au modèle de la campagne précédente.

Le suivi ERT effectué sur le profil LSBB03 est utilisé comme indicateur des conditions hydriques des premiers horizons du sous-sol lors des campagnes de mesure de RMP et de gravimétrie. Il est ainsi possible de mettre en relation chaque campagne ERT avec le régime du point D et le taux de remplissage de la RU modélisé avec CASTANEA :

- la campagne ERT 2 s'est déroulée dans des conditions hydriques intermédiaires, la modélisation du stock d'eau dans la RU indique 31 % de remplissage et le point D coule à 145 mL/min,
- la campagne 5 se déroule en condition de sécheresse extrême comme le confirment les très fortes résistivités mesurées, la RU atteint 2 % de remplissage et le débit de D diminue à 132 mL/min,
- pour la campagne 7, les conditions hydriques sont assez humides, les horizons superficiels deviennent plus conducteurs, la modélisation de la RU atteint 89 % de remplissage. Par contre, le débit du point D n'augmente pas avec seulement 130 mL/min,
- la campagne 9 est l'état de référence humide, après une période pluvieuse de plusieurs semaines (Fig. 67), les horizons superficiels sont conducteurs et la RU atteint 97 % de remplissage. Pourtant, la chute du débit de D s'accroît pour atteindre 108 mL/min.

	C2 (Mai 2011)	C5 (Oct. 2012)	C7 (Fév. 2012)	C9 (Nov. 2012)
Res. app. moy. ($\Omega.m$)	1347	1631	1565	1262
RU (%)	31	2	89	97
QD (mL/min)	145	132	130	108

Fig. 70 : Tableau de synthèse des mesures ERT WS dans le contexte hydrique : réserve utile et débit du point D.

Ces résultats font apparaître une incohérence notable. Si la moyenne arithmétique de la résistivité apparente évolue de manière concordante avec la RU, le débit de D diminue continuellement sur la période étudiée. Cette incohérence peut paraître surprenante, pourtant elle reste en accord avec les hypothèses formulées dans le chapitre II, pour expliquer l'hydrodynamique particulière du point D. Ce point d'écoulement est atypique car son débit, peu caractéristique d'un milieu karstique, semble principalement lié à une dynamique pluriannuelle.

IV.2.2 Résonance Magnétique des Protons (RMP)

IV.2.2.1 Stratégie de mesures

Deux campagnes RMP ont été réalisées dans le cadre de cette étude, une première campagne de deux sondages S1 et S2 en juillet 2011 et une seconde campagne de huit sondages en février 2012 (Fig. 71). La première campagne avait pour but de tester les possibilités des mesures RMP dans le contexte environnemental de la sortie de secours du LSBB tandis que la seconde campagne avait pour but initial d'évaluer l'extension et les caractéristiques de la zone à résistivité modérée détectée par ERT avec un dispositif d'acquisition 3D. La répétition des sondages S1 et S2 a également permis d'étudier les variations temporelles du signal RMP.

Les sondages ont été réalisés avec des boucles carrées car le bruit électromagnétique était assez limité à l'exception de quelques pics de bruit à certaines périodes dont l'origine reste actuellement inconnue. Les boucles déployées étaient relativement grandes, 80 m de côté, afin de couvrir une zone importante et de prospecter suffisamment en profondeur.

Les boucles ont été disposées au-dessus de la zone à résistivité modérée, c'est-à-dire à l'aplomb et en amont topographique du point D. Chaque sondage a été acquis séparément mais la superposition des boucles entre elles permettra par la suite d'inverser le signal RMP en 3D [Legchenko et al., 2011].

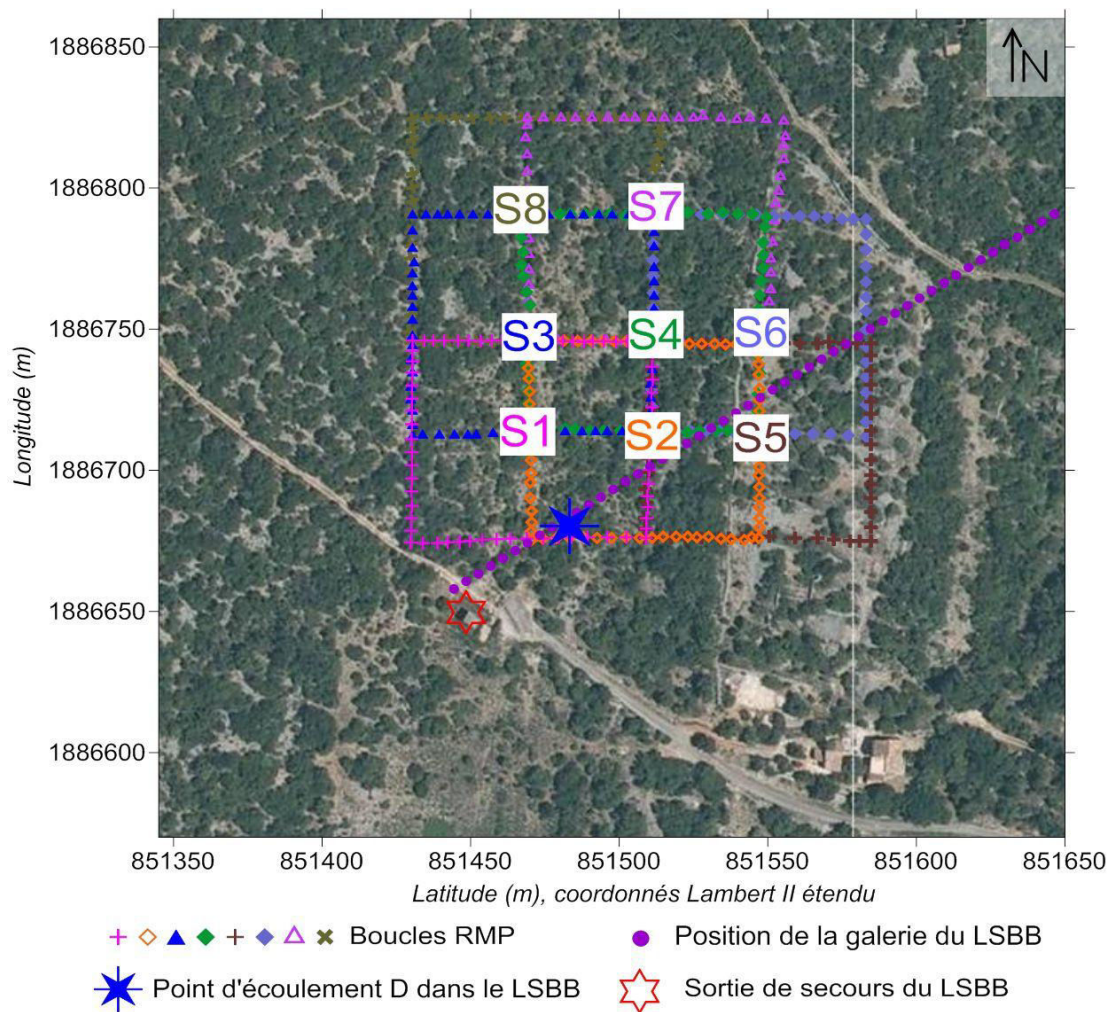


Fig. 71 : Positionnement des mesures RMP [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr]

IV.2.2.2 Résultats et interprétations

- Variabilité spatiale du signal RMP

- Données brutes

Dans un premier temps la variabilité spatiale du signal RMP est mise en avant avec les résultats de la campagne de février 2012 qui compte le plus grand nombre de sondages. Les données brutes de la RMP présentent un signal de forte amplitude initiale pouvant dépasser 350 nV. Ceci témoigne de la présence d'une importante quantité d'eau "libre"⁵ (Fig. 72). Les amplitudes observées sont nettement supérieures à celles mesurées sur le Causse du Larzac où elles ne dépassent pas 250 nV même pour des dolomies ruiniformes [Mazzilli et al., soumis].

⁵ Dans ce contexte, l'eau libre est l'eau détectable par RMP.

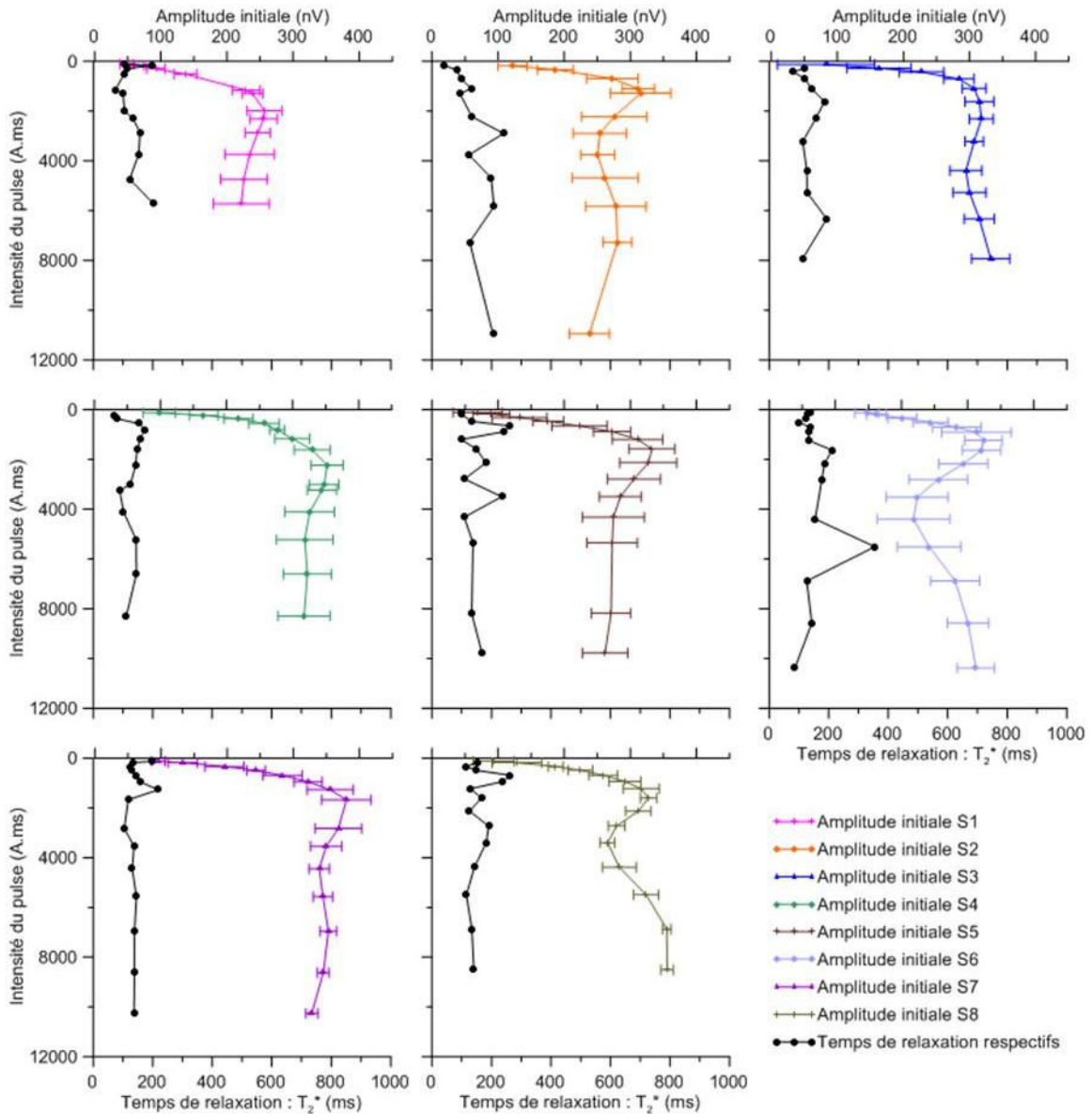


Fig. 72 : Signal RMP brut calculé avec SAMOVAR. En couleur, les amplitudes initiales dont l'incertitude correspond au bruit ambiant et en noir, les temps de relaxation bruts (T_2^*).

Sur le site de la sortie de secours, une variabilité spatiale considérable est observable puisque l'amplitude du sondage 1 ne dépasse pas 250 nV tandis qu'elle dépasse largement 350 nV pour le sondage 7 (Fig. 72). De manière générale, les amplitudes initiales de tous les sondages augmentent fortement jusqu'à atteindre un maximum lors des pulses d'environ 2000 A.ms. De plus, les sondages 3, 6 et 8 présentent une seconde augmentation considérable des amplitudes, pour les pulses d'intensité supérieure à 4000 A.ms. La variabilité spatiale des mesures RMP n'est donc pas seulement observable sur les amplitudes maximales de chaque sondage mais aussi sur leur morphologie.

Les temps de relaxation bruts (T_2^*) permettent d'apprécier la taille des pores qui contiennent l'eau [e.g. Schirov et al., 1991 ; Vouillamoz et al., 2012]. L'ensemble des sondages présentent des temps de relaxation compris dans une gamme de variation réduite, entre 100 et 150 ms, ce qui signifie que l'eau est stockée de manière assez homogène, contrairement à ce que l'on pourrait attendre dans certaines parties du karst où l'eau est stockée dans des cavités [Boucher et al., 2006].

- Données inversées

Les sondages RMP inversés (Fig. 73) permettent d'estimer directement la distribution de la teneur en eau en fonction de la profondeur. Le processus d'inversion peut générer des artéfacts, en particulier dans ce cas puisque les algorithmes d'inversion de SAMOVAR sont prévus pour l'étude de la zone saturée des aquifères alors que cette étude se déroule dans la ZNS [Yaramanci et Hertrich, 2007]. Certains auteurs [Mazzilli et al., soumis] optent même pour ne présenter que les résultats bruts. Ainsi, l'interprétation des paramètres de transmissivité et de perméabilité ne sera pas faite dans ce document.

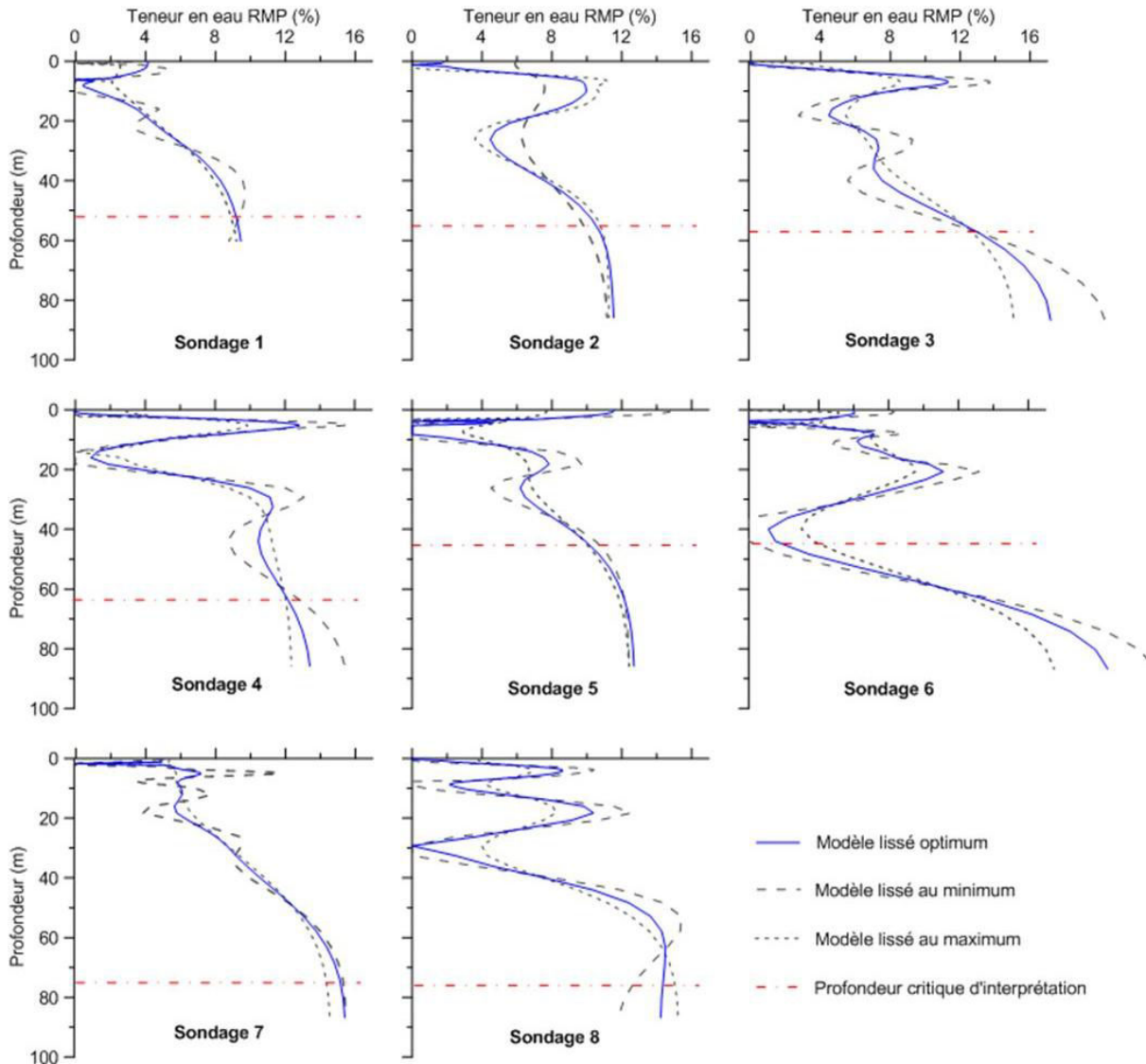


Fig. 73 : Variation de la teneur en eau en fonction de la profondeur résultant de l'inversion du signal RMP avec SAMOVAR en mode "smooth" et 40 couches. Présentation des résultats possibles en fonction du paramètre de lissage choisi pour l'inversion. La profondeur critique d'interprétation est liée au rapport signal/ bruit au moment du sondage [e.g. Legchenko et Valla., 2002].

D'une part, les résultats inversés laissent apparaître de très fortes teneurs en eau pour une ZNS karstique (Fig. 73). Avec plus de 15 % de teneur en eau "libre", certains sondages présentent des

caractéristiques proches d'une zone saturée. Cependant, ces fortes porosités restent en accord avec celles mesurées par d'autres techniques géophysiques sur le site du LSBB [Maufroy, 2010 ; Bereš, 2013] et celles mesurées sur échantillons le long de "la coupe des antennes" (cf. partie II.1.2.2) [Léonide et al., in prep]. D'autre part, une importante variabilité verticale et latérale de teneur en eau apparaît entre les différents profils.

De manière générale, les sondages présentent des morphologies comparables avec deux zones à forte teneur en eau, l'une près de la surface et l'autre plus en profondeur au-delà de 40 m. Les sondages 6 et 8 présentent une morphologie légèrement différente avec un pic intermédiaire vers 20 m de profondeur mais la forte augmentation de teneur en eau à partir de 40 m reste clairement marquée.

La zone à forte teneur en eau près de la surface pouvait être prévisible. Elle pourrait être en lien, soit avec la zone de sol et de roche décomprimée, soit avec la zone à résistivité modérée, mais compte tenu de la résolution fournie par la RMP, l'identification de la source exacte du signal reste difficile, d'autant plus que la position du pic de teneur en eau peut varier légèrement selon les paramètres d'inversion choisis.

L'augmentation de teneur en eau, au delà de 40 m, était moins prévisible. Pourtant, elle est clairement marquée sur l'ensemble des sondages. Ces fortes teneurs en eau pourraient être expliquées par la présence d'une formation géologique particulièrement poreuse telle que le membre urgonien U2 (cf. partie II.1.2.2).

Les temps de relaxation T_2^* inversés ne sont pas présentés dans ce document car leur calcul n'est pas adapté pour la ZNS [Yaramanci et Hertrich, 2007]. Cela se manifeste notamment par de très longs temps de relaxation dans les zones où les teneurs en eau sont faibles. Cependant, en gardant toutes les précautions nécessaires, il semble intéressant de noter que dans les zones à plus forte teneur en eau, les temps de relaxation de l'ensemble des sondages sont compris entre 100 et 200 ms. Dans la zone saturée d'un aquifère poreux, de tels temps de relaxation sont rencontrés dans des sables moyens [Schirov et al., 1991] où l'eau peut être exploitée (Fig. 74) [Vouillamoz et al., 2012].

Signal decay time T_2^* (ms)	Grain class
$30 < T_2^* < 60$	Clayey/very fine sands
$60 < T_2^* < 120$	Fine sands
$120 < T_2^* < 180$	Medium sands
$180 < T_2^* < 300$	Coarse/gravelly sands
$300 < T_2^* < 600$	Gravels
$600 < T_2^* < 1500$	Surface water bodies

Fig. 74 : Mise en relation des temps de temps de relaxation T_2^* en fonction de la taille des grain en zone saturée [Vouillamoz et al., 2012].

- Variabilité temporelle du signal RMP

La campagne 1 était initialement une campagne de reconnaissance et les contraintes logistiques n'ont pas permis de réaliser la seconde campagne dans des conditions hydrologiques clairement contrastées par rapport à la première. Toutefois, entre juillet 2011 et février 2012, la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère avec CASTANEA permet de constater que la RU de la forêt se

recharge considérablement en passant de 7 % à 89 % de remplissage. Sur la même période, le débit du point d'écoulement D diminue de 144 à 134 mL/min (Fig. 31).

Une variation considérable de signal RMP brut et inversé est observable (Fig. 75) en comparant les campagnes 1 et 2 pour les sondages 1 et 2 (Fig. 67). Près de la surface, une variation de teneur en eau de l'ordre de 2 % est observable. Cette variation est cohérente avec la recharge des horizons superficiels modélisés par CASTANEA (Fig. 61). Cependant cette interprétation reste à prendre avec précaution pour le sondage 2 car ces variations observées en sub-surface restent faibles.

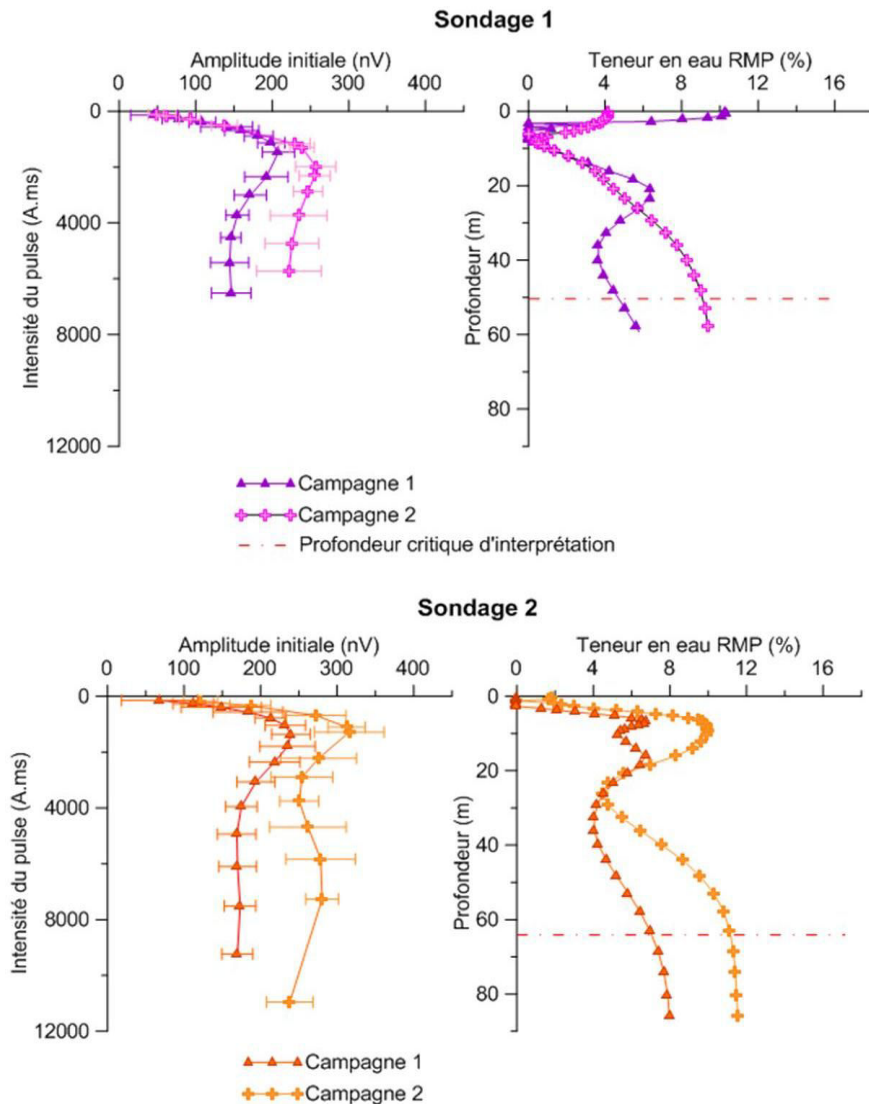


Fig. 75 : Variation temporelle du signal RMP brut et inversé entre la campagne 1 de Juillet 2011 et la campagne 2 de Février 2012.

Plus en profondeur, une augmentation considérable de la teneur en eau est observable à partir de 30 m de profondeur. La quantification de cette variation reste délicate car la résolution de la RMP est limitée à une telle profondeur. Les modèles inversés présentés sur la figure 75 annoncent une augmentation de 1 à 4 % de la teneur en eau sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Sur la même période, 386 mm de précipitations brutes sont tombés sur la région et 130 mm se sont efficacement infiltrés dans le système karstique. L'interprétation hydrogéologique de ces résultats

fait intervenir un stockage d'eau saisonnier considérable qui ne semble pouvoir être assuré que par la formation géologique U2 décrite précédemment (cf. partie II.1.2.2). En effet, le membre U2 du faciès urgonien présente dans la localité de Rustrel une porosité totale exceptionnelle pour un calcaire pouvant dépasser 20 % [Léonide et al., in prep.]. Selon la coupe lithostratigraphique de Masse et Fenerci-Masse [2011] pour la localité de Rustrel (Fig. 46) et l'identification du faciès affleurant sur le site (cf. partie II.1.3), le membre U2 devrait être rencontré vers 30 m de profondeur. Ces éléments de géologie concordent donc parfaitement pour expliquer la variation de teneur en eau observée par la RMP.

Sur la même période, le point D confirme son caractère atypique puisque le débit diminue alors que le stock d'eau mesuré par la RMP se recharge. Ce point d'écoulement présente une forte composante pluri-annuelle qui traduit une circulation lente dans un milieu peu perméable (cf. partie II.2). C'est sans doute pourquoi la recharge qui intervient sur cette période n'est pas mesurable immédiatement au point D.

IV.2.3 Gravimétrie

IV.2.3.1 Stratégie de mesures

Les mesures de gravimétrie ont été réalisées en étroite collaboration avec le laboratoire Géosciences Montpellier et en parallèle des travaux de thèse de Deville [2013] qui a décrit minutieusement ses expérimentations gravimétriques au LSBB.

La stratégie de mesure "*surface to depth*" consiste à réaliser des mesures de gravimétrie en surface en un point donné et à sa verticale en profondeur (Fig. 76). La soustraction de la première valeur à la seconde permet de caractériser le potentiel de gravité du volume de roche compris entre les deux stations mesurées. Sous réserve que le site d'étude ne subisse pas de mouvements tectoniques majeurs, la répétition de cette mesure dans le temps permet de caractériser l'évolution de la teneur en eau du volume de roche compris entre les deux mesures. Les mesures de gravimétrie "*surface to depth*" ont été utilisées à de nombreuses reprises pour étudier l'épikarst [Jacob et al., 2008, 2009, 2010 ; Deville et al., 2012].

Pour chaque campagne de mesures de gravimétrie absolue, le gravimètre FG5 a été installé dans la salle VESTALE du LSBB à 519 m de profondeur pendant 24 h, puis de la même manière, au droit de ce même point en surface, au sommet de la Grande Montagne. Le gravimètre relatif CG5 a été utilisé de manière mobile en réalisant des cheminements passant systématiquement par le gravimètre absolu avec au minimum deux passages sur chaque station (VESTALE, D_{galerie} et D_{surface}). Le temps des mesures de gravimétrie relative est de 45 min minimum afin d'assurer la stabilisation de l'appareil [Deville, 2013]. Chaque mesure enregistrée par l'appareil correspond à la moyenne de 90 s de mesure [Merlet, 2010].

La complexité de la mise en place de telles mesures et la disponibilité des appareils nous ont conduits à planifier les campagnes de mesures lors de celles effectuées par Deville [2013] dans d'autres parties du LSBB (cf. annexe 1). Ainsi le pas d'échantillonnage des campagnes de gravimétrie est discutable car si la campagne d'octobre 2011 s'est déroulée en période de sécheresse sévère comme voulu, celle de mai 2012 qui aurait dû se dérouler en période humide a été effectuée lors d'une période plutôt sèche (Fig. 67). La campagne de novembre 2012 a pu être réalisée en période réellement humide, en revanche le gravimètre absolu n'a pas pu être installé.

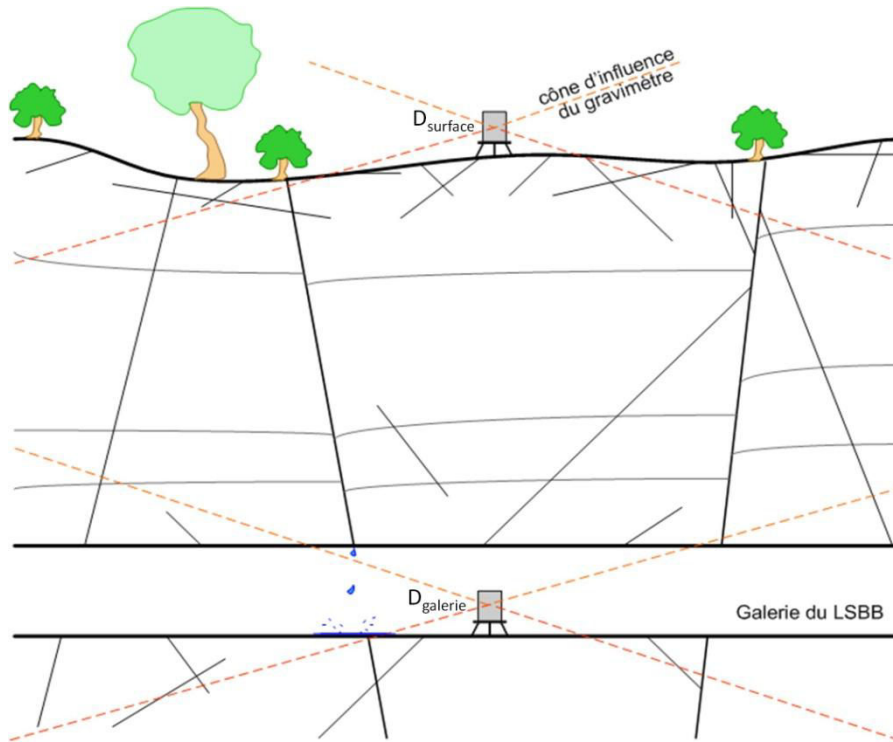


Fig. 76 : Principe de la mesure de gravimétrie "surface to depth".

IV.2.3.2 Résultats et interprétations

Les résultats du traitement des données de gravimétrie sont répertoriés dans la figure 77 et l'annexe 5. Ces résultats, illustrés dans la figure 78, sont considérablement différents de ceux obtenus dans la galerie principale [Deville, 2013].

	C1 (Oct. 2011)	C2 (Avril 2012)	C3 (Nov. 2012)
Δg surf./gal. (mgal)	-4.228	-4.221	-4.195
RU (%)	0.1	80	97
QD (mL/min)	130	162	108

Fig. 77 : Tableau de synthèse des résultats gravimétriques dans le contexte hydrique : réserve utile, débit du point D.

Le suivi temporel par mesures différentielles n'identifie pas de variation gravimétrique significative au sein du volume de roche compris entre la surface et la galerie sur la période d'octobre 2011 à avril 2012 ($+7 \pm 7 \mu\text{Gal}$). Ce résultat signifie que la variation du stock d'eau entre la galerie et la surface reste faible, même si le signal gravimétrique indiquerait plutôt un phénomène de recharge. La modélisation du stock d'eau des horizons superficiels avec CASTANEA montre que le système se recharge puisque la RU frôle 0 % de remplissage lors de la première campagne tandis qu'elle atteint 80 % lors de la seconde campagne. Il semble donc raisonnable d'attribuer la faible tendance de variation du signal gravimétrique à la variation de teneur en eau modélisée pour les horizons superficiels. Bien que le stock d'eau compris entre la surface et la galerie reste stable entre les campagnes d'octobre et d'avril, le débit du point D augmente sur la même période en passant de 130 à 162 mL/min.

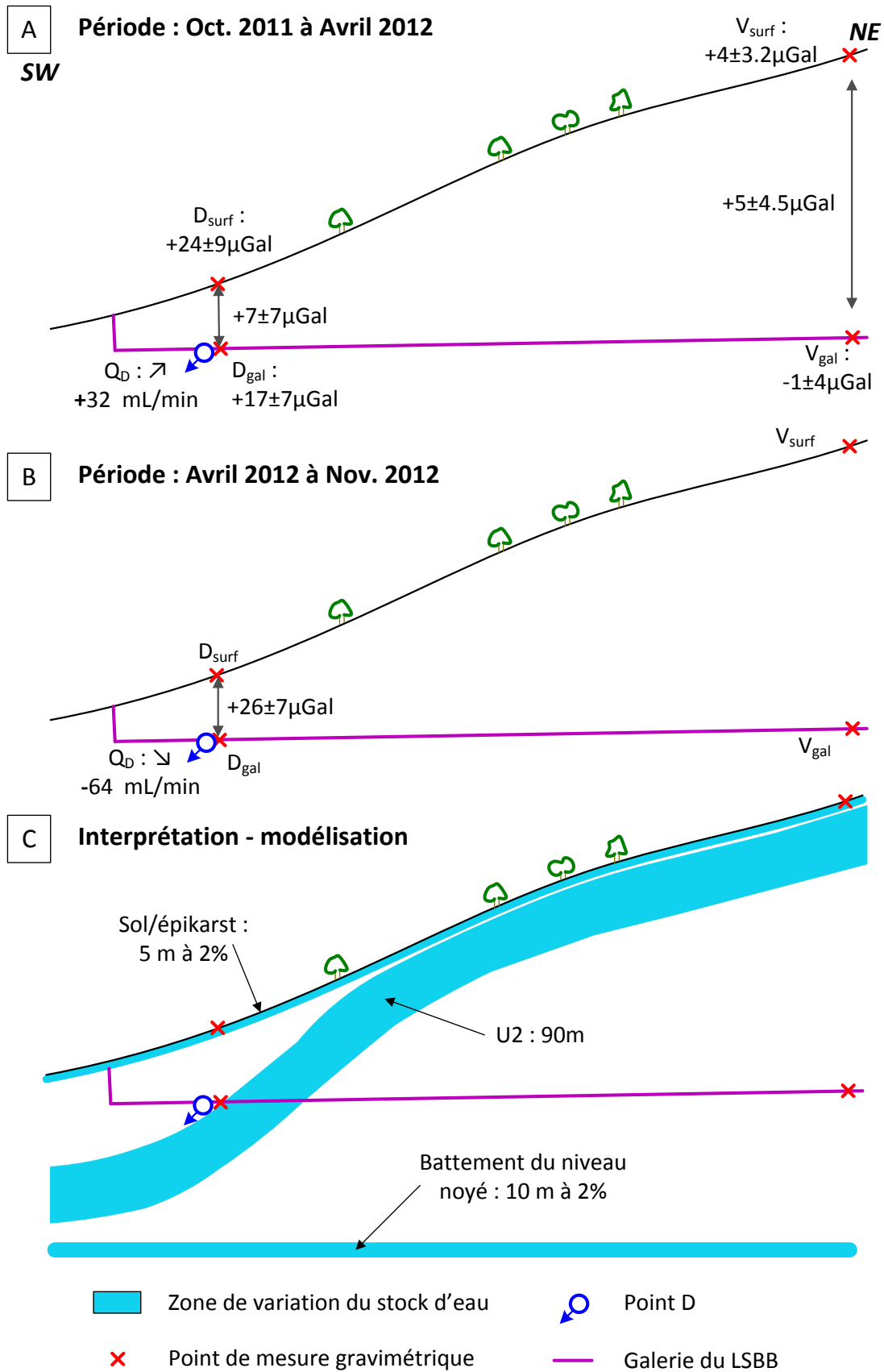


Fig. 78 : Mesures gravimétriques du site de la sortie de secours. (A) Résultats de la période d'Octobre 2011 à Avril 2012 ; (B) Résultats de la période d'Avril 2012 à Novembre 2012 ; (C) Interprétation et disposition des zones de variation du stock d'eau pour la phase de modélisation.

Durant la période d'avril à novembre 2012, la variation gravimétrique entre la surface et la galerie atteint $+26 \pm 7 \mu\text{Gal}$, traduisant ainsi une recharge du système. En effet, ces mesures ont été réalisées après deux semaines pluvieuses durant lesquelles 175 mm de pluie sont tombés sur la région (Fig. 67). La variation du signal gravimétrique observée sur cette période correspond à celle d'une lame d'eau de 32 mm de hauteur et d'extension latérale infinie. Cette variation du stock d'eau est cohérente avec l'évolution de la RU qui est alors rechargée à 97 %. Malgré cette recharge, le débit du point D chute à 108 mL/min.

Bien que surprenante, cette observation reste en accord avec les hypothèses formulées dans le chapitre II et les parties IV.2.1 et IV.2.2. Le régime hydrodynamique du point D est dominé par une composante pluriannuelle et l'impact ponctuel des précipitations reste limité à court terme.

- Modélisation gravimétrique

Le modèle hydrogéologique de Deville [2013] (annexe 1) fait intervenir un réservoir épikarstique qui expliquerait à lui seul les variations temporelles du signal gravimétrique entre la surface et la galerie. Si l'hypothèse d'un stockage épikarstique permet d'expliquer correctement les mesures effectuées le long de la galerie principale, elle semble plus difficilement envisageable pour expliquer les résultats de la galerie de secours. En effet, les mesures effectuées au droit du point D laissent apparaître une variation de stock nettement plus importante sous la galerie qu'entre la galerie et la surface. L'étude de la variation du signal gravimétrique, en dessous de la galerie, n'est possible qu'entre les campagnes 1 et 2 car les mesures de gravimétrie absolue n'ont pas été réalisées lors de la campagne 3.

La modélisation gravimétrique, selon les équations de Chapman [1979], permet de calculer la variation de stock d'eau nécessaire pour expliquer les résultats gravimétriques observés. Le modèle épikarstique proposé par Deville [2013] au-dessus de la galerie principale ne permet pas d'expliquer rationnellement les mesures gravimétriques du site de la sortie de secours. En effet, la variation de stock d'eau liée au battement du niveau noyé vers 200 m de profondeur devrait être 2.5 fois plus forte au droit de la sortie de secours qu'au droit de la galerie principale. De même, les variations du stock d'eau dans le réservoir épikarstique devraient être 2 fois moins importantes au droit de la sortie de secours, soit 5 m à 2 % de variation (Fig. 78-C) alors que les conditions de terrain (exposition, pente, végétation, sol) sont semblables sur les deux sites. Il apparaît donc nécessaire de faire intervenir un facteur supplémentaire lié à la géologie pour expliquer ces mesures.

La figure 45 permet de confirmer des conditions géologiques différentes puisque la formation U2 très poreuse [Léonide et al., in prep.] se trouve sous la galerie du LSBB, au droit du point D alors que la même formation se trouve entre la galerie et la surface au droit de la galerie principale. Ainsi une variation de stock d'eau dans cette formation pourrait expliquer la variation du signal gravimétrique (Fig. 44 et 45).

L'hypothèse d'une variation de stock dans la formation U2 a donc été reprise dans ce travail de modélisation (Fig. 78-C). Une zone de variation du stock d'eau de 2 % sur 10 m d'épaisseur a été conservée à 200 m sous la galerie pour représenter la variation du niveau noyé. La représentation d'un réservoir épikarstique a été conservée près de la surface mais avec une moindre importance, 5 m d'épaisseur avec 2 % de variation du stock d'eau. Enfin, la représentation d'une variation du stock d'eau dans la formation U2 a été assurée par une couche de 90 m d'épaisseur passant sous la galerie au droit du point D. L'ajustement de la variation de stock d'eau dans cette formation U2

constitue la seule variable d'ajustement pour caler ce modèle. Les résultats (annexe 5) de cette modélisation montrent qu'il faut faire varier le stock d'eau de 0.7 % sur les 90 m d'épaisseur de la formation U2 pour expliquer les variations de signal gravimétrique. Si l'on réduit l'épaisseur de stockage efficace de la formation U2 au 50 m les plus poreux visibles le long de la route de Saint Christol (cf. partie II.1.2), il faut alors faire varier le stock d'eau de 1.2 % pour expliquer les mesures. Malgré un faible nombre de point de mesure pour contraindre la modélisation présentée précédemment, la variation du stock d'eau dans la formation U2 semble pouvoir expliquer rationnellement et simplement la forte variation du signal gravimétrique observé sous la galerie du LSBB. Cette même hypothèse permet surtout d'expliquer pourquoi de plus fortes variations de teneur en eau sont observées au-dessus de la galerie principale [Deville, 2013] qu'au-dessus de la galerie de secours.

IV.2.4 Interprétation couplée

A l'échelle saisonnière, les différentes investigations géophysiques ont permis de mettre en évidence les variations du signal géophysique liées aux fluctuations du stock d'eau. Ces variations s'opèrent à plusieurs niveaux de la ZNS du karst. La tomographie électrique permet d'évaluer rapidement et de manière distribuée l'état d'humectation des premiers horizons du sous-sol. La RMP et la gravimétrie sont particulièrement utiles pour détecter des variations de teneurs en eau à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Dans les horizons superficiels, la forte variation de résistivité électrique observée peut difficilement être mise en relation avec une variation du stock d'eau, du fait de l'hétérogénéité du sol et de la présence d'argiles. Cependant les mesures ERT présentent une large gamme de variation de résistivité qui laisse supposer de fortes variations de teneur en eau, de plusieurs pourcents. La gravimétrie et la RMP ne sont pas adaptées pour quantifier précisément la variation du stock d'eau dans les horizons superficiels (1 à 2 m de profondeur).

Les variations de stock d'eau observées en profondeur avec la gravimétrie et la RMP sont de moindre amplitude, de l'ordre de 1 à 3 %. Cependant ces variations s'appliquent à des épaisseurs de roche bien plus importantes, plusieurs dizaines de mètres. Les volumes d'eau mis en jeu dans ces variations profondes sont donc importants. L'homogénéité du signal RMP en dessous de la galerie, en termes de teneur en eau et de temps de relaxation entre les différents sondages, ne contribue pas à l'hypothèse selon laquelle l'eau serait contenue de manière hétérogène dans des cavités ou des conduits. Sur le plan hydrogéologique, l'attribution de telles variations de teneur en eau sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres semble relativement bien corrélée avec la présence du membre urgonien U2 qui présente une porosité matricielle exceptionnellement forte pour un calcaire.

Le point D présente une dynamique atypique car son débit n'est pas caractéristique d'un milieu karstique. Il est non seulement étonnamment régulier mais, de plus, il ne suit pas la même tendance que les variations de stock mesurées par géophysique en sub-surface comme en profondeur. Le stock d'eau qui alimente ce point d'écoulement semble être réapprovisionné avec un temps de déphasage pluie/débit plus important. Comme évoqué dans le chapitre III, la zone qui présente une résistivité modérée et des stratifications obliques pourrait bien être la zone de stockage de l'eau qui alimente le point D. La résistivité et la géométrie de cette zone ont peu varié lors des différentes campagnes ERT. Cette stabilité de la zone à résistivité modérée est donc en accord avec l'hydrodynamique régulière du point D.

IV.3 Suivi d'un épisode pluvieux par tomographie électrique

IV.3.1 Introduction

Après l'étude hydrogéophysique des variations de stock d'eau à l'échelle saisonnière, le suivi événementiel permettra d'étudier des phénomènes ponctuels et rapides qui s'opèrent au cours des événements pluvieux. Le but de cette expérience est donc d'imager des phénomènes ponctuels, tels que la dynamique de l'eau dans des passages préférentiels et leurs interactions éventuelles avec la zone à résistivité modérée qui semble alimenter le point D. L'ERT est une technique robuste, rapide et automatisable, elle est donc probablement la plus adaptée pour mener ce genre d'expérience.

Ce type de suivi peut générer une importante quantité de données face à laquelle il est nécessaire d'adopter une approche méthodologique spécifique pour faire ressortir l'information souhaitée. Les résultats de ce suivi ERT événementiel sont présentés ci-après selon cette approche méthodologique, c'est-à-dire, (i) analyse de la résistivité apparente moyenne des panneaux, (ii) analyse de la variation des résistivités apparentes, (iii) inversion de la variation des résistivités apparentes, (iiii) inversion des résistivités apparentes.

IV.3.2 Choix du profil et organisation de l'expérience

Le profil LSBB03 a été sélectionné pour mener cette expérience (Fig. 65) car il :

- est orienté dans le sens de la plus forte hétérogénéité de résistivité (cf. partie III.3),
- recoupe la zone à résistivité modérée,
- est perpendiculaire à la pente,
- est positionné à l'aplomb du point D.

Le dispositif de mesure choisi pour cette expérience est le Gradient. Ce choix est basé sur une phase de modélisation directe menée préalablement pour connaître la détectabilité de structures verticales (annexe 6). Dans l'annexe 5, le dispositif Gradient a été comparé aux dispositifs Wenner-Schlumberger et Dipôle-dipôle, et il apparaît comme le compromis le plus satisfaisant entre vitesse d'acquisition, robustesse et détectabilité.

Les difficultés de détection d'une structure verticale électriquement conductrice de faible largeur, telle qu'une fracture, ont été évoquées dans l'annexe 6. Dans les conditions de terrain de ce suivi, il semble donc peu probable de détecter la fracture elle-même. En revanche, il semble possible de détecter l'impact d'une fracture drainante sur le sol sus-jacent lors de la phase de drainage post-pluie. Il a donc été choisi d'utiliser un dispositif relativement large afin de couvrir une zone assez importante. Les 64 électrodes ont été déployées avec 2 m d'espacement, soit un profil de 126 m de long. Ce dispositif couvre donc une surface importante et permettra éventuellement de sélectionner une zone d'intérêt pour des expériences complémentaires à venir. Le contact entre la roche et les électrodes a été amélioré avant la première mesure avec de l'eau et de la boue salée.

L'appareil utilisé pour cette expérience est l'ABEM terrameter SAS 4000 à 4 canaux. Le protocole Gradient sélectionné compte 1360 points de mesure, le temps d'acquisition est de 0,1 seconde, le "delay time" est de 0,2 seconde et les cycles d'acquisition durent 1,8 secondes. La mesure d'un panneau complet nécessite au minimum 45 minutes. Cette durée peut être rallongée si l'appareil doit répéter les mesures pour améliorer la fiabilité des résultats. Afin de faciliter le traitement en chaîne, les panneaux présentant des points avec des erreurs de répétition de mesures supérieures à 2 % ont été systématiquement écartés.

La fréquence d'acquisition a été adaptée au cours du suivi afin de trouver le meilleur compromis entre l'économie des batteries et la densité temporelle des mesures. Ainsi, la fréquence d'acquisition varie d'une mesure toutes les trois heures durant la pluie à une mesure par jour, une semaine après la fin de la pluie.

Pour être sûr de parvenir à suivre un fort événement pluvieux, une attention particulière a été portée à l'évolution de la météo durant les mois de septembre et d'octobre, afin de pouvoir déployer à temps le matériel. En contexte méditerranéen, cette période de l'année promet de fortes précipitations (cf. partie I.2.2).

L'épisode pluvieux suivi durant cette expérience s'est principalement concentré sur sept jours (170 mm) avec le plus fort cumul journalier de précipitation enregistré à Saint Saturnin-les-Apt ces cinq dernières années (82 mm).

IV.3.3 Résultats

IV.3.3.1 Réponse générale du milieu aux précipitations

Les 106 pas de temps retenus, sur les 120 acquis, présentent une qualité de mesure satisfaisante avec des RMS de répétition de mesure inférieurs à 2 %. Les moyennes arithmétiques des résistivités apparentes ont été calculées de manière à ce qu'un pas de temps (ou section de résistivité apparente) soit représenté par un point dans la figure 79.

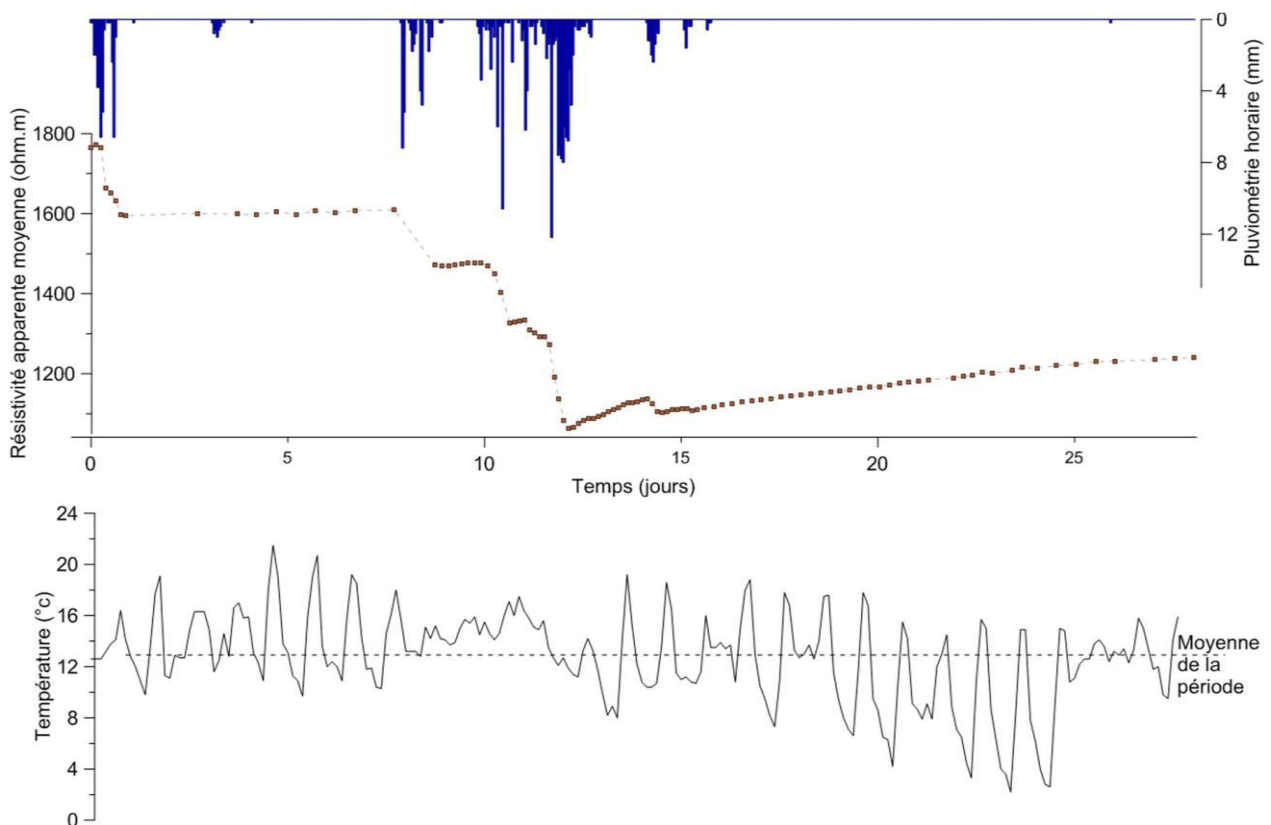


Fig. 79 : Evolution conjointe de la moyenne arithmétique des résistivités apparentes, des précipitations et de la température de l'air au cours du suivi. Chaque point marron représente la moyenne des résistivités apparentes d'un profil. Sources données climatiques : CIRAME.

L'analyse de la variation temporelle de la résistivité apparente moyenne met en évidence une dynamique de diminution générale qui semble corrélée avec les précipitations. En effet, cette variation de résistivité ne semble pas être en lien avec une variation de la température de l'air car les températures ne changent quasiment pas avant, pendant et après la pluie, à l'exception des variations d'amplitude jour/nuit qui sont moins contrastées pendant la pluie. D'autre part, la température de l'eau du point D est quasiment constante durant l'ensemble du suivi. Il est donc possible de mettre en relation l'humectation du sous-sol avec la chute de la résistivité moyenne du profil d'un facteur 2 jusqu'au jour 12 (Fig. 79). Après l'arrêt de la pluie, la résistivité apparente augmente progressivement, témoignant ainsi de la diminution de la teneur en eau par évapotranspiration et drainage.

L'analyse de la figure 79 permet également de sélectionner quelques pas de temps caractéristiques du suivi qui seront présentés dans la suite de ce mémoire.

IV.3.3.2 Variations des résistivités apparentes

L'analyse des résistivités apparentes et leurs variations au cours du suivi sont souvent négligées. Pourtant les données brutes peuvent fournir des informations complémentaires qui peuvent être totalement masquées par le processus d'inversion.

Le calcul de la variation horaire de résistivité apparente ($\Delta\rho_{app}$) par rapport à l'état précédent permet d'exprimer la dynamique des résistivités sur une période (ΔT). Etant donné que le pas d'échantillonnage n'est pas régulier au cours de l'expérience, les variations sont normalisées en variation horaires afin de pouvoir comparer les différents pas de temps entre eux (Eq. [18]). Cette évolution s'exprime donc en pourcentage de variation horaire de résistivité par rapport à l'état précédent.

$$\Delta\rho_{app} = \left(\frac{\rho_n}{\rho_{n-1}} - 1 \right) * \frac{100}{\Delta T} \quad [18]$$

Avec ρ_n : résistivité apparente au pas de temps donné ; ρ_{n-1} : résistivité apparente au pas de temps précédent ; ΔT : temps écoulé entre les mesures.

- Interprétation

Dans la figure 80, les zones aux couleurs froides mettent en évidence une diminution de la résistivité qui pourrait traduire une dynamique d'humectation du sous-sol, tandis que les couleurs chaudes pourraient traduire une dynamique de ressuyage. L'interprétation des sections de la figure 80 doit être faite avec une grande précaution car les changements de résistivité apparente qui apparaissent à une pseudo-profondeur de 15 m pourraient être uniquement liés aux conditions de surface. Il ne faut donc pas interpréter hâtivement la propagation de l'eau vers la profondeur.

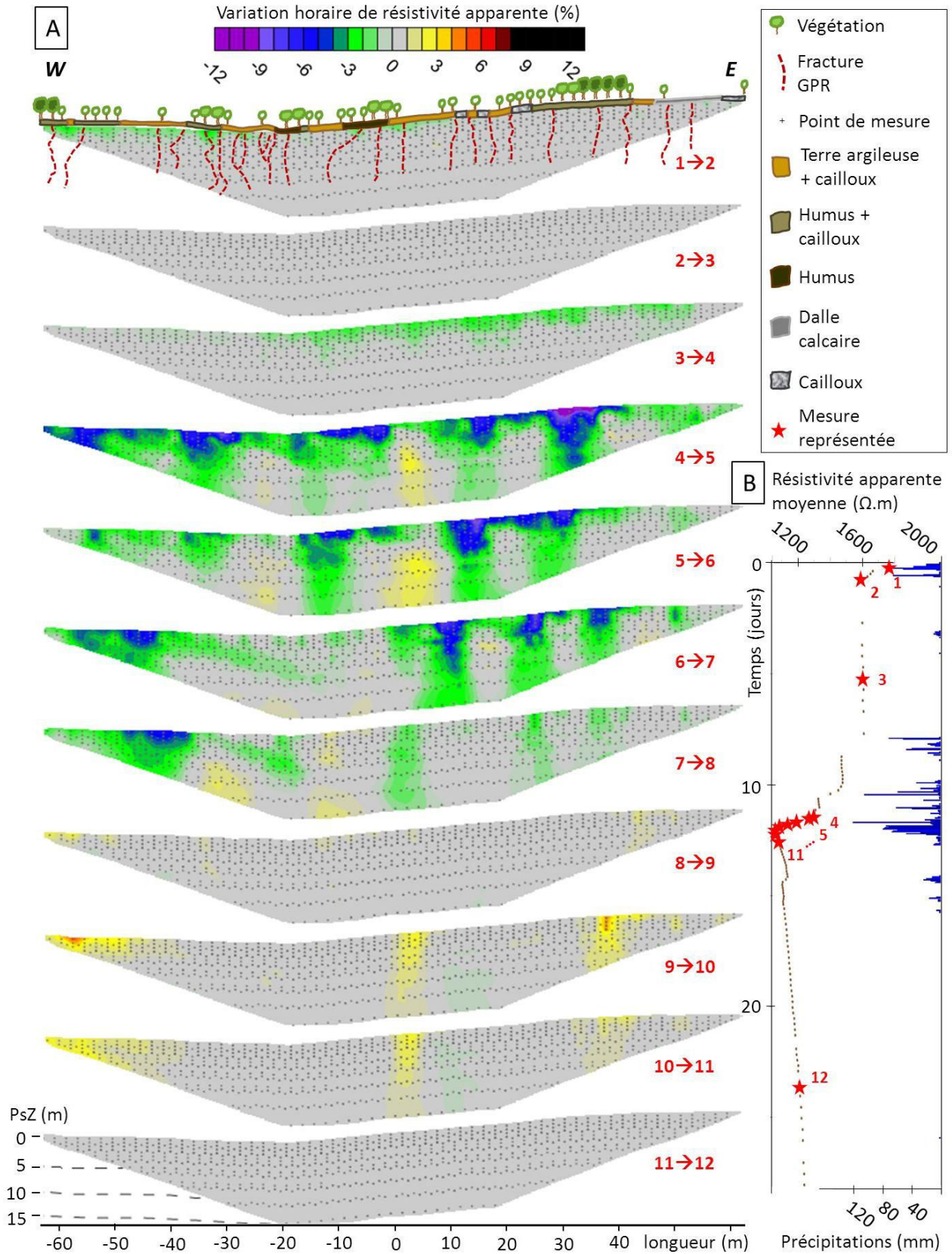


Fig. 80 : (A) Variations horaires des résistivités apparentes par rapport au pas de temps précédent avec représentation simplifiée du couvert végétal et du sol ainsi que les fractures détectées avec le GPR (cf. partie III.3) ; (B) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.

Au début de l'événement pluvieux, l'humectation du sol et du sous-sol semble se faire de manière relativement homogène. Les quelques disparités observables sur l'ensemble du profil pourraient bien s'expliquer par l'interception de la pluie par les arbres (Fig. 80 ; temps 1 et 3). Après les premières averses, les résistivités se stabilisent rapidement. Au plus fort de l'événement pluvieux, les phénomènes d'humectation du sous-sol se font de manière très hétérogène. Bien que le milieu soit déjà très humide, de fortes dynamiques d'humectation sont identifiables dans certaines zones (cf. partie IV.3.3.4). Elles pourraient être reliées à des variations en profondeur car l'horizon proche de la surface est alors déjà totalement saturé en eau (Fig. 80 ; temps 4 à 7). Une telle hétérogénéité du phénomène d'humectation au plus fort de la pluie pourrait être expliquée par la nature du sol et/ou la densité de végétation. Cependant, il n'y a pas de relation notable entre la végétation ou le sol et les zones d'humectation préférentielles. De même, il reste difficile d'établir une relation entre les zones d'humectation préférentielles et les nombreuses fractures détectées par le GPR.

A l'abscisse 0 m, une dynamique de ressuyage apparaît pendant la pluie. Ce phénomène pourrait être lié à une diminution de l'intensité de la pluie qui laisserait le milieu se désaturer partiellement entre deux pics d'intensité de pluie. Cette observation révèle une dynamique de l'eau particulièrement rapide à l'abscisse 0 m. Au droit de cette même verticale, une forte dynamique de ressuyage apparaît immédiatement après la fin de la pluie, de même qu'aux abscisses 40 m et -60 m. Ces trois zones marquent des chemins préférentiels par lesquels les dynamiques d'humectation et de ressuyage se produisent plus facilement. Dans d'autres zones, seule la dynamique d'humectation est identifiable, traduisant ainsi un milieu capable d'emmagasiner de l'eau mais qui ne l'évacue pas facilement. Ceci pourrait correspondre à des zones plus argileuses dont seule la dynamique d'humectation peut être imagée au pas de temps étudié.

IV.3.3.3 Inversion de la variation des résistivités apparentes

L'inversion des différences de résistivités (cf. partie I.3.2.1) reste une pratique assez peu répandue, pourtant elle permet de mettre en avant de faibles variations de résistivités dans un milieu fortement contrasté. Cette opération consiste à inverser les variations horaires de résistivités apparentes présentées précédemment. L'inversion a été réalisée avec le logiciel DC2Dinv. Les critères d'erreurs RMS présentés dans la figure 81 ne semblent pas représentatifs car le mode de calcul de ces indicateurs n'est pas adapté à ce type d'inversion.

Si avec un dispositif Gradient, l'inversion des variations de résistivité peut sembler redondante avec l'analyse des variations de résistivité apparente, elle peut être indispensable avec un dispositif tel que le Dipôle-Dipôle. En effet, le protocole Gradient permet d'interpréter visuellement les différences de résistivités apparentes alors qu'avec un dispositif d'acquisition asymétrique (comme pour un protocole Dipôle-Dipôle) la visualisation des résistivités apparentes est plus complexe.

L'inversion des différences de résistivités apparentes (Fig. 81) donne donc un résultat en accord avec l'interprétation proposée pour la figure 80. Il est possible de constater que les phénomènes d'humectation et de ressuyage ne sont pas détectables aussi profondément que ce qu'aurait pu laisser penser une interprétation peu prudente des différences de résistivités apparentes (Fig. 80). Cependant, les phénomènes hétérogènes d'humectation et de ressuyage ne semblent pas totalement limités aux horizons les plus superficiels.

Les modélisations directes ERT réalisées (cf. annexe 6) ont permis de montrer qu'aucun protocole de mesure ERT ne permet d'imager en profondeur et avec précision des structures verticales de faible largeur, telles que des fractures. Cela signifie que les dynamiques d'humectation observées sur les

figures 80 et 81 pourraient être en lien avec des zones où l'horizon de sol et de roche altéré est plus profond, du fait de la présence d'une faille ou d'une fracture. Lors de la phase de ressuyage, le drainage de cette zone par la fracture sous-jacente, se traduirait par une augmentation de la résistivité.

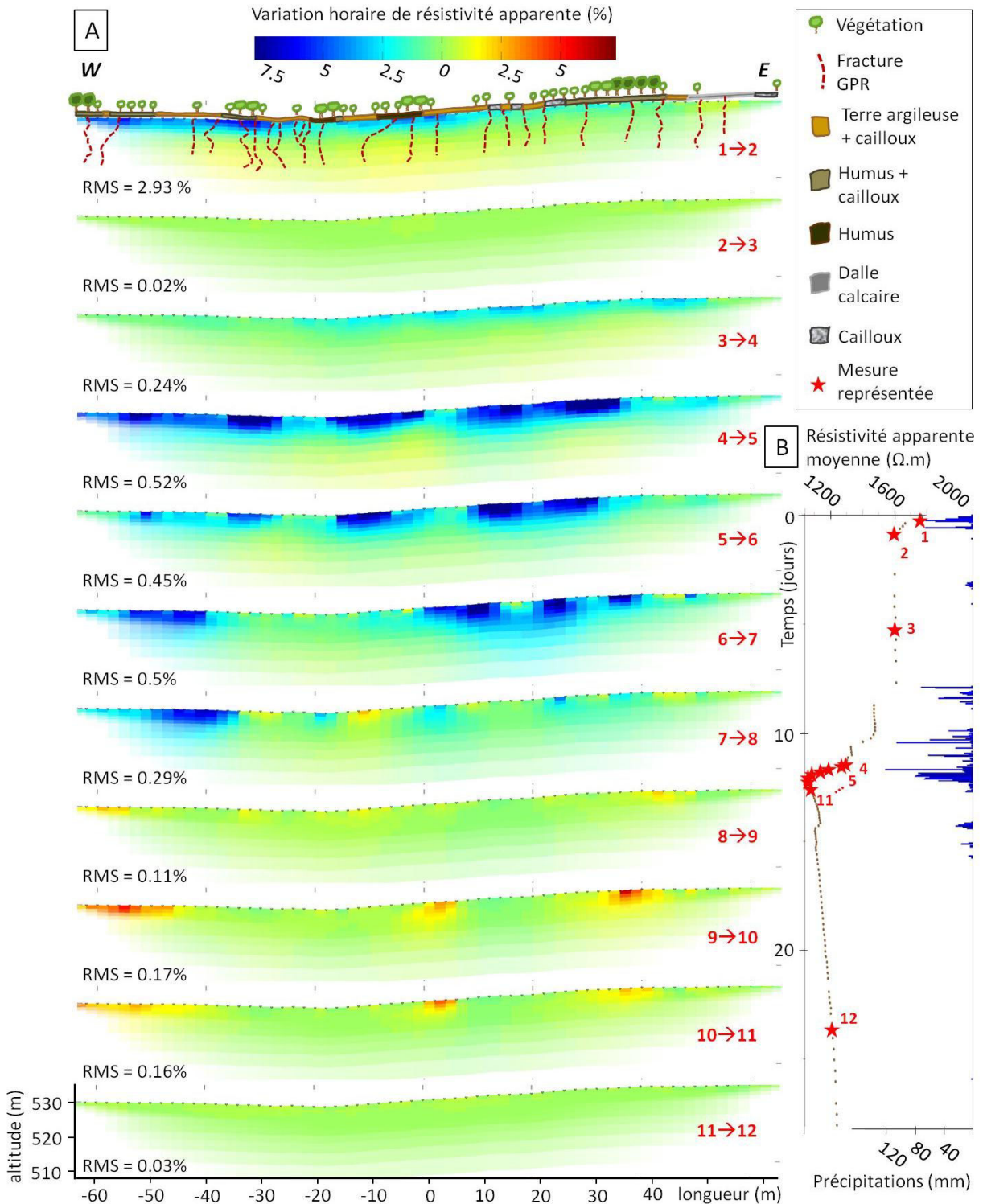


Fig. 81 : (A) Inversion des variations horaires des résistivités apparentes par rapport au pas de temps précédent, logiciel DC2Dinv, avec représentation simplifiée du couvert végétal et du sol ainsi que les fractures détectées avec le GPR (cf. partie III.3) ; (B) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.

IV.3.3.4 Inversion des résistivités apparentes

L'inversion de résistivités apparentes permet de générer un modèle de résistivité du sous-sol. Cette approche est la plus couramment utilisée pour le traitement de données ERT (cf. partie I.3.2.1). De nombreuses combinaisons de stratégies d'inversion et de logiciels ont été comparés avec des paramètres d'inversion équivalents selon les logiciels BERT, Res2Dinv et DC2Dinv (cf. annexe 7 ; Fig. 82 et 83). Les variations de résistivités calculées selon l'équation [17] (cf. partie IV.2.1.2) sont présentées à droite de chaque figure, permettant ainsi de quantifier les changements de résistivité par rapport à l'état initial.

De manière générale, l'interprétation des modèles de résistivité est semblable pour l'ensemble des profils. Les différentes combinaisons d'inversion laissent apparaître de très forts changements de résistivités près de la surface, qui témoignent du passage d'un état très sec à un état très humide. Après un cumul de précipitation de 80 à 100 mm (temps 4, Fig. 82) la résistivité de l'horizon superficiel se stabilise. Cet horizon superficiel concentre alors la majorité des lignes de courant et laisse peu de signal pour caractériser les horizons plus profonds et plus résistants. En effet, les variations de résistivité par rapport à l'état initial γ sont dominées par des artéfacts liés au processus d'inversion. Ces artéfacts localisés sous l'horizon conducteur, montrent des augmentations de résistivité pouvant dépasser 70 %. L'interprétation des parties profondes est donc impossible car ces augmentations n'ont aucune réalité physique. Ces artéfacts d'inversion sont bien connus dans la communauté des spécialistes du suivi ERT pour être une des limitations de l'inversion du *time-lapse* ERT [e.g. Clément et al., 2009 ; Clément et al., 2010]. La sélection des inversions les plus satisfaisantes est principalement fondée sur la minimisation de ces artéfacts en profondeur. Les logiciels DC2Dinv (Fig. 82) et BERT (Fig. 83) se révèlent les plus efficaces pour inverser ce suivi.

A l'abscisse +50 m (Fig. 82 et 83), les modèles représentent un bulbe plus conducteur ($800 \Omega.m$) que la roche encaissante. Il pourrait correspondre à une zone d'infiltration préférentielle. Cette observation est appuyée par le fait que l'infiltration se situe dans une zone où les résistivités de subsurface varient peu et où l'on observe peu de formation d'artéfacts au cours de l'épisode pluvieux. Les légères augmentations de résistivités de surface dans cette zone sont probablement liées à la dégradation du contact électrode/roche, du fait de la dilution par la pluie de la solution salée déposée au pas de temps initial, pour faciliter le contact.

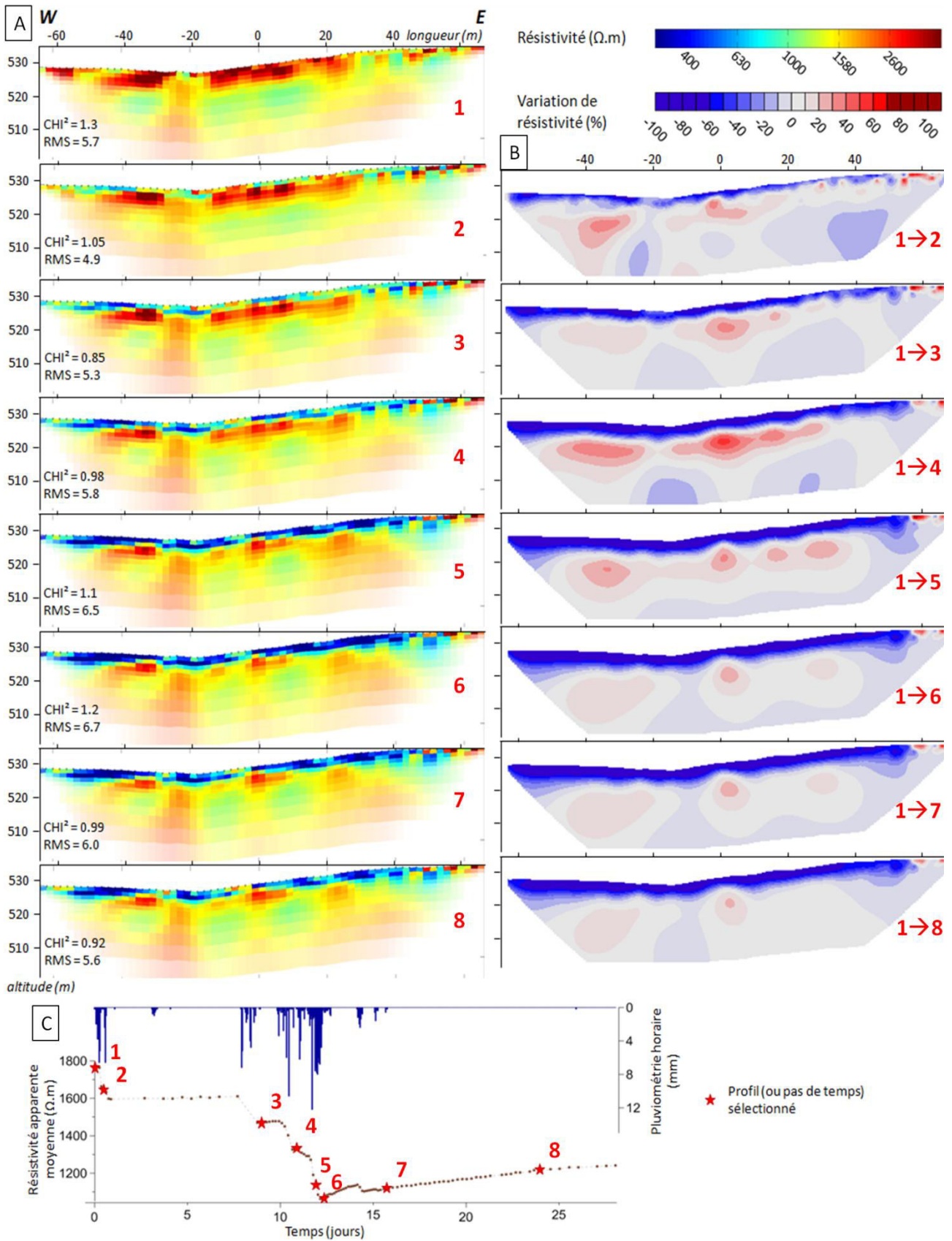


Fig. 82 : Inversion de 8 pas de temps du suivi ERT pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "modèle de référence commun" (cf. partie I.3.2.1), 3 itérations, dispositif Gradient. (A) Modèles de résistivité inversée ; (B) Variation de résistivité inversée par rapport au temps 1 ; (C) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.

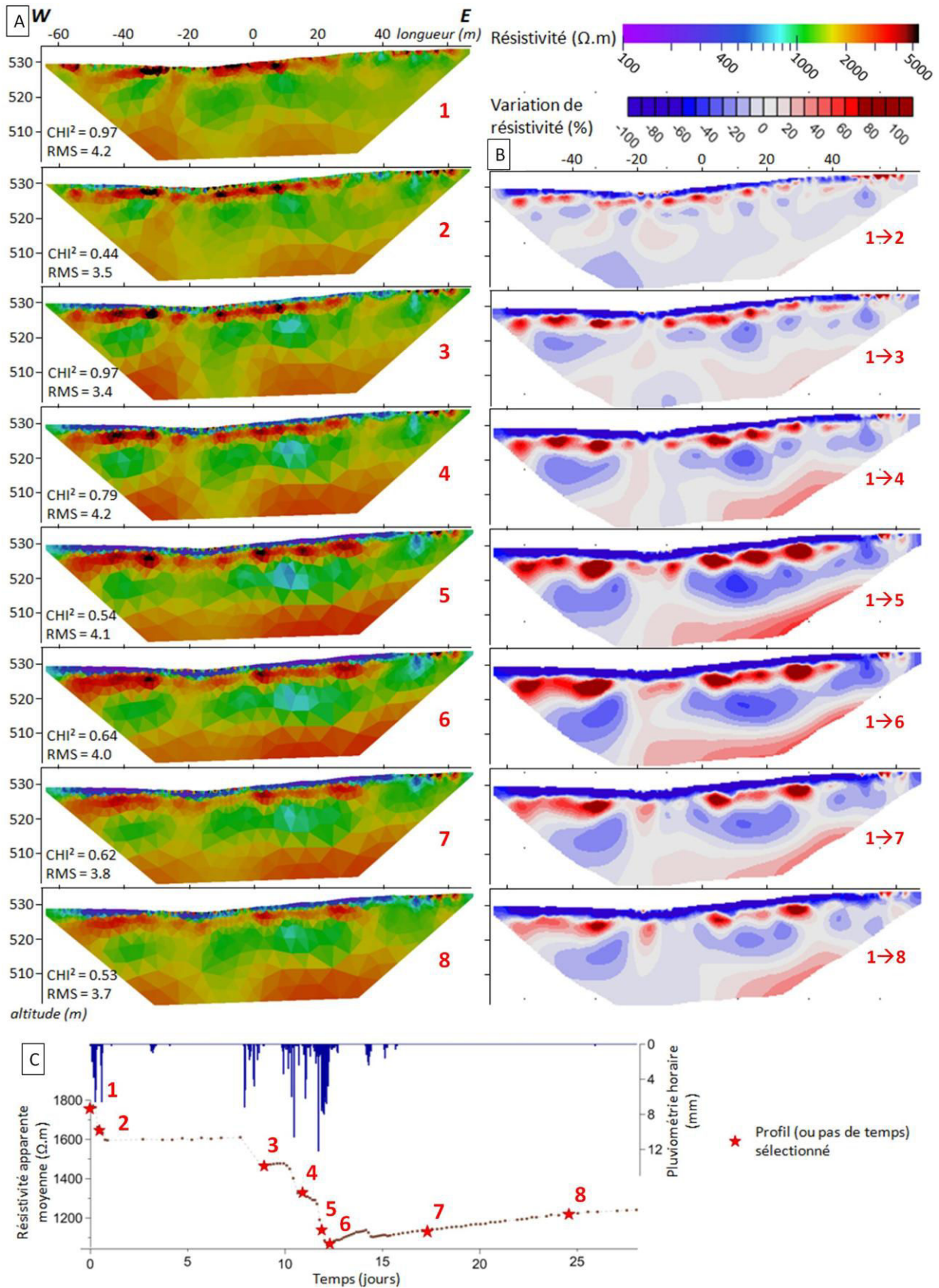


Fig. 83 : Inversion de 8 pas de temps du suivi ERT pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "2 à 2" (cf. partie I.3.2.1), 3 itérations, dispositif Gradient. (A) Modèles de résistivité inversée ; (B) Variation de résistivité inversée par rapport au temps 1 ; (C) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.

- Evaluation de la qualité des modèles inversés avec le DOI index

Les indicateurs de qualité des inversions, tels que le *DOI index* et le *coverage*, permettent de connaître la fiabilité des modèles de résistivité inversée (cf. partie I.3.2.1). Le *DOI index* [Oldenburg et Li, 1999] permet d'exprimer l'influence du modèle de référence sur le processus d'inversion en utilisant deux inversions avec des modèles de référence différents. Plus le *DOI index* se rapproche de 1, plus l'interprétation de la zone est risquée.

Au cours du suivi, les cartes de *DOI index* (Fig. 84) mettent en évidence une augmentation de l'influence du modèle de référence sur les modèles inversés. Cela traduit une dégradation de la qualité des modèles inversés dans les zones où le DOI augmente. Cette dégradation ne se fait pas de manière homogène sur le profil mais elle signale particulièrement les zones où des artéfacts d'augmentation de résistivité sont présents (Fig. 82).

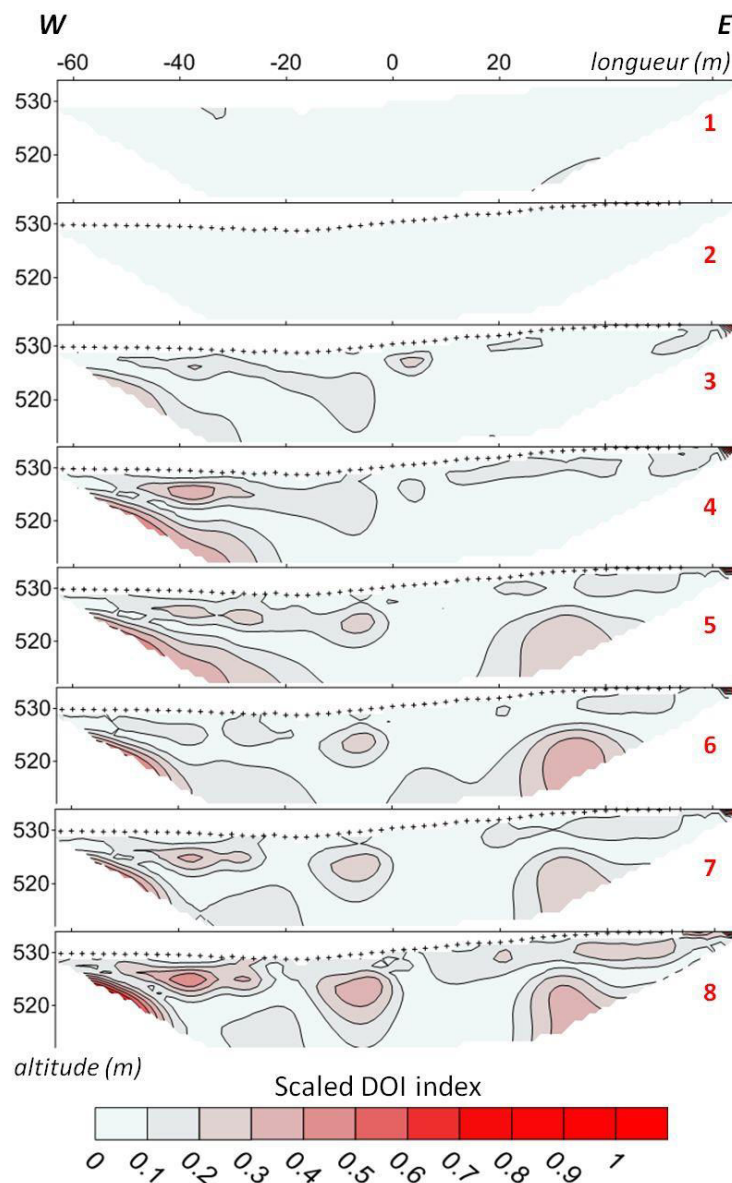


Fig. 84 : Evolution du *DOI index* au cours des 8 pas de temps inversés avec le logiciel DC2Dinv (Fig. 82), stratégie "modèle de référence commun". Normalisation avec la valeur de DOI maximale de l'ensemble des pas de temps.

- Evaluation de la qualité des modèles inversés avec le coverage

Le paramètre *coverage* calculé avec le logiciel BERT [Rücker et al., 2006 ; Günther et al., 2006] permet d'exprimer la sensibilité du modèle inversé. Plus le *coverage* est fort, plus le modèle est sensible et plus le modèle est fiable. Le paramètre *coverage* évolue de manière considérable au cours du temps. En effet, l'isovaleur 0.2 pointé par une ligne pointillée rouge sur la figure 85-A, remonte au cours de l'épisode pluvieux, ce qui témoigne d'une dégradation de la qualité du modèle.

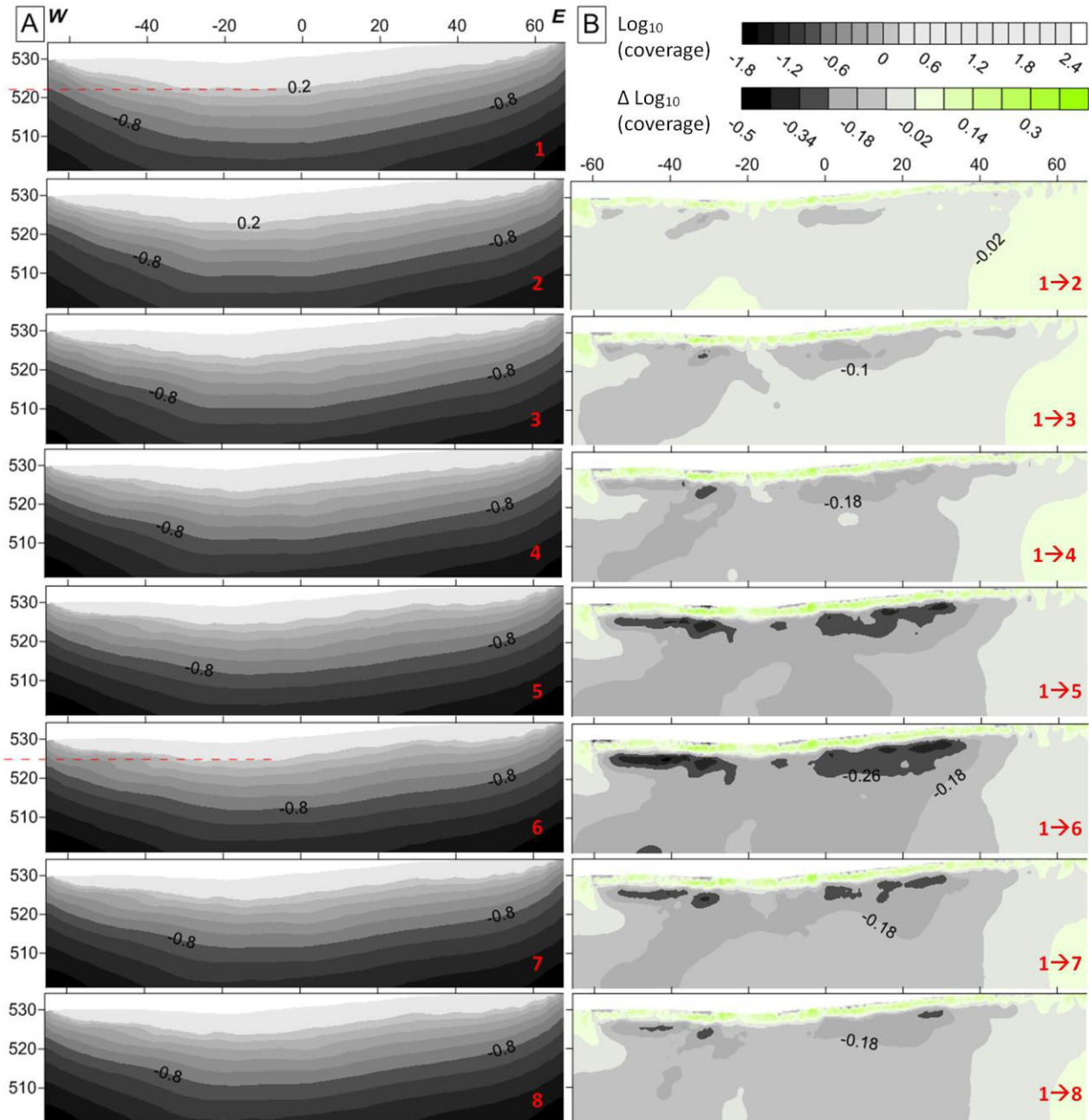


Fig. 85 : Evolution du *coverage* au cours des 8 pas de temps inversés avec le logiciel BERT, stratégie "2 à 2", (Fig. 83). (A) Evolution du paramètre *coverage*, la ligne rouge en pointillé est un repère pour constater l'évolution ; (B) Variation du *coverage* par rapport au *coverage* initial.

Afin de mieux apprécier les changements du paramètre *coverage*, la variation ΔC_{vg} entre le *coverage* initial (C_{vg0}) et le *coverage* d'un instant donné (C_{vgT}) a été calculée selon l'équation [19].

$$\Delta C_{vg} = C_{vgT} - C_{vg0} \quad [19]$$

La figure 85-B permet donc de constater que l'évolution du *coverage* ne se fait pas de manière homogène sur le profil. Le *coverage* se dégrade particulièrement dans les zones où l'on constate des augmentations de résistivité pendant la pluie (Fig. 83). Il est à noter que la zone d'infiltration préférentielle potentielle identifiée précédemment, à l'abscisse +50 m, est située dans une zone où le *coverage* se dégrade peu, donnant ainsi un peu plus de poids à cette interprétation.

Le *DOI index* et le *coverage* confirment donc que les zones interprétées comme des artéfacts sur les figures 82 et 83 ne sont pas interprétables. De manière générale, ces indices de qualité confirment que les modèles de résistivités inversées ne sont pas fiables au-delà de 5 à 8 m de profondeur.

- Test de sensibilité par modélisation directe

Le test de sensibilité par modélisation directe (Fig. 86) permet de mettre en évidence d'une manière différente la faible sensibilité des modèles de résistivité au plus fort de l'événement pluvieux. Cette étape consiste à utiliser le modèle inversé au temps où le sous-sol est le plus humide et de faire varier la résistivité de deux blocs situés en profondeur entre -20 et -95 %. Une simulation d'injection de courant est faite sur le modèle modifié, afin de générer des résistivités apparentes qui sont ensuite inversées. Enfin, la variation de résistivité inversée est calculée par rapport au modèle initial.

Cette étape de modélisation permet de démontrer que même dans un cas théorique (Fig. 86), il faudrait atteindre de très fortes chutes de résistivité, supérieures à -70 %, pour qu'une variation de résistivité en profondeur soit détectable. Une telle chute de résistivité de -70 % en profondeur semble peu probable, sachant que les variations extrêmes mesurées en sub-surface sont de l'ordre de -70 %. De plus, en conditions réelles, les résistivités varient en tout point du profil, la détection d'une telle anomalie semble donc très difficilement envisageable. Ce test par modélisation directe est en accord avec les cartes de *coverage* et de *DOI index* pour démontrer qu'après l'installation de la couche conductrice près de la surface, le modèle de résistivité est très peu sensible aux variations qui peuvent se produire en profondeur. Un éventuel phénomène de recharge de la zone à résistivité modérée ne semble donc pas détectable dans de telles conditions de mesure.

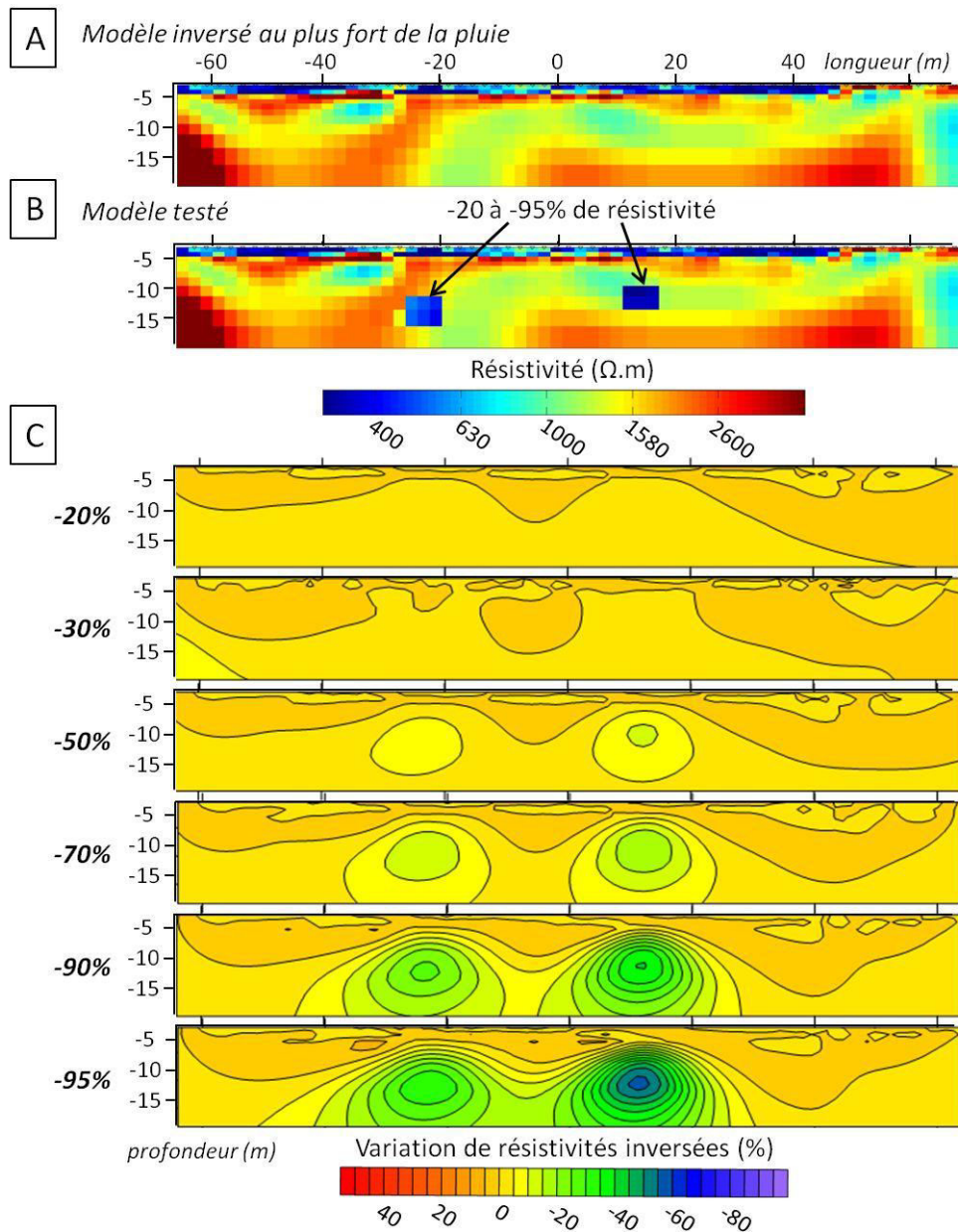


Fig. 86 : Test de sensibilité par modélisation directe, logiciel DC2Dinv, dispositif Gradient ; (A) Modèle de référence ; (B) Modèle testé ; (C) Variation de résistivité par rapport au modèle de référence.

IV.3.4 Conclusions et perspectives de l'expérience

Le potentiel et les limites du suivi ERT événementiel en milieu karstique ont été démontrés au cours de cette expérience. La méthodologie de traitement proposée permet de faire ressortir des informations qui n'apparaîtraient pas avec un traitement classique par inversion des résistivités apparentes. En effet, le contraste de résistivité qui s'établit, au cours de la pluie, entre la roche calcaire électriquement résistante et l'horizon proche de la surface très conducteur rend l'identification des phénomènes profonds difficile, voire impossible, car les lignes de courant se concentrent près de la surface. Les résistivités inversées selon différentes stratégies permettent principalement d'imager le phénomène d'humectation de la sub-surface. Un passage d'eau préférentiel semble tout de même être identifié dans la seule zone où "l'écran" conducteur ne s'est pas installé.

L'étude des différences de résistivités apparentes brutes ou inversées permet de mettre en évidence des informations complémentaires avec les modèles de résistivités inversées. En effet, les circulations d'eau se mettent en place de façon très hétérogène lorsque les résistivités inversées de l'horizon de sub-surface sont stabilisées. L'identification de zones de cheminements préférentiels pour l'eau a été faite grâce à une interprétation combinée des phases d'humectation et de ressuyage. Ces deux périodes de l'expérience fournissent des informations différentes et complémentaires qui ne peuvent être dissociées. Cependant, la géométrie des zones d'infiltration préférentielle identifiées reste difficile à déterminer avec le dispositif d'acquisition utilisé.

Cette expérience a donc permis de déterminer des zones d'intérêt. Il semblerait porteur de renouveler ce type d'expérience avec un écartement inter-électrode réduit, d'ordre décimétrique, afin de détecter la géométrie des zones d'infiltration préférentielle et savoir si elles sont réellement en lien avec une fracture. La partie Est du profil, vers les abscisses 40 et 50 m, serait propice pour renouveler cette expérience car des chemins préférentiels y ont été mis en évidence et "l'écran conducteur" n'occupe que partiellement la zone. D'autre part, il serait judicieux d'effectuer de manière simultanée un suivi dans la galerie du LSBB afin de détecter la dynamique de l'eau en profondeur. Cependant la présence éventuelle de structures métalliques dans le béton de la galerie risquerait de créer des perturbations importantes et rendre risquée l'inversion des résistivités. Comme il a été démontré précédemment, l'étude des différences de résistivité serait alors une alternative pour relier les variations temporelles de résistivité à la dynamique de l'eau.

Chapitre V SYNTHÈSE PAR GEOMODELISATION

V.1 Introduction

Le site de la sortie de secours du LSBB est désormais un site largement investigué par plusieurs techniques hydrogéophysiques. Une grande quantité d'informations est donc disponible et plusieurs hypothèses de fonctionnement hydrogéologique ont été formulées (cf. chapitre II, III, IV). Afin de synthétiser les diverses informations, un modèle géologique en 3D (ou géomodèle) a été réalisé pour regrouper dans un repère commun les connaissances géologiques, hydrodynamiques, géophysiques et géotechniques. La géomodélisation 3D consiste à réaliser une représentation 3D simplifiée des objets géologiques (failles, fractures, stratifications, zones altérées) en vue de leur attribuer des propriétés pétrophysiques volumiques. La construction du géomodèle permet une ré-interprétation couplant les informations de différentes natures ; elle peut mener à préciser, modifier, voire remettre en cause les hypothèses de fonctionnement. Ce travail de modélisation est également un moyen d'ouvrir des perspectives pour le site expérimental en terme de modélisation hydrodynamique en 3D.

Le travail de géomodélisation a fait l'objet d'un stage de Master 2 [Ollivier, 2013] et a été présenté au rendez-vous annuel du consortium GOCAD, le 33ème Gocad-Meeting à l'Université de Nancy [Ollivier et al., 2013].

V.2 Matériel et méthode

V.2.1 Le logiciel utilisé : GOCAD

Le logiciel GOCAD® (*Geological Object Computer Aided Design*) est un modéleur géométrique d'objets naturels qui est devenu un standard dans la plupart des compagnies pétrolières et se trouve de plus en plus utilisé dans le monde universitaire. Le développement du logiciel a débuté en 1989 à l'Université de Nancy. Il est aujourd'hui développé par un consortium qui regroupe de nombreuses Universités et compagnies pétrolières à travers le monde. La commercialisation de GOCAD est assurée par la société Paradigm [www.pdgm.com].

GOCAD est un logiciel muni d'une interface graphique conviviale organisée sous forme de "*workflow*". Chaque *workflow* guide l'utilisateur dans une suite d'opérations pour répondre à une problématique donnée. GOCAD est couramment utilisé pour la modélisation de réservoirs profonds à partir de données de forage et de prospections sismiques profondes [e.g. Guiziou et al., 1996 ; De Veslud et al., 2005], mais ce logiciel est aussi adapté pour la modélisation à partir de données de surfaces [Caumon et al., 2009]. En revanche, la combinaison de données géologiques, géophysiques, géotechniques et hydrogéologiques n'a encore jamais été présentée. A terme, le modèle géologique créé pourra être transposé en maillage pour la modélisation déterministe à base physique des écoulements [e.g. Kalbacher et al., 2005 ; Ross et al., 2005 ; Oladyskhin et al., 2008].

V.2.2 Stratégie de construction

La construction d'un géomodèle s'organise en trois grandes étapes (Fig. 87) :

1. vérifier, valider, mettre au format et importer des données dans le géomodèle. La multiplication des sources et des formats de données peut rendre cette étape délicate. A l'issue de cette étape les données peuvent être visualisées dans un même espace 3D ;

2. créer les surfaces géologiques, interfaces stratigraphiques ou failles pour obtenir un modèle stratigraphique. Cette étape se divise en trois sous-étapes [Caumon et al., 2004] : identification des indices, construction de la surface selon la méthode "Discrete Smooth Interpolation" (DSI) et vérification de la qualité par calcul des distances entre surfaces et indices numérisés ;
3. convertir le modèle surfacique en modèle volumique et attribuer des propriétés physiques à chaque nœud du maillage constituant le modèle.

Dans le cadre de ce travail de thèse, la réalisation des deux premières étapes permet déjà de répondre au principal objectif qu'est la synthèse des connaissances du site et l'interprétation couplée de l'ensemble des connaissances en terme de fonctionnement hydrogéologique. La troisième étape reste en perspective de ce travail.

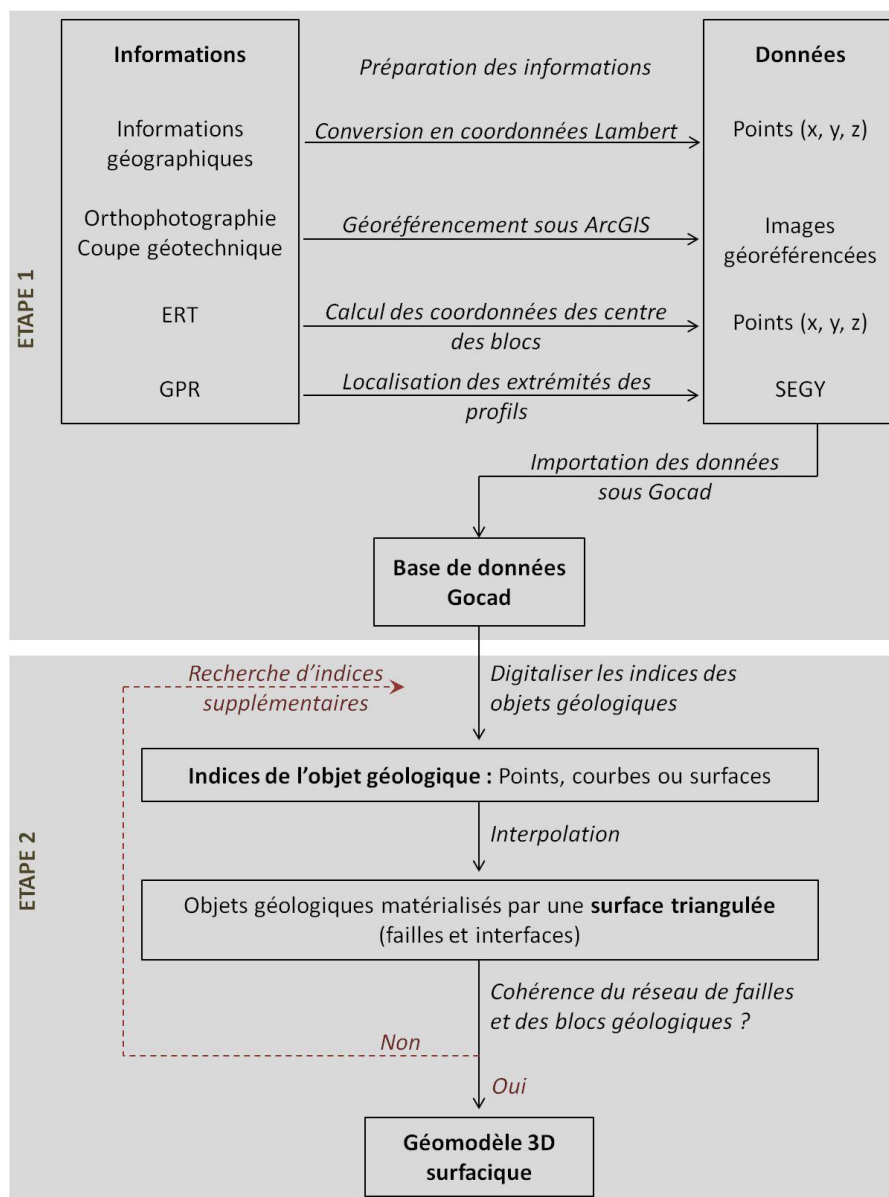


Fig. 87 : Schéma conceptuel de la méthodologie appliquée pour la construction du géomodèle 3D de type surface [Ollivier, 2013 ; modifié].

Les informations disponibles pour la réalisation du géomodèle peuvent être classées en deux familles en fonction de leur échelle. La mise en relation directe de données à échelles hectométrique et décamétrique est difficile. Par exemple, les objets détectés par géoradar ne sont pas mentionnés sur la carte géologique et vice-versa. Afin d'intégrer dans un même géomodèle des informations d'échelles et de résolutions différentes, deux géomodèles intermédiaires ont été réalisés (Fig. 88) :

- un premier géomodèle global, à échelle kilométrique, a été construit sur la base de la carte géologique, des plans géotechniques et du modèle numérique de terrain à l'échelle de la Grande Montagne ;
- un second géomodèle, à échelle pluri-décamétrique, a été réalisé sur la base des données géophysiques et géotechniques.

Les deux géomodèles ont ensuite été combinés afin de proposer un géomodèle final (Fig. 88).

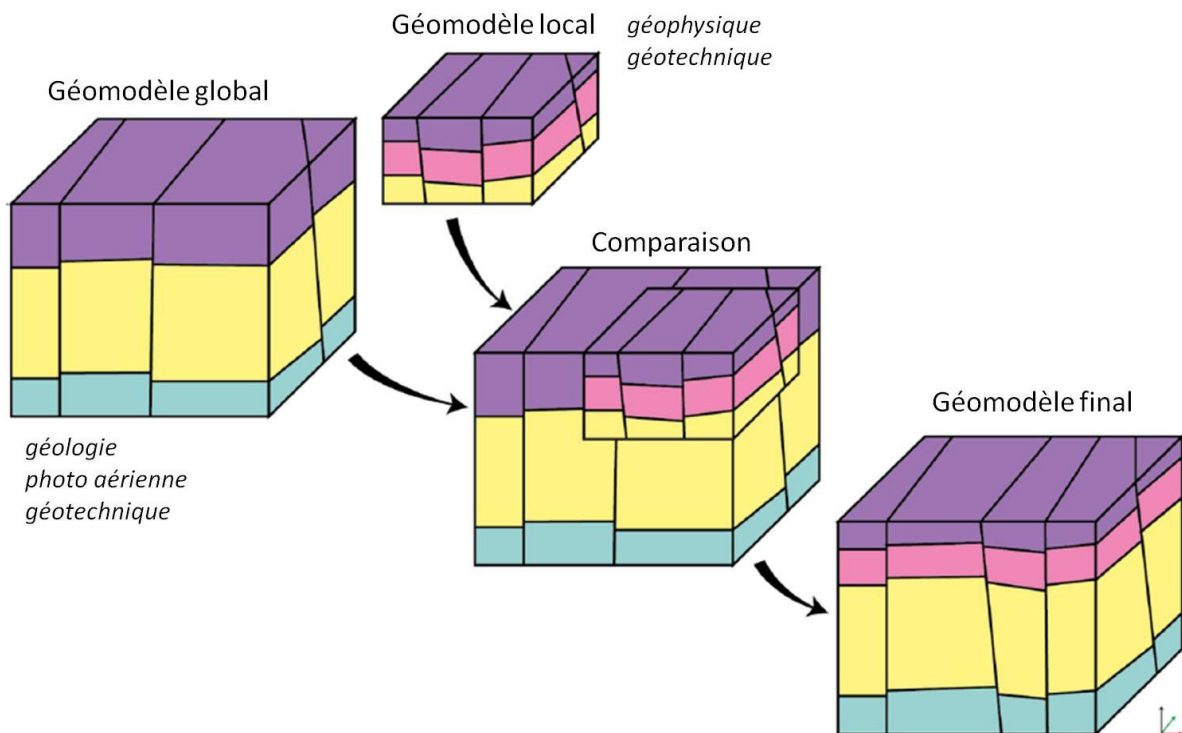


Fig. 88 : Intégration des différentes échelles d'information pour la construction du géomodèle [Ollivier, 2013, modifié].

V.2.3 Données d'entrée

Les données d'entrée utilisées pour la construction du géomodèle sont d'origine et de formats divers :

- la carte géologique au 50 000^{ème} [Blanc et al., 1973],
- les plans géotechniques de la galerie de secours du LSBB [SEREB, 1967],
- le modèle numérique de terrain issu de la campagne menée par l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques en 2001 et d'une campagne menée durant ce projet de thèse,
- les campagnes d'ERT 2, 5 et 7 (cf. parties III.3 et IV.2.1),
- les campagnes de GPR 1 et 2 (cf. partie III.3).

La méthode mathématique DSI permet d'intégrer dans le géomodèle ces diverses sources de données en leur attribuant des poids plus ou moins forts dans l'interpolation en fonction de leurs

incertitudes [Mallet, 1992, 1997]. D'une part, la précision du positionnement varie selon la technique de géolocalisation, d'autre part, la résolution varie selon la nature des données, la technique et la profondeur.

V.3 Construction et géomodèle final

Dans un premier temps, le modèle géologique global a permis de mettre en évidence le prolongement des objets géologiques de taille hectométrique en profondeur (Fig. 89). L'interface entre les membres U2 et U3 (cf. partie II.1) se situe à une trentaine de mètres de profondeur au droit du point D.

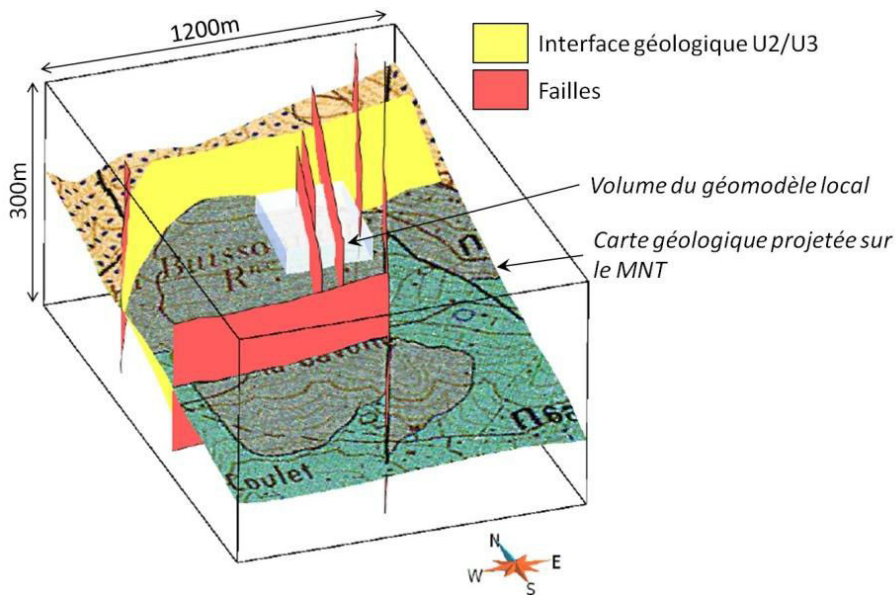


Fig. 89 : Géomodèle global basé sur la carte géologique et la géotechnique [Ollivier et al., 2013 ; modifié].

Dans un second temps, le géomodèle local de taille hectométrique regroupe les objets identifiés sur la base d'indices provenant des données géologiques, géophysiques et géotechniques (Fig. 90). Trois failles principales recoupent la zone. Ces failles sont mentionnées sur les plans géotechniques et semblent correspondre à des alignements sur les sections ERT. En revanche, leur identification sur les sections GPR n'est pas évidente car ces failles hectométriques ne génèrent pas une interface nette mais se divisent en de nombreuses fractures. Il a donc été choisi de contraindre les accidents à passer par les trois zones fracturées les plus denses. Le jeu de ces failles a été contraint par les décalages observés au niveau du toit des stratifications obliques. En effet, cette interface a pu être nettement identifiée dans la partie centrale de la zone modélisée, puis elle a été étendue au-delà, en suivant les informations fournies par les profils ERT de 252 m acquis lors de la campagne 7 (cf. partie III.3). La base de la formation à stratifications obliques n'est pas identifiable par GPR. Cette interface a été délimitée suivant la base de la zone à résistivité modérée vers 20 m de profondeur et de manière à constituer une formation isopaque à stratifications obliques. Le GPR a permis d'identifier de nombreuses fractures sur l'ensemble de la zone mais, du fait d'un écartement important entre les profils, la connexion entre les différentes fractures n'a pas encore pu être établie. Sans succès, il a été tenté de relier ce réseau de fractures aux alignements d'arbres dont les positions ont été relevées par GPS lors de l'inventaire forestier (cf. partie II.2.2.2).

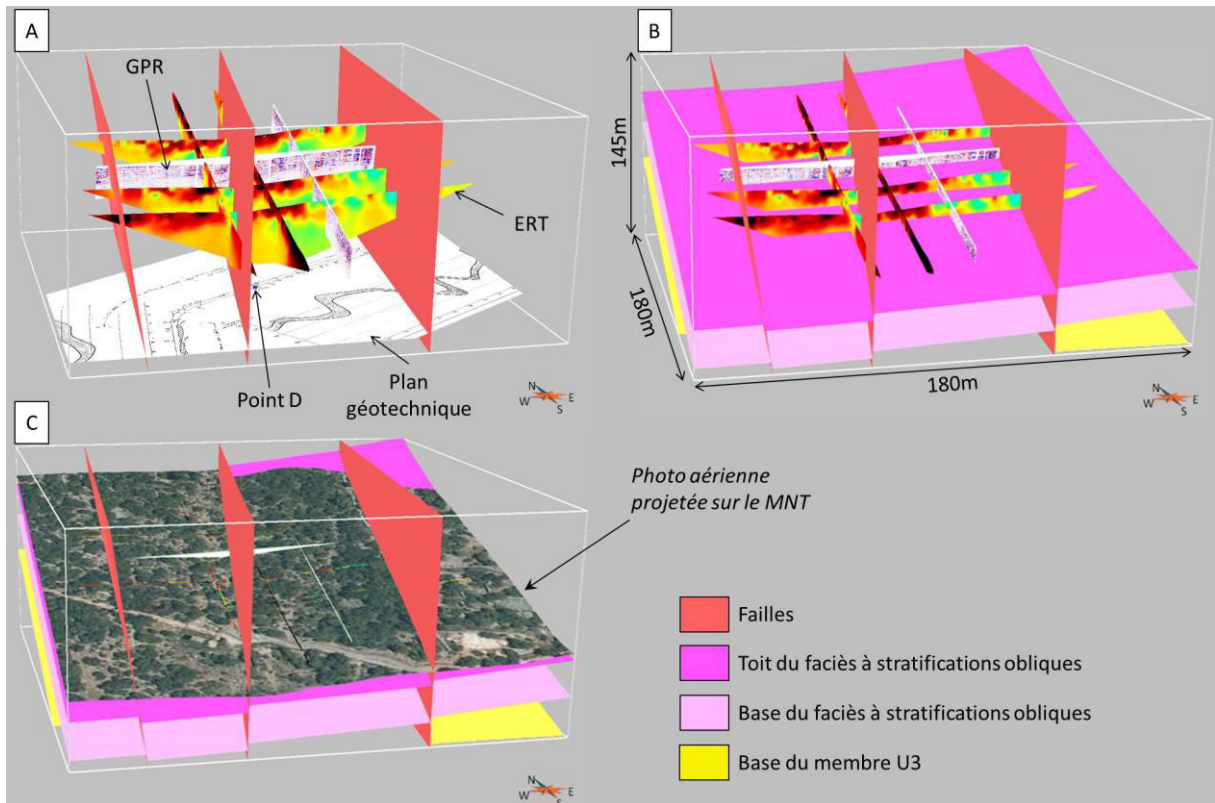


Fig. 90 : Les grandes étapes de la construction du géomodèle local. (A) Construction des failles ; (B) Construction des interfaces ; (C) Représentation de la topographie.

Le géomodèle surfacique final comporte trois failles principales et trois interfaces. Même si elle n'a pas été reconnue par géophysique, l'interface U2/U3 est représentée selon les informations de la coupe géotechnique et de la carte géologique. Cette même interface est affectée par les mêmes jeux de faille que ceux qui ont été mesurés pour le toit des stratifications obliques. Les formations comprises entre la base de la formation à stratifications obliques et le toit du membre U2 devraient correspondre aux formations de la figure 49, affleurement le plus à l'Est de la coupe des antennes.

V.4 Discussions

La construction du géomodèle 3D n'est pas une étape directe. Elle a induit une réinterprétation des informations de différents types (géophysiques, géologiques, géotechniques et hydrogéologiques) qui mène à ajuster le géomodèle. Ainsi, certaines étapes de la construction du géomodèle peuvent présenter un caractère itératif pour satisfaire au mieux les différentes sources d'information et se rapprocher de la réalité de terrain. Finalement, le géomodèle obtenu est cohérent avec les hypothèses de fonctionnement formulées dans les chapitres précédents.

La formation des stratifications obliques à résistivité électrique modérée correspond à la zone à forte teneur en eau RMP de proche surface (Fig. 91). Les fortes teneurs en eau RMP mesurées plus en profondeur correspondent au membre urgonien U2 qui est particulièrement poreux (cf. partie II.1.2.2).

Les zones d'infiltrations préférentielles, mises en évidence par tomographie électrique lors de l'épisode pluvieux d'octobre/novembre 2011, semblent correspondre sur la figure 91, aux failles et fractures. Ces zones apparaissent en rouge/jaune sur la section des variations de résistivités

apparentes car la résistivité électrique a rapidement augmenté dès la fin de la pluie. Sur la partie Ouest de cette section, l'augmentation de résistivité affecte une zone ayant une extension latérale assez importante. Cette zone a forte densité de fractures sur la section géoradar se situe au droit d'une faille sur le géomodèle. Elle pourrait donc constituer un passage préférentiel pour l'eau. Les deux failles situées au centre et à l'Est du géomodèle ne semblent pas correspondre à des zones d'infiltrations préférentielles. Ces deux failles ne présentent pas le même sens de déplacement des blocs que la faille située à l'Ouest. Cette différence pourrait expliquer leurs comportements différents vis-à-vis de l'eau. Les deux autres zones d'infiltrations préférentielles situées au centre et à l'Est du profil seraient donc liées à la présence de fractures. Ceci expliquerait pourquoi ces deux zones d'infiltrations préférentielles présentent une plus faible extension latérale car l'influence d'une fracture est plus localisée que celle d'une faille.

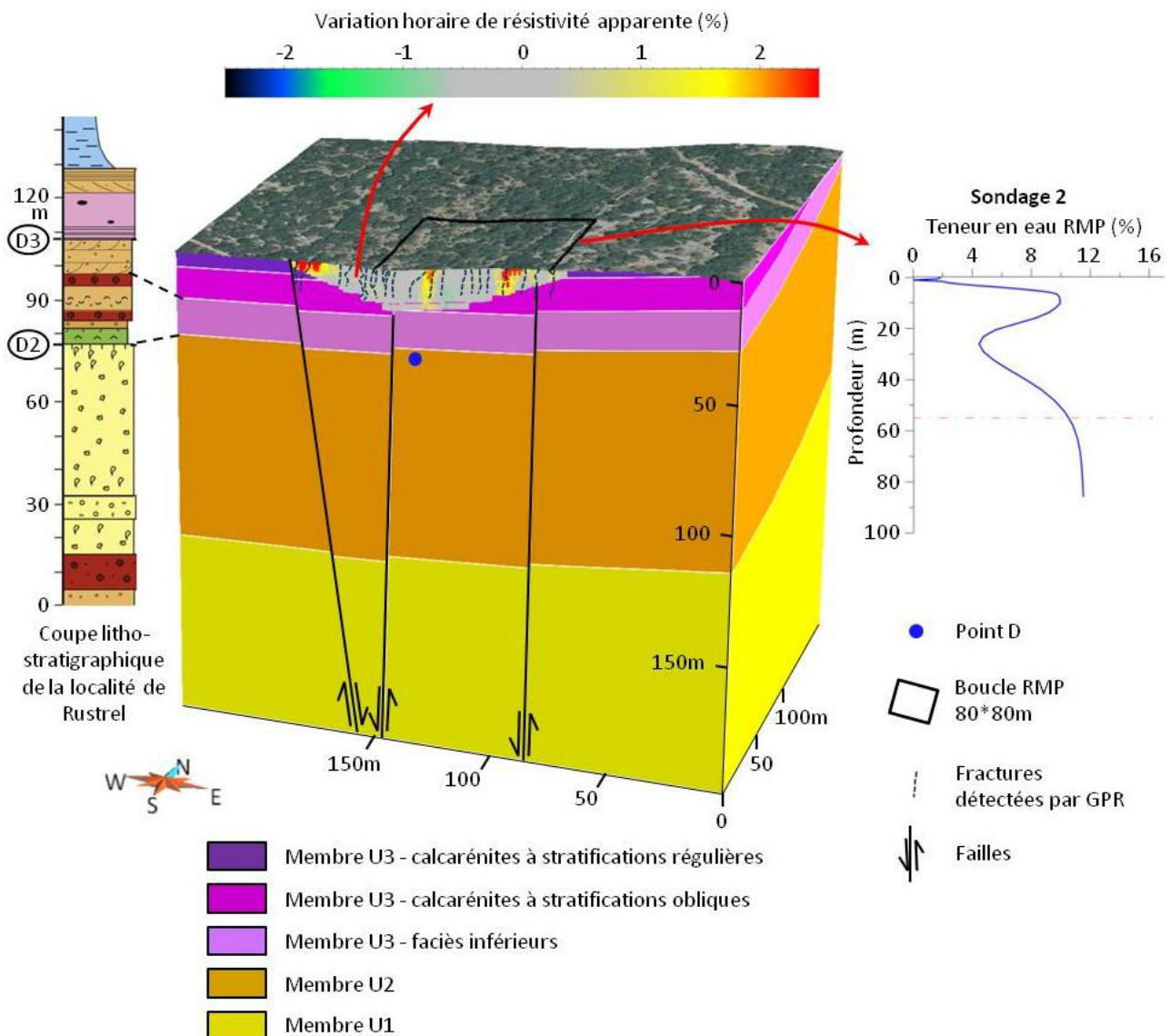


Fig. 91 : Confrontation du géomodèle 3D avec les hypothèses de fonctionnement hydrogéologique du site expérimental. Le géomodèle est tronqué le long du profil LSBB03. La section de variation horaire de résistivité apparente correspond à la variation observée à la fin de l'épisode pluvieux et laissant apparaître un phénomène de ressuyage (Fig. 80). Légende de la coupe lithostratigraphique à la figure 46.

V.5 Perspectives

Ce travail de géomodélisation met en avant trois principales perspectives : la création du réseau de fractures, l'inversion des données RMP en 3D contraintes par le géomodèle et la modélisation hydrodynamique distribuée.

Un grand nombre de fractures a été détecté par GPR, mais à ce jour, les connexions entre fractures n'ont pas été établies. Celles-ci pourraient être simulées de manière stochastique en contraignant leur création autour des fractures identifiées par GPR et selon les directions de fracturation relevées sur le terrain. Cette opération pourrait être réalisée avec un "plug-in" du logiciel GOCAD comme celui développé par Bonneau et al. [2013] pour produire stochastiquement un réseau de fractures grâce à des données de micro-sismique et des relevés de fracturations.

Les données de RMP ont été inversées en 1D comme présenté dans la partie IV.2.2. L'inversion 3D a été tentée dans le cadre de ce travail mais les résultats ne sont pas encore satisfaisants [Mazzilli et al., 2012]. Actuellement, l'inversion RMP en 3D permet de représenter de manière assez satisfaisante l'ensemble du stock d'eau présent. Cependant, la distribution spatiale des volumes d'eau dans un milieu discontinu hétérogène reste imprécise [Boucher et al., 2006 ; Mazzilli et al., 2012]. Le géomodèle pourra alors être utilisé afin de contraindre la distribution spatiale du stock d'eau dans certaines formations géologiques, à l'image du travail de modélisation gravimétrique présenté précédemment (cf. partie IV.2.3). L'opération permettra d'obtenir un modèle de porosité spatialisé qui pourra être utilisé pour paramétrer le géomodèle 3D volumique.

La création d'un réseau de fractures et la distribution des porosités seront deux étapes importantes pour aller vers la modélisation hydrodynamique. La création d'un modèle hydrodynamique local aura pour but de reproduire l'écoulement du point D, voire de faire des simulations de transport. Ce modèle hydrodynamique serait une première pour la simulation des écoulements dans la ZNS du karst et permettrait d'améliorer encore considérablement la compréhension du fonctionnement de ce milieu complexe.

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS GENERALES

Les résultats de ce travail de thèse se divisent en trois grandes parties :

- la proposition d'une approche méthodologique opérationnelle pour l'étude de la ZNS du karst principalement basée sur la prospection hydrogéophysique et son apport à la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques ;
- la compréhension de l'hydrosystème local qui alimente le point D, dont l'écoulement est pérenne bien qu'il soit situé à seulement 33 m de profondeur dans la ZNS du karst ;
- une avancée sur la conceptualisation du fonctionnement de la ZNS du karst, à savoir que les variations du stock d'eau mesurées à plusieurs dizaines de mètres de profondeur démontrent que cette zone ne peut être considérée comme une simple zone de transit de l'eau.

L'approche méthodologique proposée pour l'étude de la ZNS du karst se divise en quatre étapes : (1) étude préliminaire du contexte géologique et hydrogéologique, (2) caractérisation géophysique de la structure géologique, (3) caractérisation hydrogéophysique du fonctionnement hydrodynamique, (4) synthèse par géomodélisation 3D.

(1) Une phase préliminaire d'étude géologique, hydrogéologique et de modélisation des échanges entre le sol, les plantes et l'atmosphère a été réalisée afin de cerner les caractéristiques de la zone et de planifier en conséquence les investigations géophysiques. L'amélioration de l'estimation des flux entrant dans l'hydrosystème karstique constitue une avancée considérable car le terme "recharge" est généralement une des sources d'incertitude majeure dans la modélisation hydrogéologique.

(2) Les premières investigations géophysiques ont été entreprises pour détecter la structure géologique de la partie superficielle de la ZNS du karst. L'utilisation combinée de la tomographie électrique et du géoradar s'est avérée efficace et rapide pour imager les structures superficielles (stratifications et fractures) jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur. Ces travaux ont été valorisés à travers un article publié dans *Journal of Applied Geophysics* : "*Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone*".

(3) Le suivi hydrogéophysique nécessite des conditions de mesure équivalentes d'une campagne à l'autre telles que : une structure géologique stable (absence de mouvements tectoniques ou de glissements de terrain), des températures et des niveaux de bruits semblables, un matériel équivalent et préalablement calibré. Ainsi, la majorité des variations du signal géophysique peut être attribuée à des variations de teneur en eau.

L'étude du fonctionnement hydrogéologique de la ZNS du karst par géophysique constitue l'un des points forts de ce travail. A ce jour, peu de sites karstiques ont été aussi lourdement investigués avec une telle diversité de méthodes et de techniques géophysiques dans l'optique d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique. Deux échelles temporelles ont été étudiées dans ce travail : l'échelle saisonnière et l'échelle événementielle.

A l'échelle saisonnière, des variations du stock d'eau ont été identifiées à plusieurs niveaux de la ZNS du karst. La tomographie électrique permet de suivre l'état hydrique des horizons superficiels avec

un investissement limité en termes de main d'œuvre. L'évolution des résistivités électriques est cohérente avec les résultats de la modélisation des échanges entre le sol, les plantes et l'atmosphère. Cependant, en profondeur, la tomographie électrique est affectée par des artéfacts et n'offre pas une résolution suffisante pour conclure sur la dynamique de l'eau. Les mesures de gravimétrie différentielle et de résonance magnétique des protons viennent apporter des informations complémentaires sur la présence et la variation du stock d'eau en profondeur.

A l'échelle événementielle, le suivi d'un épisode pluvieux par tomographie électrique a montré des perspectives encourageantes pour suivre la recharge. Cependant, l'expérience semble approcher certaines limites dans des conditions d'acquisition aussi exigeantes qu'un épisode pluvieux automnal méditerranéen. Ce suivi a permis d'imager l'humectation des horizons superficiels et de mettre en évidence des zones de passage préférentiel pour l'eau, tant dans les phases d'humectation que de ressuyage. Le traitement d'une telle quantité de données acquises dans un milieu aussi complexe que le karst nous a conduit à proposer une méthodologie spécifique de traitement pour faire ressortir les informations utiles à la compréhension hydrogéologique du système.

(4) La géomodélisation 3D est une solution efficace pour visualiser et synthétiser l'ensemble des informations géophysiques, géologiques, géotechniques et hydrogéologiques dans un seul espace virtuel 3D. Le géomodèle permet également d'améliorer l'interprétation hydrogéophysique, voire de contraindre l'inversion lors d'une seconde étape de traitement des données géophysiques. Enfin, la géomodélisation permet de préparer d'éventuels travaux de modélisation hydrodynamique distribuée.

L'organigramme de la figure 92, synthétise la méthodologie proposée pour l'étude hydrogéophysique de la ZNS du karst. Ce schéma de synthèse a été établi grâce à l'expérience acquise dans le cadre de cette étude et aux recherches bibliographiques. Il est divisé en quatre étapes qui peuvent être mises en œuvre de différentes manières en fonction des finalités de l'étude. De nombreuses interactions sont envisageables entre les différentes étapes. Par exemple, les résultats de la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère peuvent être utilisés pour l'étude de la relation pluie/débit ou pour l'interprétation des suivis géophysiques saisonniers, comme cela a été réalisé dans cette étude. Il est également concevable d'améliorer la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère grâce à une meilleure évaluation de la réserve utile par prospection géophysique. D'autres interactions sont envisageables, telle que l'utilisation des résultats de la modélisation des échanges sol/plante/atmosphère pour l'interprétation du suivi événementiel, mais elles n'ont pas été intégrées dans la figure 92 afin de conserver sa lisibilité.

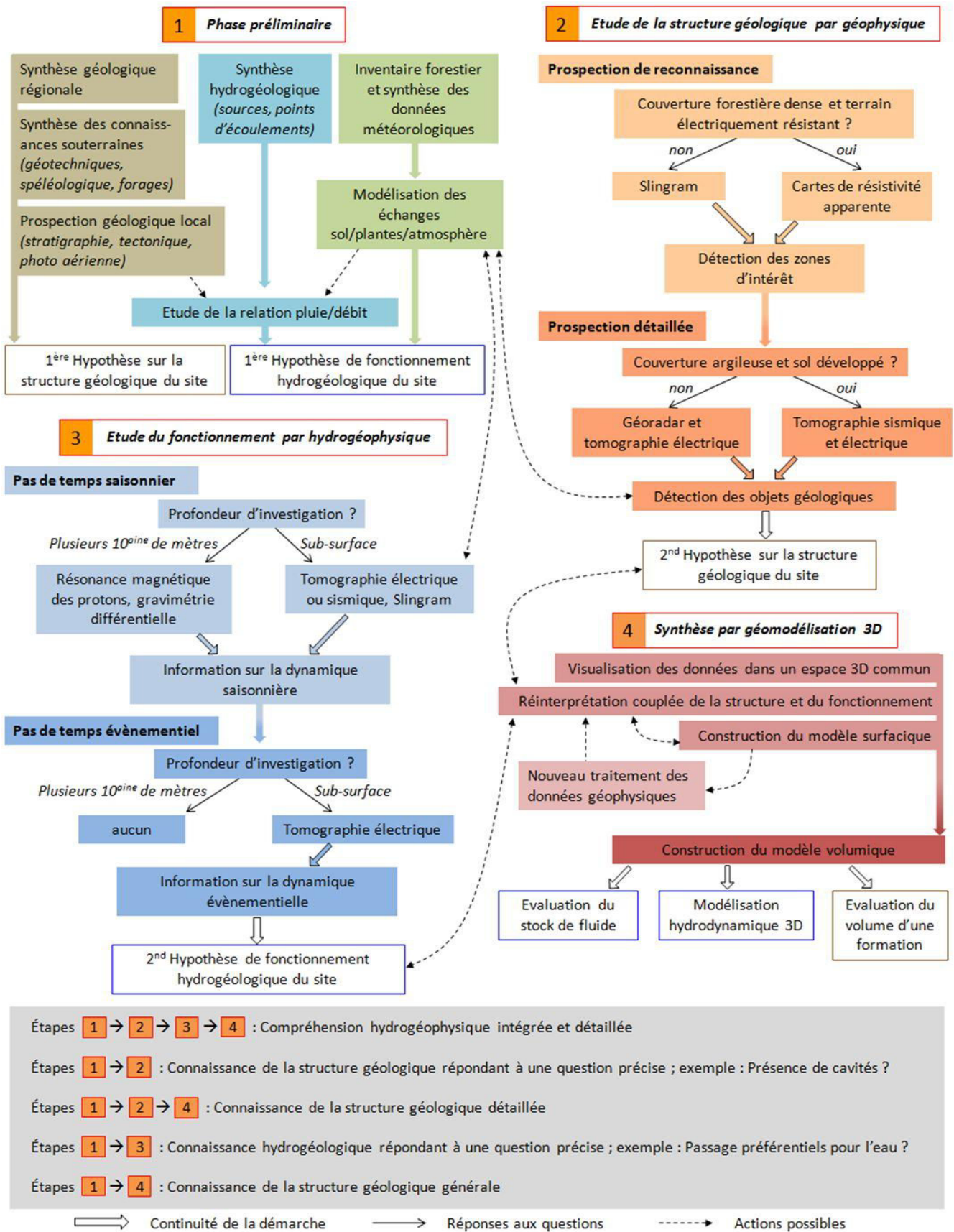


Fig. 92 : Méthodologie de prospection hydrogéophysique de la zone non saturée du karst à l'aide des outils usuels de prospection de surface.

La compréhension de l'hydrosystème local qui alimente le point D a été améliorée lors de cette étude. Dans un premier temps, l'approche classique par prospection géologique et étude hydrogéologique a permis de formuler des hypothèses et de planifier efficacement les campagnes de mesures géophysiques.

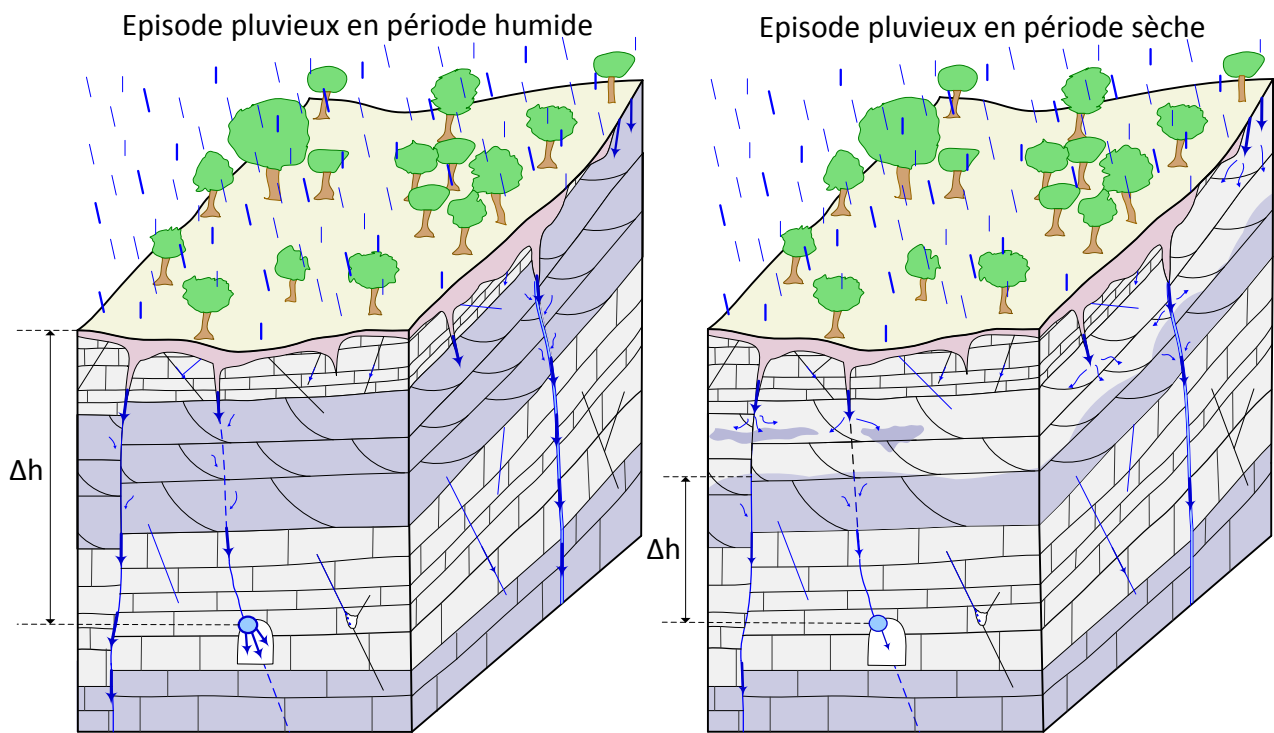
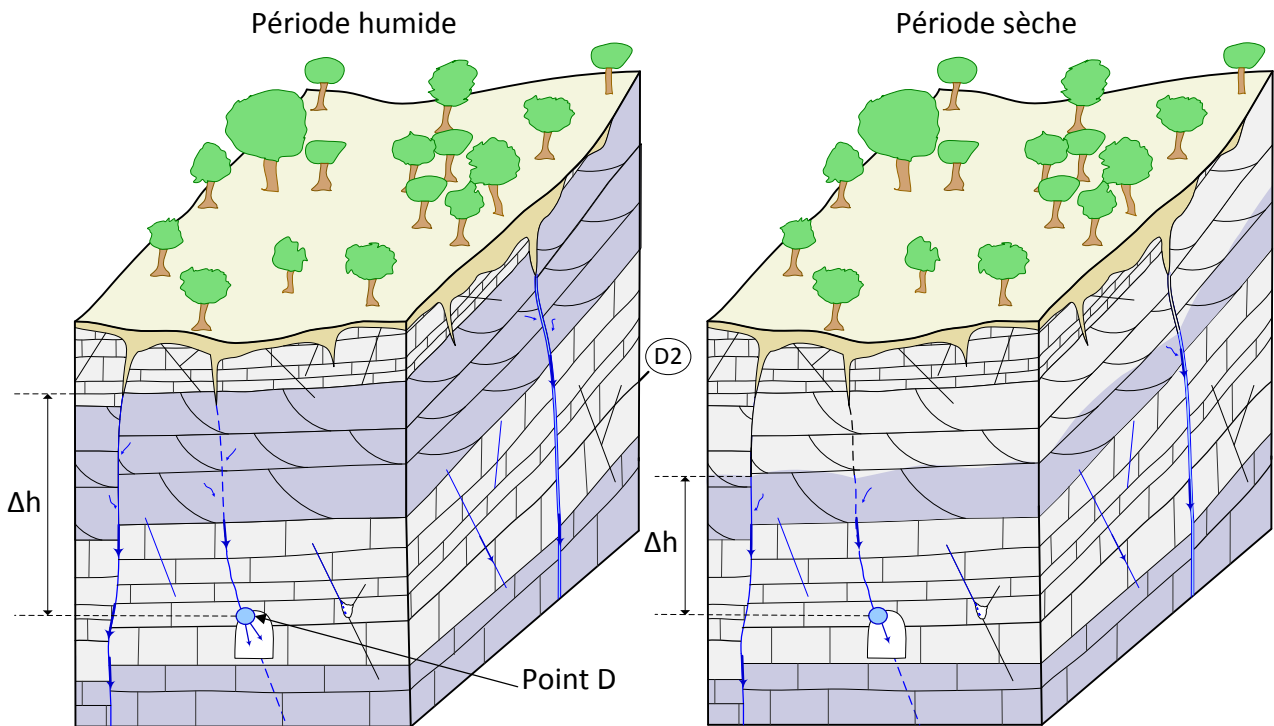
Dans un second temps, la détection de la structure géologique, au droit du point D, a été réalisée à l'aide du géoradar et de la tomographie électrique. Entre 5 et 18 m de profondeur, des calcaires à stratifications obliques présentent une résistivité électrique modérée et correspondent certainement à un calcaire particulièrement poreux, formé dans un environnement de dépôt agité (Fig. 93). Ces formations calcaires pourraient alimenter D *via* une fracture identifiée sur le plan géotechnique de la galerie. Leur caractère peu perméable associé à un stock d'eau important permettrait ainsi d'alimenter le point d'écoulement D même lors des sécheresses les plus sévères.

Dans un troisième temps, la dynamique de l'eau a été étudiée à l'aide de la tomographie électrique, de la gravimétrie et de la résonance magnétique des protons. Le suivi des variations des résistivités électriques à l'échelle saisonnière et événementielle a été mis en relation avec l'évolution de la réserve hydrique de la forêt. Ce suivi a également permis de montrer que la dynamique du point D n'est pas en lien direct avec l'état hydrique des horizons superficiels. La gravimétrie et la résonance magnétique des protons sont des méthodes intégratrices qui ne permettent pas d'attribuer clairement aux formations à stratifications obliques, la variation du stock d'eau observée entre la surface et la galerie. Cependant, ces méthodes ont permis d'identifier des variations saisonnières de teneur en eau en dessous du point D.

Dans un quatrième temps, la phase de géomodélisation 3D a permis de synthétiser les connaissances pour proposer une hypothèse générale de fonctionnement pouvant être détaillée de la façon suivante (Fig. 93). Le stockage de l'eau qui alimente le point D s'effectue dans une matrice calcaire à forte porosité. Cette hypothèse s'accorde particulièrement avec le caractère hydrodynamique régulier de ce point d'écoulement alors qu'il est situé à seulement 33 m de profondeur. En effet, l'étude de la corrélation pluie/débit du point D a mis en évidence l'importante inertie du milieu, tant dans les phases de recharge que de tarissement.

Le réseau de fractures qui parcourt le massif a été partiellement caractérisé par géoradar. Le suivi de l'événement pluvieux par tomographie électrique a permis de déterminer que certaines de ces fractures ou zones de fracturation correspondent à des zones d'écoulements préférentiels. Lorsque ces structures sub-verticales se remplissent d'eau, la charge hydraulique (Δh) augmente au-dessus du point d'écoulement D (Fig. 93). Ceci provoque une légère augmentation rapide du débit, dans un délai d'environ 5 jours. Lors des événements extrêmes, cette augmentation du débit peut chasser des eaux immobiles anciennes et riches en magnésium, expliquant ainsi les pics de concentration en magnésium identifiés par Barbel-Perineau [2013] au point D.

Lors des fortes périodes de sécheresse, comme celle de 2004 à 2007, le point d'écoulement D ne semble plus répondre aux impulsions pluvieuses, ni en analysant finement la chronique de débit, ni par analyse corrélatoire. Ceci signifie que le transfert de pression ne peut plus se produire car il n'y a plus de continuité hydraulique entre les fractures en sub-surface et le stock d'eau alimentant le point D en profondeur. Cette déconnexion est donc probablement liée au tarissement de la partie supérieure de la formation des calcaires poreux qui alimentent le point D (Fig. 93). Cela explique aussi l'inertie de la recharge du stock alimentant le point D entre 2007 et 2010. Cette hypothèse sera confirmée si une variation de l'extension de la zone à résistivité modérée est détectée par tomographie électrique, lors de la prochaine période sèche.



- Calcaire à forte teneur en eau
 - Calcaire à faible teneur en eau
- Horizons superficiels secs
 - Horizons superficiels humides

Fig. 93 : Fonctionnement de l'hydrosystème local qui alimente le point d'écoulement D

Sur un plan plus fondamental, ce travail est une contribution à l'amélioration de la compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques avec une application au système karstique de FdV.

D'après Puig [1987], "*si l'on postule que la zone-non-saturée peut fournir 4 m³/s pendant 100 jours (à Fontaine de Vaucluse) sans recharge par les pluies, [...]*" le tarissement "*[...] ferait fournir à chaque m³ de la zone-non-saturée 40 millilitres d'eau au total, soit 10 gouttes par jour en moyenne*". Ce calcul simplificateur donne la dimension du rôle que doit prendre la ZNS du système karstique de FdV pour maintenir le plus gros débit karstique d'Europe.

Les travaux présentés dans ce mémoire ont permis de prouver qu'une partie de l'eau de la ZNS du karst est stockée par la matrice rocheuse. Dès 1969, Masse relevait des porosités exceptionnellement fortes pour des calcaires, sur la plateforme urgonienne qui constitue la majorité des formations affleurantes du bassin d'alimentation de FdV. Jusqu'alors, le rôle de cette porosité restait peu pris en compte, vis à vis de la dynamique de l'eau dans l'hydrosystème. D'une part, la résonance magnétique des protons confirme un forte teneur en eau "libre". D'autre part, les mesures de gravimétrie et de résonance magnétique des protons s'accordent pour identifier des variations du stock d'eau dans la ZNS. Ces variations semblent particulièrement localisées dans les 90 m d'épaisseur du membre urgonien U2, où l'on observe *a minima* une recharge de 1 % du stock d'eau entre la période estivale 2011 et la période hivernale 2012. Selon un calcul aussi simplificateur et explicite que celui proposé par Puig [1987], cette recharge correspondrait à 10 litres d'eau par mètre cube de roche.

A l'heure actuelle, les investigations géophysiques effectuées sur le seul site de la sortie de secours du LSBB et le manque de connaissances sur l'extension des formations urgoniennes à l'échelle du bassin versant ne permettent pas de quantifier raisonnablement les répercussions sur les débits de FdV. Cependant, de telles variations du stock d'eau ont inévitablement un impact sur le débit de l'exutoire et pourraient notamment expliquer le débit soutenu lors des périodes de sécheresse.

Au delà de l'hydrosystème de FdV, les systèmes karstiques présentent souvent une pérennité qui semble contradictoire avec l'importante fonction transmissive assurée par les drains karstiques. L'étude des hydrogrammes de décrue [Mangin, 1975] explique cette pérennité par une composante de transfert lent. L'explication de l'origine de cette composante lente a évolué principalement entre les systèmes annexes au drainage [Marsaud, 1996] et l'épikarst [Ford et Williams, 2007]. Cependant, l'ensemble de la ZNS semble pouvoir jouer un rôle important dans la régulation des flux d'eau. Si les calcaires urgoniens impactent fortement l'hydrodynamique de FdV, des formations aux propriétés hydrogéologiques comparables pourraient jouer un rôle équivalent dans d'autres systèmes karstiques.

PERSPECTIVES GENERALES

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire ouvre de nombreuses perspectives dont les principales sont évoquées ci-après.

Le suivi hydrogéophysique opéré à deux échelles de temps présente plusieurs intérêts :

- *Au pas de temps saisonnier*, le suivi devrait être prolongé durant plusieurs années afin d'observer les variations qui pourraient se produire lors de la prochaine période sèche, telle que celle connue entre 2004 et 2007. Les variations des signaux géophysiques pourraient être nettement plus fortes que celles mesurées en 2011 et 2012. Une variation de l'extension de la zone à résistivité modérée pourrait notamment être observée.
- *Au pas de temps événementiel*, les résultats du suivi par tomographie électrique encouragent à répéter cette expérience en améliorant le dispositif d'acquisition. Cela passerait, par exemple, par une double acquisition avec une ligne de tomographie électrique en surface et une ligne dans la galerie. Les paramètres physico-chimiques et hydrodynamiques du point d'écoulement D devront être mesurés avec un pas de temps adapté à la fréquence d'acquisition des tomographies électriques. Il serait ainsi possible d'évaluer le temps de transfert de masse et/ou de pression entre la surface et la galerie.

Les travaux de modélisation des échanges sol/plante/atmosphère ouvrent de nombreuses perspectives pour améliorer encore le bilan hydrique et l'estimation de la recharge du système karstique en utilisant les connaissances hydrogéophysiques pour paramétrer ou calibrer le modèle. Par exemple, l'estimation de la RUM est une source d'incertitude importante dans le protocole d'inventaire forestier appliqué dans ce travail. La géophysique pourrait permettre d'estimer la réserve utile de façon spatialisée car d'importantes disparités de RUM ont été relevées. L'hydrogéophysique pourrait également fournir une estimation du stock d'eau à différentes périodes pour caler le modèle d'échange sol/plante/atmosphère.

La création du géomodèle surfacique 3D a permis de synthétiser les connaissances hydrogéophysiques du site. Cependant, le manque de connaissance pour paramétrer ce modèle limite l'évolution vers un géomodèle volumique. Il serait donc judicieux de compléter les mesures de porosité matricielle totale de la localité de Rustrel et d'y associer des mesures de perméabilité matricielle. La réalisation de ces mesures sur des carottes de forage améliorerait leur fiabilité. L'inversion 3D de la RMP contrainte par le géomodèle et les mesures de porosité permettrait de spatialiser l'information. Ces opérations permettraient à terme de paramétrer le géomodèle pour aller vers la modélisation hydrodynamique du site et reproduire l'hydrodynamique du point D.

Durant différentes phases de ce travail, une importante capacité de stockage de l'eau a été attribuée à différents niveaux calcaires du site présentant des faciès urgoniens. Ces calcaires de faciès urgonien occupent la majorité des roches affleurantes sur l'hydrosystème de FdV. La caractérisation précise de leur extension et de la variabilité spatiale de leurs propriétés à l'échelle de l'hydrosystème de FdV permettrait d'améliorer la modélisation hydrodynamique de cette source.

La synthèse méthodologique proposée est issue de l'expérience acquise au cours de ce projet et de la bibliographie. Cependant cette méthodologie de prospection hydrogéophysique de la partie superficielle de la ZNS du karst devra être testée/validée sur d'autres sites et d'autres systèmes karstiques afin d'évaluer sa fiabilité et de la faire évoluer. Ainsi, les hypothèses de fonctionnement

formulées autour du bassin versant de FdV pourront être confrontées à d'autres hydrosystèmes karstiques qui sont dans beaucoup de régions méditerranéennes de véritables châteaux d'eau et, souvent, la seule ressource en eau pour les populations.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Activités de géophysique au LSBB jusqu'en 2013

- ANR MAXWELL

Développement d'un système complet pour l'imagerie micro-onde avec une largeur de bande de 1,87 GHz entre 130 MHz et 2 GHz. Ce système intègre la modélisation en volumes finis dans le domaine temporel et fréquentiel des équations de Maxwell qui seront utilisées dans un processus d'inversion permettant d'obtenir la cartographie de la permittivité sur une épaisseur pluri-métrique à décimétrique sous la surface ou en tunnel. Ce nouveau type de géoradar devrait permettre de caractériser en un seul passage ce que les géoradars classiques peinent à caractériser en passant avec quatre antennes différentes. Ce nouveau radar ultra-large bande a été testé avec succès dans la Galerie Anti-Souffle (GAS) du LSBB [Yedlin et al., 2009 ; Yedlin et al., 2010].

- ANR HPPPCO2

L'ANR HPPP CO2 (High-Pulse Poroelasticity Protocol for geophysical monitoring of CO2 injection in reservoirs) s'intègre à la fois dans la thématique de recherche pour le stockage du CO2 dans les roches et dans la dynamique des couplages "*Thermo-Hydro-Mechanical-Biological-Chemical*". Les expériences permettent d'appréhender les relations entre propagation des ondes sismiques et les propriétés/état du milieu tout en calibrant in-situ la source hydromécanique HPPP. Les expérimentations prennent place dans la galerie GAS. Ce projet n'a pas pour but de faire du développement géophysique. Cependant, il utilise diverses techniques géophysiques de pointe pour étudier la roche et sa déformation lors de l'injection d'un fluide : géoradar [Van Vorst et al. 2010], ERT [Maxwell et al., 2010], imagerie sismique [Derode et al., 2010 ; Zeyen et al., 2010] ou encore micro-géophysique [Jeanne et Guglielmi, 2010].

- ANR HydrokarstG2

Dans le cadre du projet ANR HydroKarstG2 des mesures géophysiques ont été faites au LSBB [Deville, 2013]. Ces mesures sont faites selon la méthodologie "*surface to depth*" [Jacob et al., 2008 ; Jacob et al., 2009] pour tirer profit de la configuration du LSBB. Cette méthodologie consiste à faire des mesures en surface et en profondeur sur une même verticale pour caractériser le volume de roche compris entre les deux mesures gravimétriques. Les mesures ont été faites le long de la galerie principale sur trois verticales, de manière à réaliser un profil. La méthodologie employée est décrite précédemment (cf. partie IV.2.3.1). Trois campagnes de mesure ont été réalisées entre 2010 et 2012 pour étudier les variations saisonnières de stock d'eau.

Pour pouvoir expliquer les résultats obtenus (Fig. 94), il est nécessaire de faire intervenir deux zones de variation du stock d'eau. L'une près de la surface et l'autre en profondeur sous la galerie du LSBB. Les auteurs interprètent ces variations comme une évolution du stock d'eau épikarstique près de la surface et une variation du niveau noyé en profondeur [Deville, 2013].

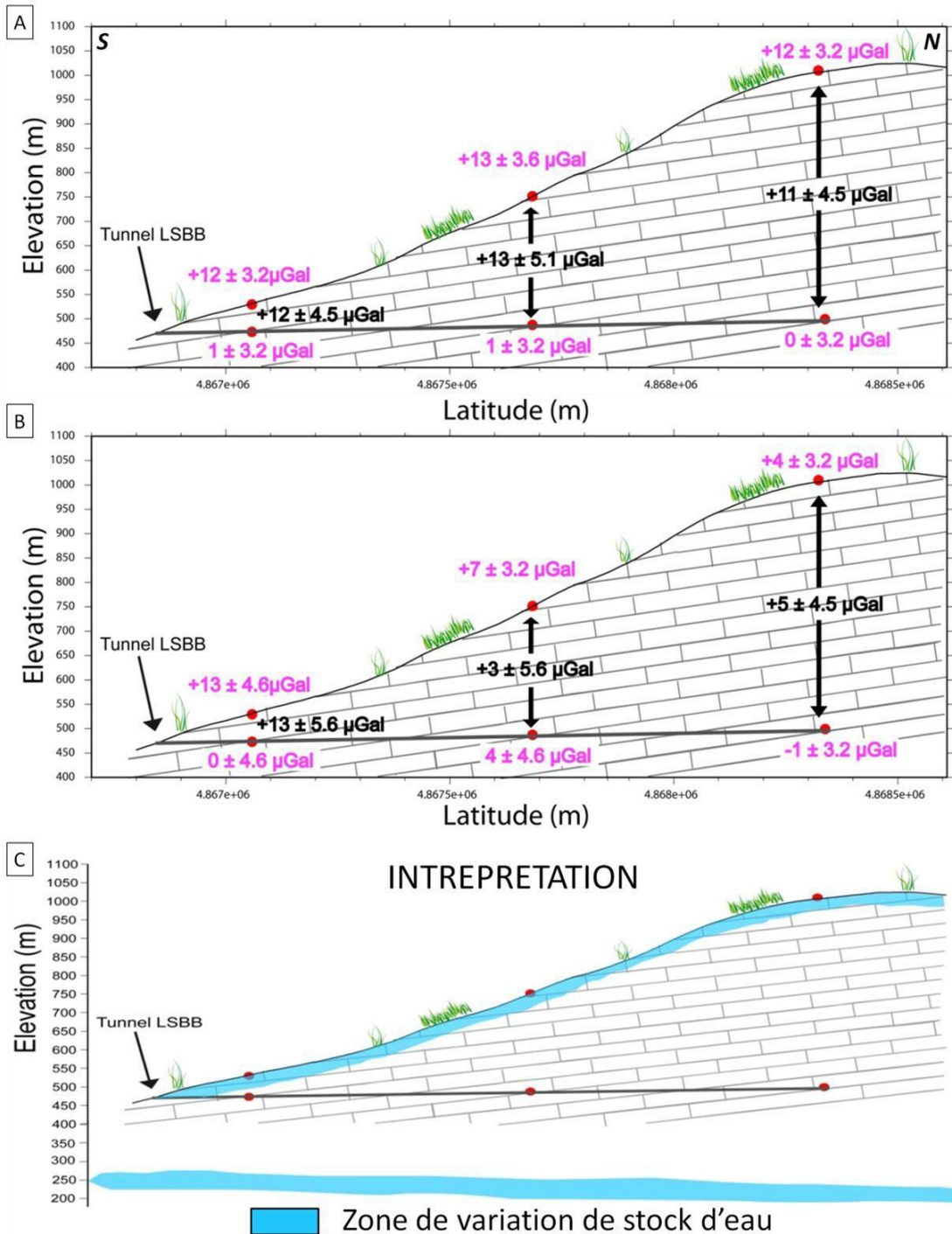


Fig. 94 : Variation de gravité de chaque station (violet) et différence temporelle entre surface et galerie (noir).
 (A) Période de recharge 2010-2011 ; (B) Période de recharge octobre 2011-avril 2012 ; (C) Interprétation
 [Deville, 2013].

- Projet LINES

Le projet LINES s'inscrit dans le cadre de l'ANR RISK qui a pour but de détecter d'éventuels infimes mouvements terrestres précurseurs de phénomènes catastrophiques. Dans ce cadre, un grand inclinomètre hydrostatique d'une centaine de mètre de long a été développé dans la galerie GAS du LSBB. Cet inclinomètre unique au monde offrira une précision de mesure angulaire de l'ordre du nano-radian.

- Interimages 2006

Cette campagne de mesure innovante a permis de réaliser une imagerie de sismique *transparence* 2D de 800 m de long entre la galerie principale et la surface. Une première ligne de géophone de 800 m de long était placée sur le plafond de la galerie et la seconde était placée en surface à l'aplomb de la première. Les tirs sismiques ont été réalisés uniquement en surface à l'aide d'explosif. Les résultats de cette expérience ont permis de caractériser les hétérogénéités du massif calcaire et de construire un modèle hétérogène 3D des risques sismiques à l'échelle du bassin d'Apt [Maufroy, 2010 ; Maufroy et al., 2014].

- Imagerie GPR de la galerie

Suite aux travaux menés dans le cadre de l'ANR MAXWELL, le système classique d'acquisition GPR a été utilisé pour imager la totalité de la galerie du LSBB [Sénéchal et al., 2013]. Cette campagne d'acquisition révèle des résultats GPR exceptionnels pour une roche calcaire karstifié car les temps de réflexion peuvent atteindre 400 ns soit environ près de 18 m de profondeur d'investigation. Suite à ces résultats encourageant, l'équipe de recherche tente aujourd'hui de faire un suivi de la teneur en eau par l'analyse de variations de vitesse des ondes GPR au cours des saisons [Sénéchal et al., 2010].

- [SQUID]²

Le système [SQUID]² ([Superconducting QUantum Interferometric Device] with [Shielding QUALified for Ionosphere Detection]) est installé au cœur du LSBB. Le laboratoire est équipé de SQUIDs qui sont des magnétomètres supraconducteurs à basse température critique. Les conditions de bas bruit électromagnétiques qui règnent dans la capsule du LSBB constituent des conditions optimales pour étudier l'évolution du champ magnétique terrestre. Le site est également équipé de six sismographes implantés en différents points de la galerie [<http://lsbb.oca.eu>]. Depuis une dizaine d'années, ces sismographes enregistrent en continu l'activité sismique terrestre et participent à alimenter le Réseau National de Surveillance Sismique (RENASS). Ce suivi magnéto-sismique a été valorisé par plusieurs auteurs qui ont mis en relation l'activité sismique de la Terre avec les variations du champ électromagnétique local [Gaffet et al., 2003 ; Andrieux et al., 2010 ; Waysand et al., 2010 ; Waysand et al., 2011].

ANNEXE 2 : Synthèse bibliographique de la géophysique sur le karst [Chalikakis et al., 2011]

- Les limites de l'aquifère

Les limites latérales peuvent être définies grâce aux techniques Slingram qui permettent de réaliser des cartes et de couvrir rapidement de grandes surfaces. Lange [1999] a utilisé l'EM34, la gravimétrie et la Polarisation Spontanée (PS) pour définir les limites latérales d'un aquifère karstique dans l'Arizona. Rey [2007] a utilisé l'électrique pour délimiter les aquifères karstiques du chaînon béarnais. L'Audio MagnétoTellurique (AMT) permet de prospecter à grande profondeur pour délimiter les frontières verticales de l'aquifère [He et al., 2006]. Le TDEM peut également s'avérer efficace jusqu'à près de 180 m de profondeur [Chalikakis, 2006]. Zhou et al. [2000] ont utilisé l'ERT pour détecter le toit d'un aquifère sous couverture. Šumanovac et Weisser [2001] ont montré l'avantage de la combinaison de l'ERT et de la sismique réfraction pour déterminer les limites verticales d'un aquifère carbonaté.

- Les discontinuités structurelles

Pour les faibles profondeurs (10 à 20 m), le GPR se montre efficace pour imager en détail les stratifications et les fracturations dans le karst en l'absence de couverture argileuse [Grandjean et Gourry, 1996 ; Benson, 1995 ; Elawadi et al., 2006]. Les méthodes sismiques peuvent facilement imager les discontinuités plus profondément mais avec une moindre résolution [Johnstone et Carpenter, 1998 ; Maufroy et al., 2014]. L'ERT peut également fournir des informations sur les discontinuités structurelles au-delà de 10 m mais avec une résolution limitée. Il est alors nécessaire de coupler l'ERT avec une autre technique comme la sismique réfraction [Šumanovac et Weisser, 2001] ou le GPR [Carrière et al., 2013]. Les mesures électriques azimutales peuvent se révéler efficaces pour déterminer la direction générale de fracturation [Busby, 2000]. Les techniques VLF-EM, VLF-Gradient et RMT peuvent aussi se révéler efficaces pour la détection de l'épikarst [Bosch et Müller 2001 ; Bosch et Müller, 2005] et de failles remplies par des argiles [Guérin et Benderitter, 1995].

- Les passages préférentiels de l'eau ou concentrations des infiltrations

L'ERT, le GPR et le Slingram sont les trois techniques les plus utilisées pour imager les structures susceptibles de concentrer l'eau et pouvant jouer le rôle de passage préférentiel. Le Slingram est souvent utilisé pour cartographier rapidement la résistivité du sous-sol en couvrant de grandes surfaces et ainsi mettre en évidence la présence des dolines [Witten et al., 1997 ; Jardani et al., 2007]. Une fois la doline localisée, il est possible d'entreprendre des mesures ERT, GPR ou de sismique réfraction [e.g. Batayneh et al., 2002 ; Kruse et al., 2006 ; Ezersky et al., 2009 ; Pueyo-Anchuela et al., 2009 ; Siart et al., 2010 ; Valois et al., 2010 ; Valois et al., 2011] afin de mieux cerner sa géométrie. L'ERT reste probablement la technique la plus utilisée pour détecter ce type de structures [e.g. Kaufmann et Quinif, 2001 ; Zhou et al., 2002 ; Van Shoor, 2002 ; Jardani et al., 2006]. La circulation de l'eau dans un passage préférentiel peut générer un signal de PS qui le rend détectable [Jardani et al., 2007] lorsque les conditions environnementales le permettent.

- Les cavités "vides"

Pour la détections des cavités karstiques "vides" la gravimétrie est certainement la technique la plus utilisée [e.g. Styles et al., 2005 ; Thierry et al., 2005 ; Debeglia et al., 2006]. Lorsque les conditions de

sub-surface sont favorables, le GPR peut permettre de détecter des cavités "vides" jusqu'à près de 20 m [e.g. McMechan et al., 1998 ; Al-Fares et al., 2002 ; Elawadi et al., 2006]. Beres et al. [2001] et Mochales et al. [2008] ont combiné le GPR et la microgravimétrie pour la détection des cavités vides. Les conditions de mesure ne font pas de l'ERT la méthode idéale pour la détection de cavités vides mais plusieurs études ont montré des résultats concluants [Batayneh et al., 1999 ; Batayneh et Al-Zoubi, 2000 ; El-Qady et al., 2005].

- Les cavités pleines d'eau

La RMP est particulièrement efficace pour détecter des cavités noyées [e.g. Vouillamoz et al., 2003 ; Boucher et al., 2006 ; Girard et al., 2007 ; Legchenko et al., 2008]. Lorsque l'eau de la cavité est accessible pour y implanter une électrode, la mise à la masse combiné avec l'ERT et la RMP peut être une solution efficace pour imager son extension [Guérin et al., 2009].

L'un des principaux défis de l'exploitation des ressources en eaux du karst reste l'implantation réussie d'un forage. Si l'ouvrage ne recoupe pas de drain ou fracture importante, il restera improductif. A l'heure actuelle, aucune technique géophysique ne permet de préciser avec certitude l'emplacement d'un forage d'eau, dès lors que la cavité dépasse plusieurs dizaines de mètre de profondeur. Il est alors nécessaire d'avoir recours à des balises pour guider le forage [Platel et al., 2008].

ANNEXE 3 : Lecture de paysage depuis la plateforme d'entrée du LSBB

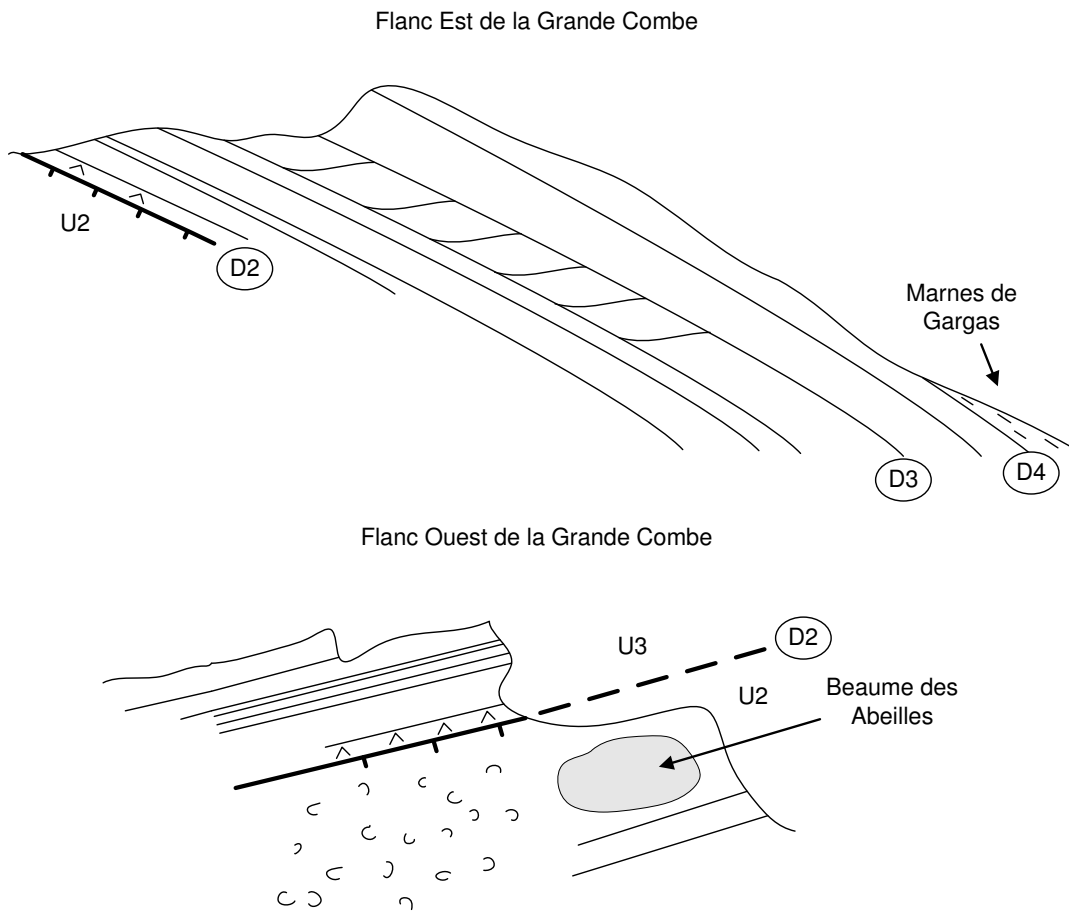


Fig. 95 : Lecture de paysage depuis la plateforme du LSBB

ANNEXE 4 : Sections GPR agrandies

Profil LSBB01 - 250MHz

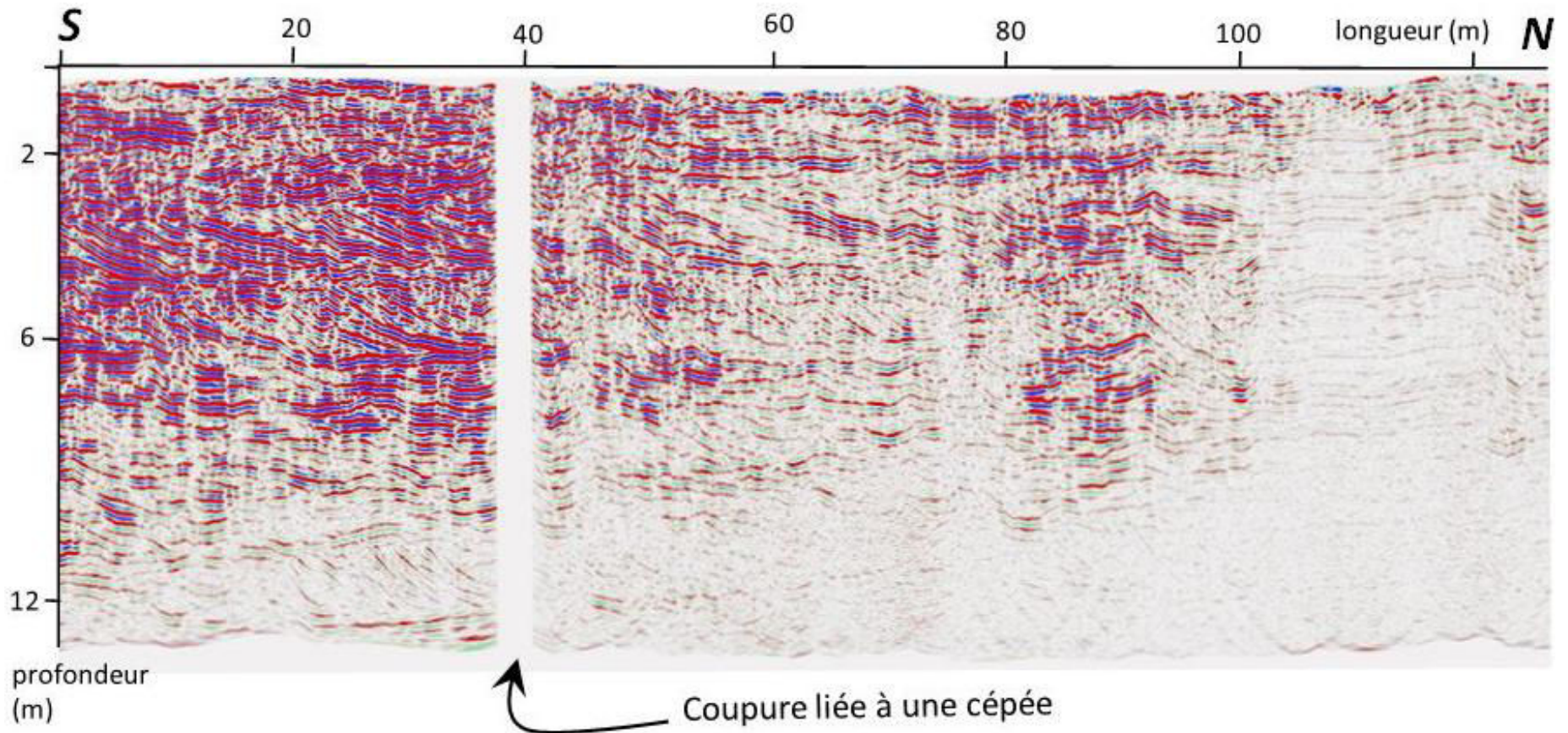


Fig. 96 : Section GPR LSBB01, antennes 250 MHz.

Profil LSBB03 - 250MHz

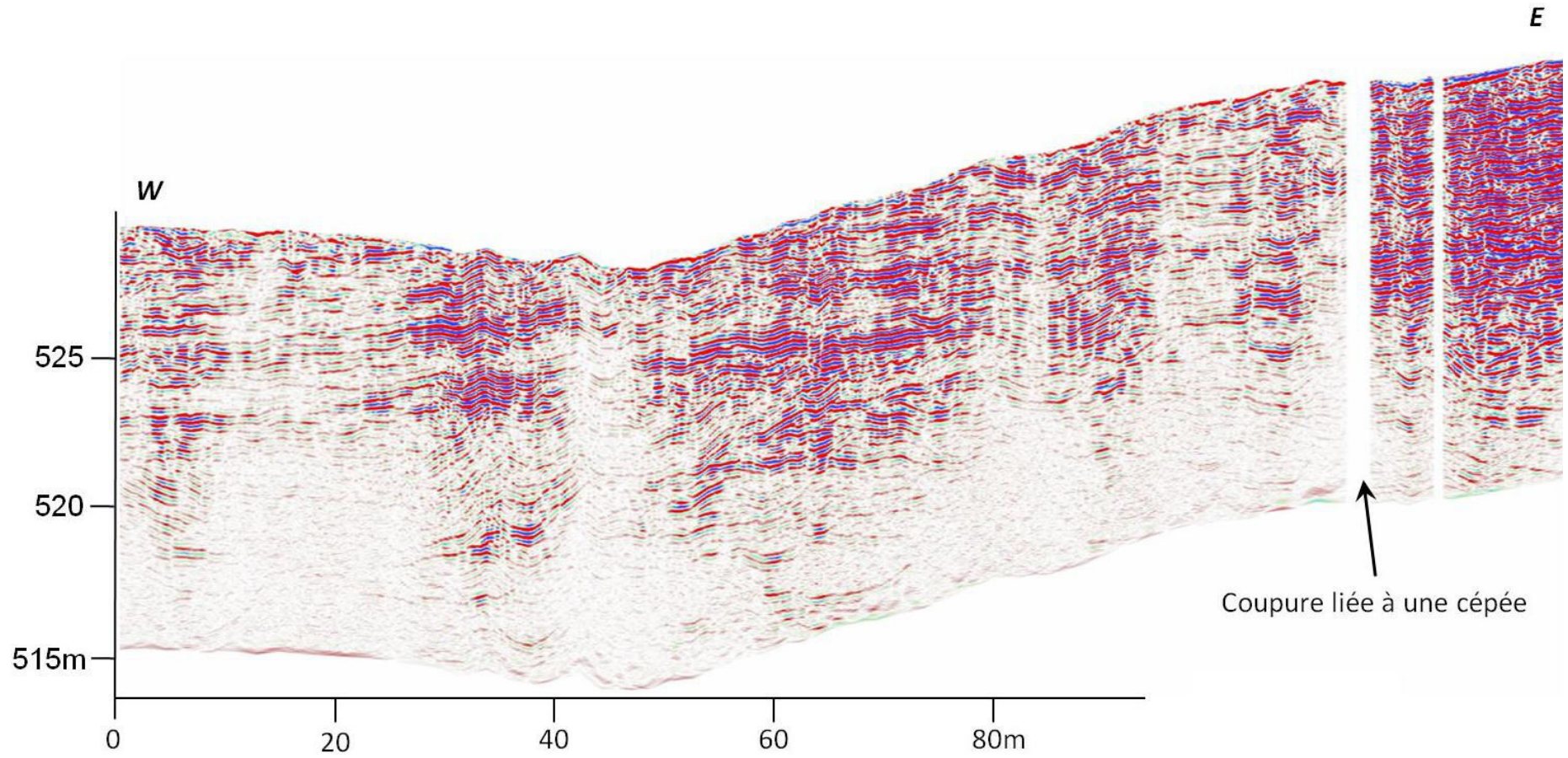


Fig. 97 : Section GPR LSBB01, antennes 250 MHz.

ANNEXE 5 : Données de gravimétrie

Résultats des mesures

	Station	Mesure gravi	sd	dg (mgal)	erreur (mgal)	g_{abs} (mgal)	sd
19/10/2011							
Vestale	75	0	0.001			980354.281	0.002
D_{gal}	74	34.299	0.004	-4.228	0.008	980388.580	0.004
D_{surf}	73	30.071	0.007			980384.352	0.007

25/04/2012							
Vestale	75	0	0.003			980354.280	0.003
D_{gal}	74	34.317	0.005	-4.221	0.007	980388.597	0.006
D_{surf}	73	30.096	0.005			980384.376	0.006

15/11/2012							
Vestale	75	0	0.003				
D_{gal}	74	34.305	0.005	-4.195	0.007		
D_{surf}	73	30.11	0.005				

	Station	dg temporel (mgal)	sd
19/10/2011 au 25/04/2012			
Vestale	75	-0.001	0.004
D_{gal}	74	0.017	0.007
D_{surf}	73	0.024	0.009

Modélisation des mesures de la figure 78

Paramètres du modèle								
épikarst		nappe			U2		Mesure D _{surf} Δg temporel (μgal)	Mesure D _{gal} Δg temporel (μgal)
e1 (m)	Δρ1	Profondeur (m)	e2 (m)	Δρ2	e3 (m)	Δρ3		
5	0.02	150	25	0.02	90	0.0005	24	17
5	0.02	150	5	0.02	90	0.01	25	17
5	0.02	150	10	0.02	90	0.007	24	17
5	0.02	150	10	0.02	50	0.012	24	17

Fig. 98 : Résultats des mesures gravimétriques et modélisation des mesures

ANNEXE 6 : Modélisation directe ERT pour la détection de structures verticales

La modélisation directe ERT (ou simulation numérique ERT) permet de simuler le jeu de données de résistivités apparentes qui serait théoriquement obtenu par l'injection d'un courant et les mesures de potentiels associées dans un milieu de résistivité connue. L'inversion de ce jeu de données théorique permet ensuite de tester s'il est possible de retrouver le modèle de départ.

Dans le cas de cette étude, différents modèles ont été testés pour connaître les possibilités de détection d'une structure verticale, type fracture, selon différents contrastes de résistivité avec la roche encaissante et différentes largeurs. De nombreux modèles ont été testés selon trois dispositifs utilisés et justifiés précédemment (cf. partie III.3) : DD, WS et Gradient. Cette phase de modélisation a donc pour objectif de connaître le dispositif de mesure le plus approprié pour détecter des structures verticales. Dans un souci de rapidité et de simplicité des calculs, les logiciels Res2Dmod [Loke, 2002] et Res2Dinv [Loke et Barker, 1996 ; Loke et Dahlin, 2002] ont été utilisés pour la modélisation directe et l'inversion des 144 cas théoriques. Même si Res2Dinv n'a pas été le logiciel le plus satisfaisant pour l'inversion des cas réels, cette phase de modélisation a permis de déterminer de manière relative le protocole le plus adapté pour la détection de structures verticales.

Les modélisations ont été faites pour 64 électrodes avec 2 m d'espacement et un bruit aléatoire de 2 % a été systématiquement ajouté aux jeux de données modélisés.

Les inversions de tous les modèles ont été faites de manière équivalente afin de permettre l'inter-comparaison des modèles et comptent toutes 3 itérations. Elles ont été réalisées en "*smoothness constraint*" car les forts contrastes de résistivité rencontrés sur le karst (cf. partie III.3) sont à l'origine d'artefacts d'inversion qui seraient accrus par l'utilisation d'une "*robust constraint*". Les paramètres tels que le "*flatness ratio*" ou le "*damping factor*" ont été conservés avec leurs valeurs par défaut, respectivement 1 et 0,15, afin de ne pas obtenir des résultats trop optimistes car en conditions réelles, sans mesures complémentaires, aucune mesure de terrain ne nous permettra d'ajuster ces paramètres.

Il a été choisi de représenter les résultats sous la forme d'un graphique présentant le rapport du contraste de *résistivité fracture/encaissant* et le rapport *largeur de fracture/espacement inter-électrodes*. Même s'il a été nécessaire de faire un choix d'espacement inter-électrodes et de résistivité de la roche encaissante pour la modélisation, la détectabilité d'une fracture est en lien avec ces deux rapports. Ainsi un modèle ayant un rapport *largeur de fracture/espacement inter-électrodes* de 1/2 et un contraste de *résistivité fracture/encaissant* de 100/1 000 signifie que l'on modélise l'équivalent d'une fracture de 1 m de largeur à 100 Ω .m dans une roche encaissante à 1 000 Ω .m (Fig. 99-B). Les 144 modélisations sont représentées dans les graphiques avec un symbole attribué en fonction de la détectabilité de la fracture modélisée (Fig. 100).

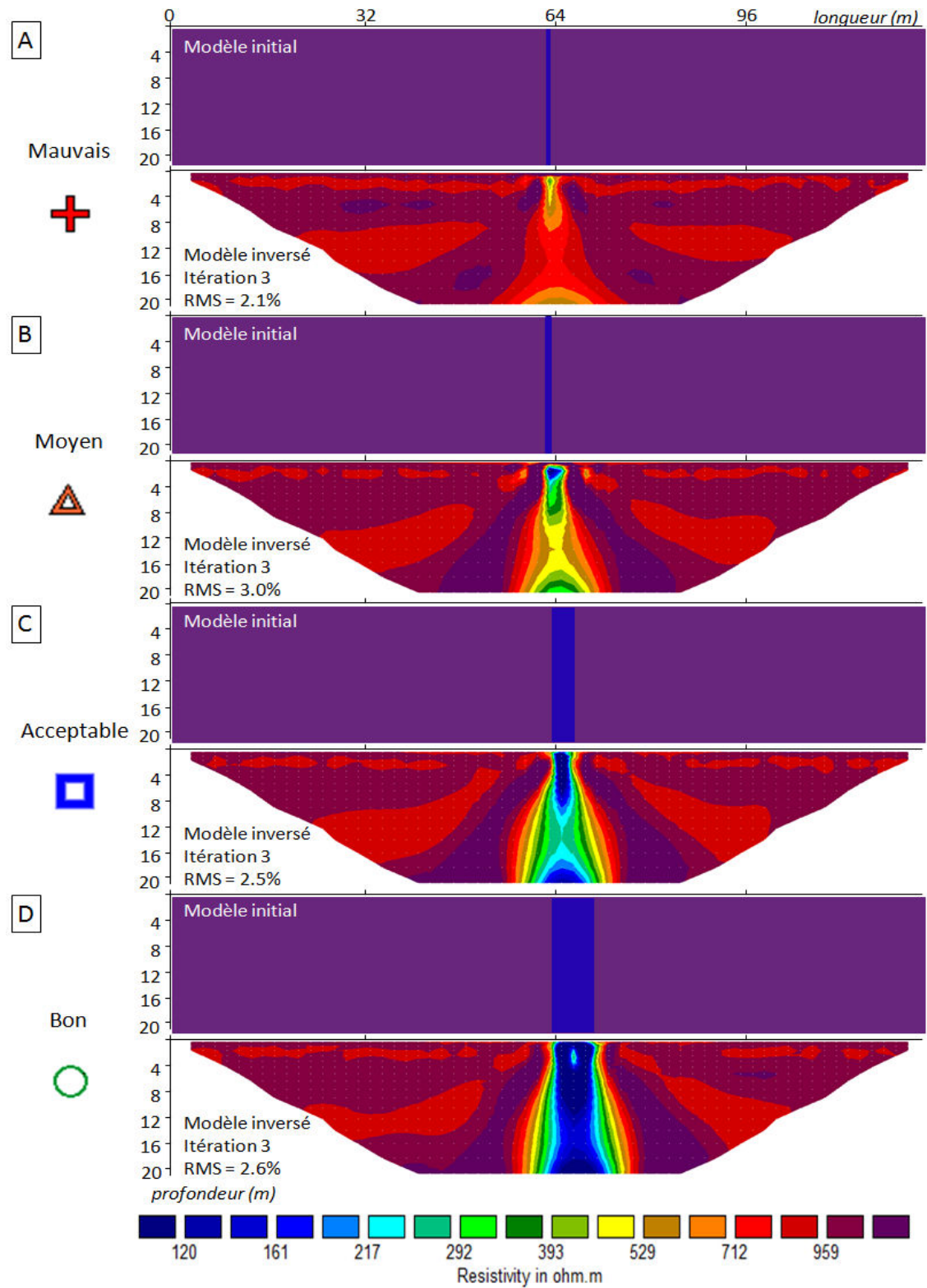


Fig. 99 : Exemple de modélisation (Dipôle-Dipôle) et indices de satisfaction attribué. (A) Mauvais, modèle homogène peu ou pas perturbé ; (B) Moyen, anomalie conductrice visible en sub-surface ; (C) Acceptable, marquage net de la structure conductrice ; (D) Bon, la géométrie de la structure conductrice est presque respectée.

Les résultats de ces modélisations (Fig. 100) offrent une vision synthétique de la détectabilité d'une fracture conductrice dans un encaissant plus résistant. Il est ainsi possible de confirmer qu'aucun dispositif ne permettra de détecter l'infiltration de l'eau dans une fracture de faible largeur d'ouverture. De manière générale, pour un faible contraste de résistivité et une faible largeur de la structure conductrice, la détectabilité est mauvaise. Elle s'améliore lorsque le contraste de résistivité et/ou la largeur de la structure augmente. De plus, des détectabilités moyennes sont observées pour les trop forts contrastes de résistivités. Ceci est dû à la naissance d'artéfacts lors de l'inversion qui masquent partiellement, voire totalement, la structure verticale.

Lorsque l'on compare les dispositifs entre eux, le DD apparaît le plus adapté pour détecter des infiltrations préférentielles dans le karst. Les dispositifs Gradient et WS sont à peu près équivalents. Il serait donc théoriquement préférable d'employer le dispositif DD pour le suivi de l'infiltration de l'eau lors un événement pluvieux. Cependant, ce dispositif a été écarté car il est sur le terrain, le plus sensible aux artéfacts de mesures. Le dispositif Gradient a été sélectionné pour l'expérience car son temps d'acquisition est nettement plus rapide que le WS pour un appareil d'acquisition multicanaux. Etant donné les potentielles circulations rapides d'eau qui pourraient se produire au droit des fractures, le choix d'un dispositif d'acquisition rapide semble approprié.

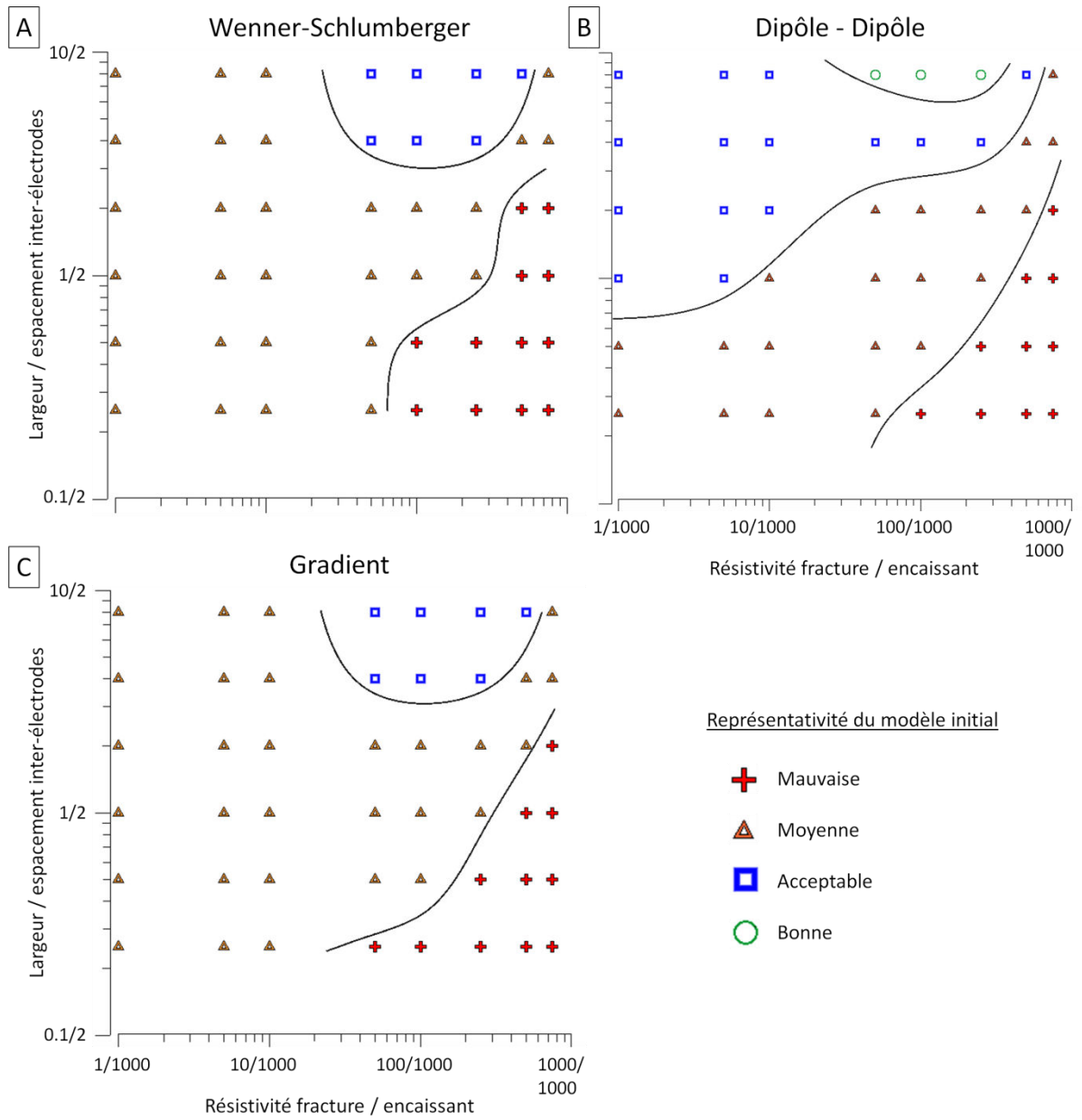


Fig. 100 : Graphique de représentation du résultat des modélisations. (A) Protocole Wenner-Schlumberger ; (B) Protocole Dipôle-dipôle ; (C) Protocole Gradient.

ANNEXE 7 : Différentes inversions du suivi événementiel

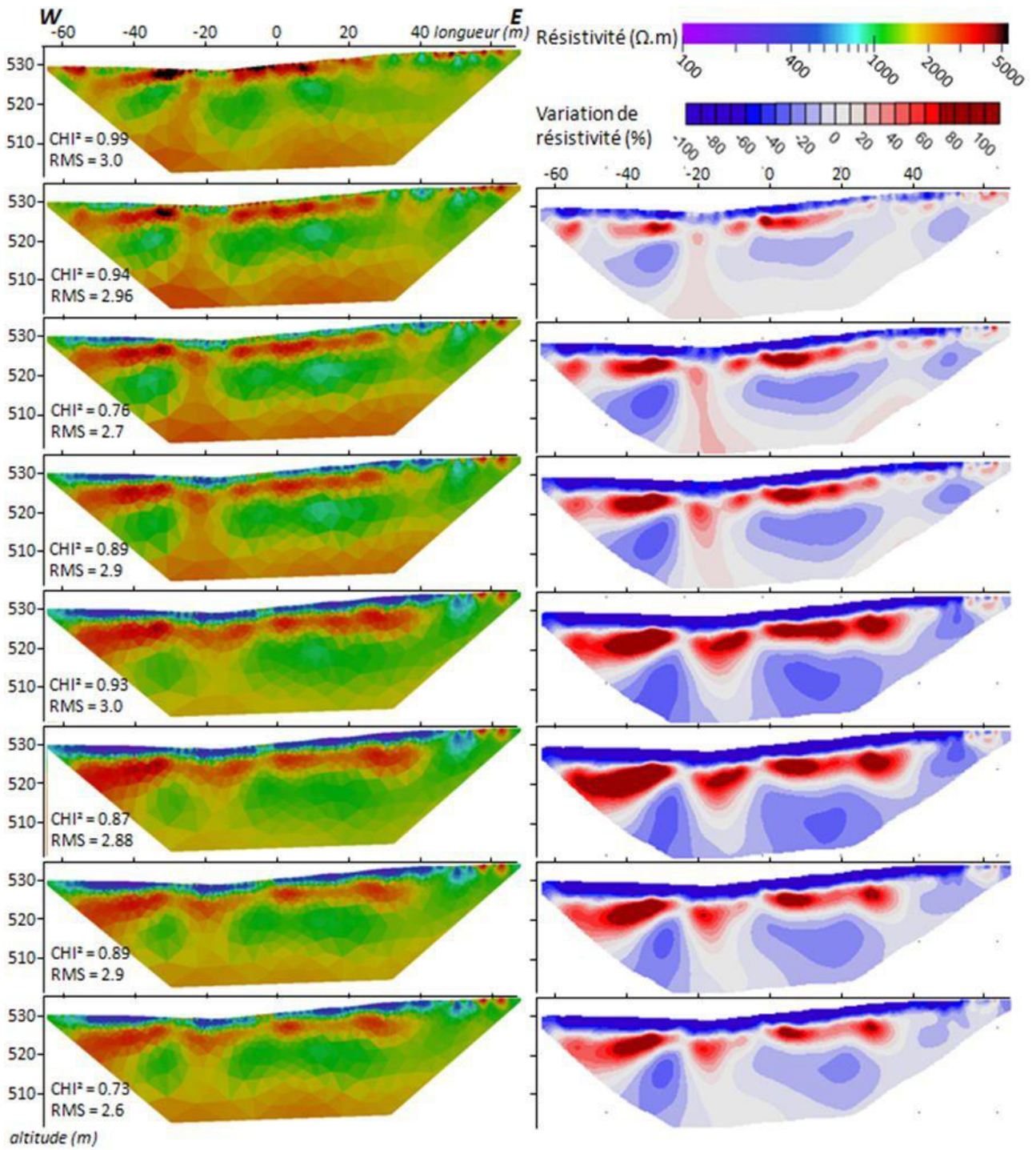


Fig. 101 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "indépendants", 3 itérations.

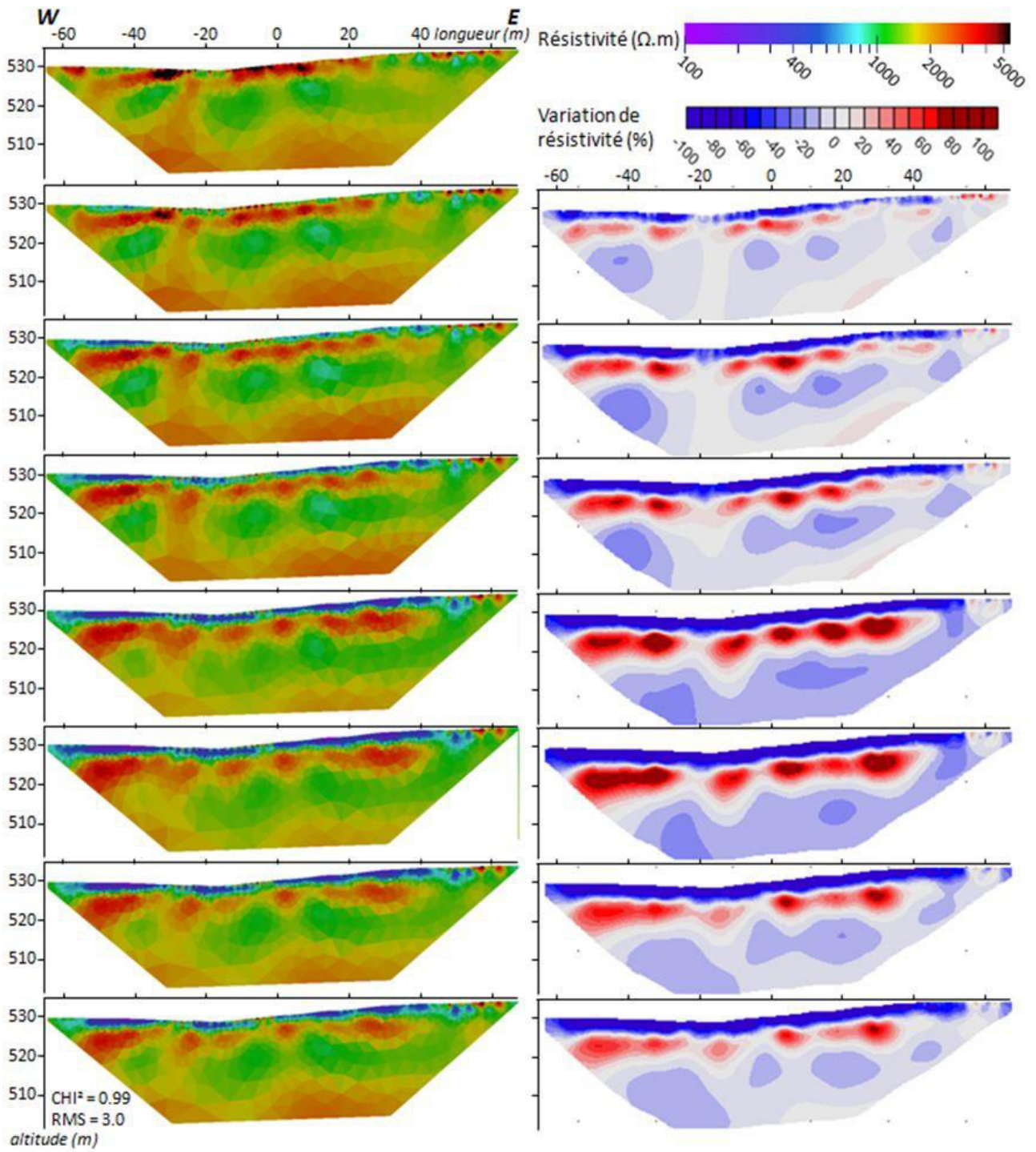


Fig. 102 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "modèle de référence commun", 3 itérations.

ANNEXES

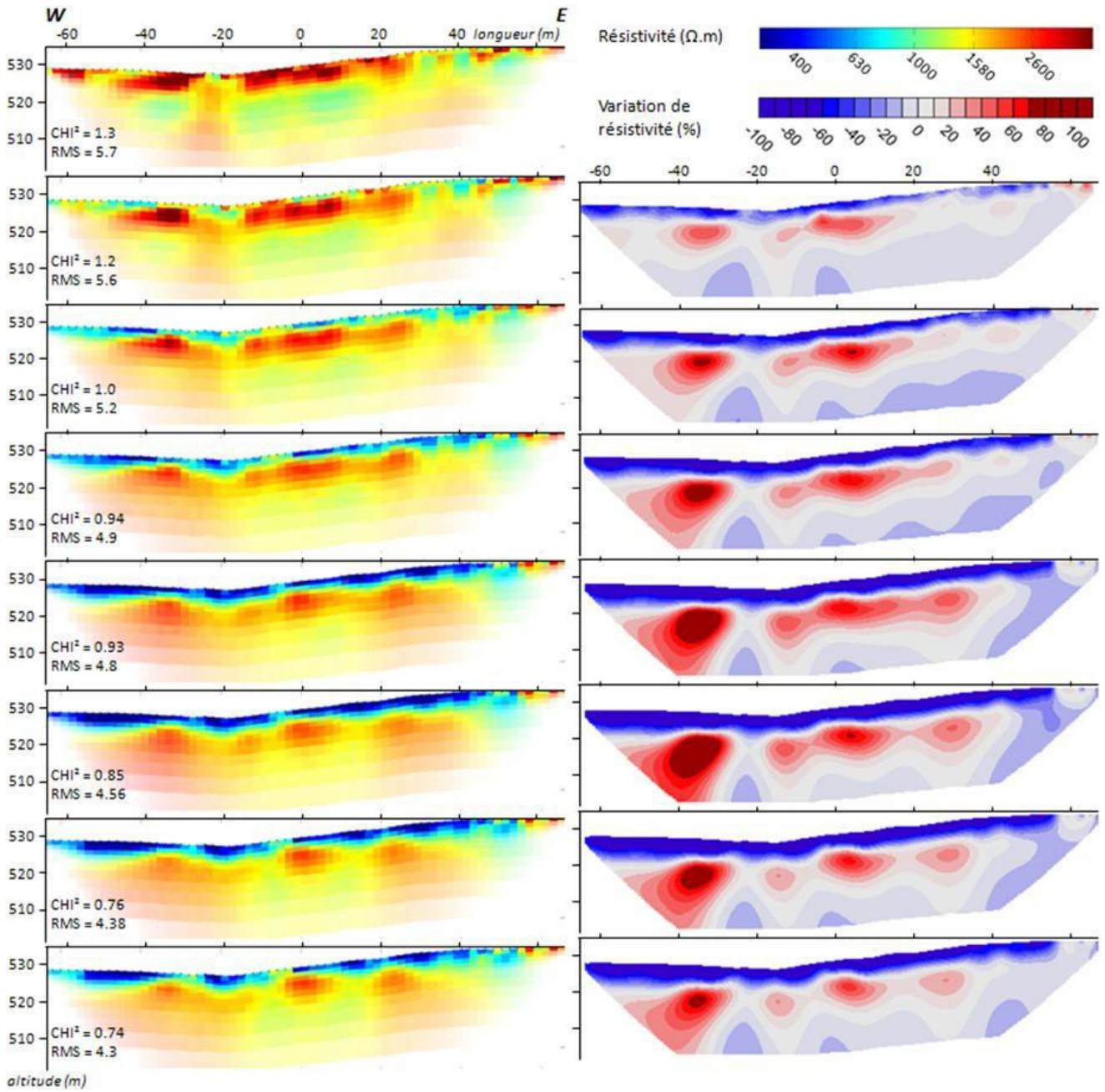


Fig. 103 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "indépendants", 3 itérations.

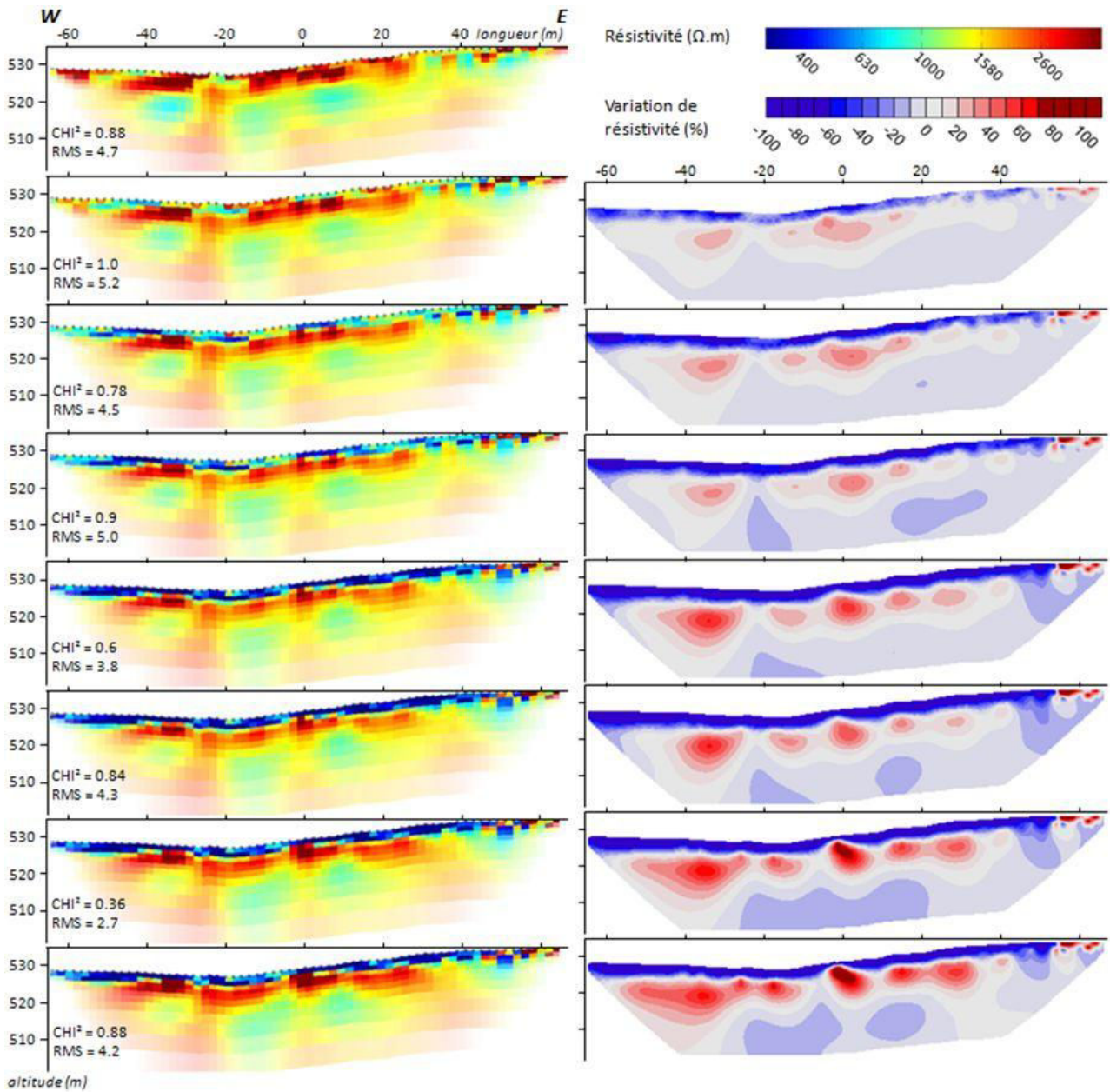


Fig. 104 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "cascade", 3 itérations.

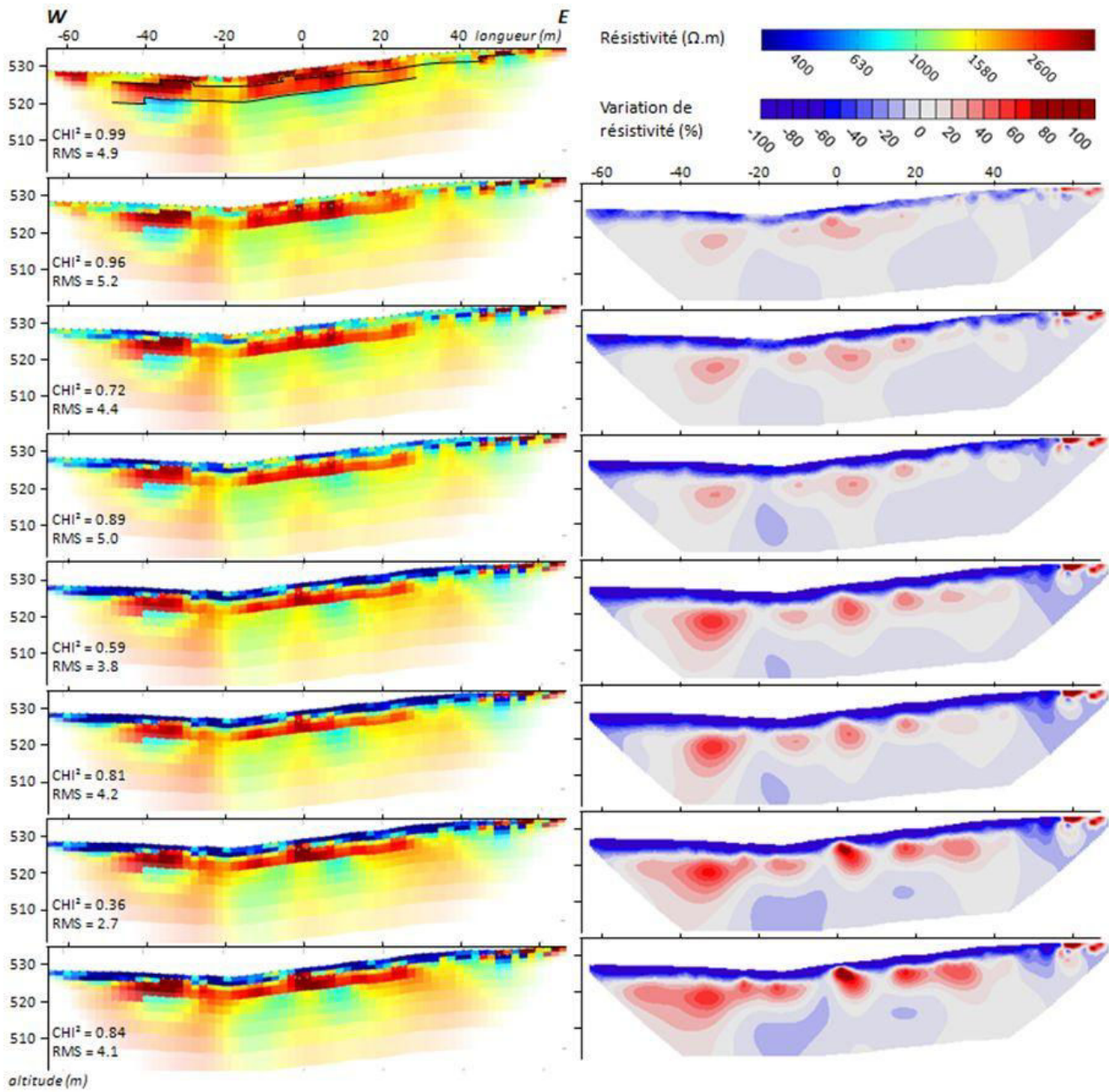


Fig. 105 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "cascade" avec un découpage du maillage (lignes noires) créant une rupture de la "smooth constraint", 3 itérations.

ANNEXES

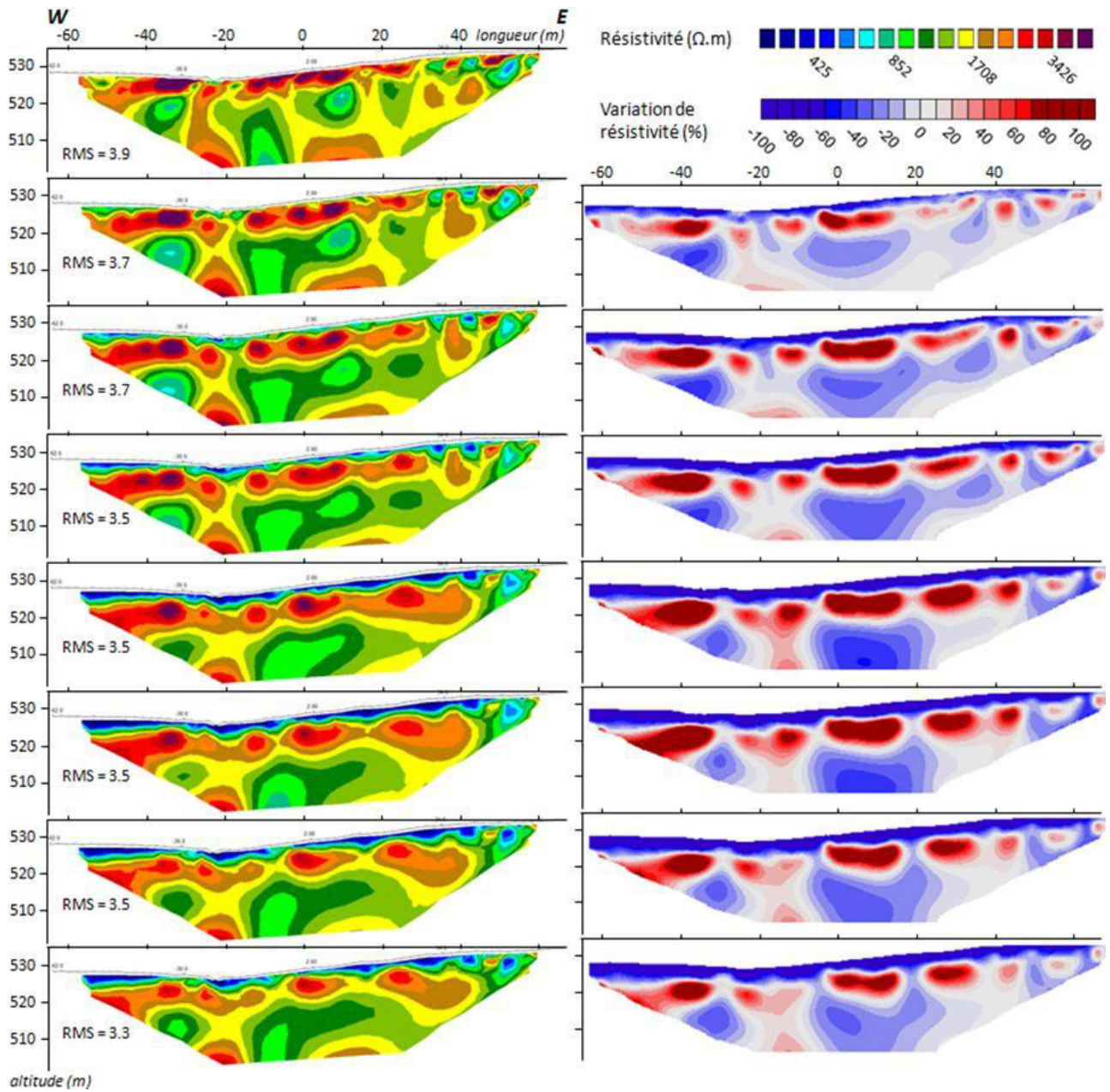


Fig. 106 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "indépendants", 3 itérations.

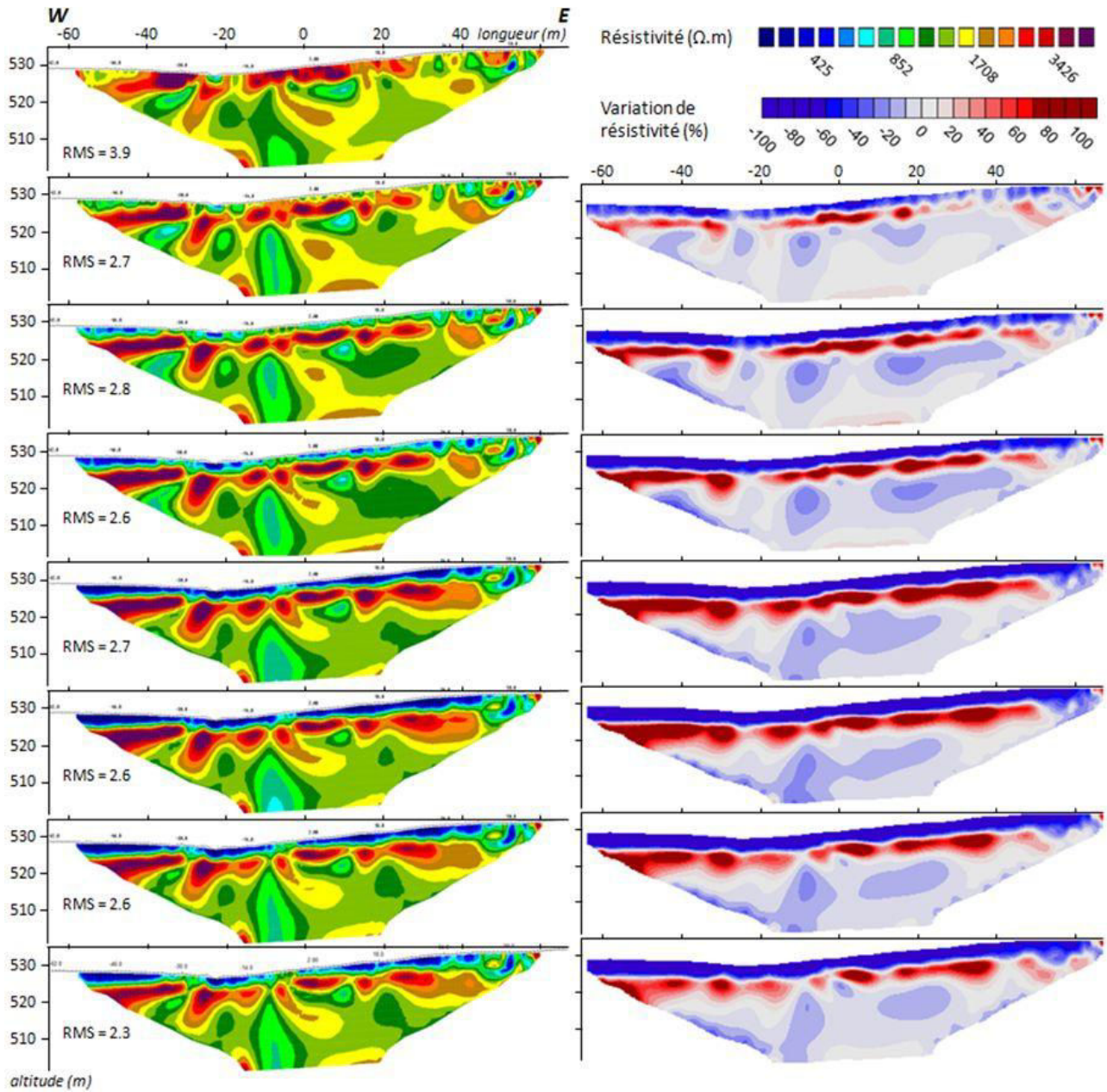


Fig. 107 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "cascade" ou "sequential", 3 itérations.

ANNEXES

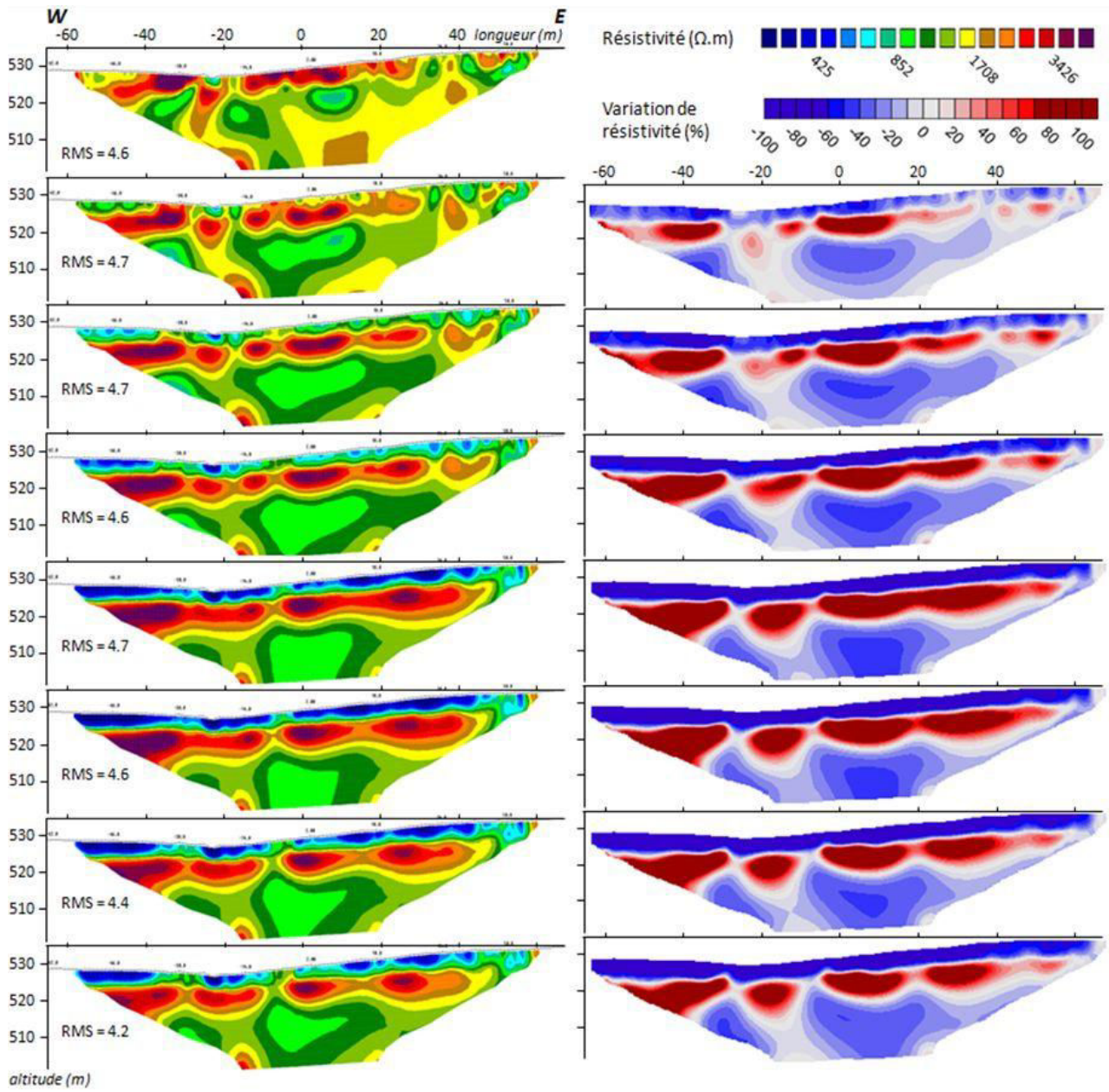


Fig. 108 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "modèle de référence commun" ou "simultaneous", 3 itérations.

BIBLIOGRAPHIE

Abbas A. M., Atya M. A., Al-Sayed E. A., Kamei H. (2004). Assessment of groundwater resources of the Nuweiba area at Sinai Peninsula, Egypt by using geoelectric data corrected for the influence of near surface inhomogeneities. *Journal of Applied Geophysics*, 56 (2), 107-122. doi: 10.1016/j.jappgeo.2004.04.002.

Al-Fares W., Bakalowicz M., Guérin R., Dukhan M. (2002). Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 51 (2-4), 97-106. doi: 10.1016/s0926-9851(02)00215-x.

Andrieux V., Auguste M., Boyer D., Cavallou A., Clarke C., Febvre P., Gaffet S., Henry S., Kraus H., Lynch A., Mikhailik V., McCann M., Pozzo di Borgo E., Sudre C., Waysand G. (2010). Characterisation of magnetic field fluctuations at different locations within the Laboratoire Souterrain à Bas Bruit using a new SQUID magnetometer prototype. I-DUST, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

Archie G. (1942). Electrical resistivity Log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transaction of AIME*, 146, 54-61.

Astier J. L. (1971). *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*. Paris: Masson & Cie, 277 p.

Bailly-Comte V., Martin J. B., Jourde H., Sreaton E. J., Pistre S., Langston A. (2010). Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*, 386 (1-4), 55-66. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.03.005.

Baize D. (2006). *Petit lexique de pédologie*. Paris: Editions INRA, 271 p.

Baize D., Jabiol B. (2011). *Guide pour la description des sols*. 2ème édition revue et corrigée. Paris: Editions INRA, 400 p.

Bakalowicz M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse, Univ. Paris VI, 269 p.

Bakalowicz M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques : méthodes d'étude, structure et fonctionnement [Infiltration zones in karst aquifers: methods of study - structure and functioning]. *Hydrogéologie* (4), 3-21.

Bakalowicz M. (1999). Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3. Lyon: Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.

Bakalowicz M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13 (1), 148-160. doi: 10.1007/s10040-004-0402-9.

Bakalowicz M., Dörfliger N. (2005). Ressources en eau du karst : un enjeu pour le bassin méditerranéen. *Géosciences - l'eau souterraine*. *Géosciences - l'eau souterraine BRGM*, 2, 26-31.

Banerjee A., Merino E. (2011). Terra Rossa Genesis by Replacement of Limestone by Kaolinite. III. Dynamic Quantitative Model. *Journal of Geology*, 119 (3), 259-274. doi: 10.1086/659146.

Barbaroux C. (2002). Analyse et modélisation des flux de carbone de peuplements forestiers pour la compréhension de la croissance de deux espèces feuillues *Quercus petraea* et *Fagus sylvatica*. Thèse, Univ. de Paris-Sud, Orsay, 182 p.

Barbaroux C., Bréda N., Dufrêne E. (2003). Distribution of aboveground and belowground carbohydrate reserves in adult trees of two contrasting broad-leaved species (*Quercus petraea* and *Fagus sylvatica*). *New Phytol.*, 157, 605-615.

Barbel-Perineau A. (2013). Caractérisation du fonctionnement de la zone non saturée des aquifères karstiques - Approche directe par études hydrodynamiques et hydrochimiques sur le bassin de recherche, d'expérimentation et d'observation de fontaine de Vaucluse - Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel - Pays d'Apt. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 226 p.

Batayneh A., Haddadin G., Toubasi U. (1999). Using the head-on resistivity method for shallow rock fracture investigations, Ajlun, Jordan. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 179-184.

Batayneh A., Al-Zoubi A. (2000). Detection of a solution cavity adjacent to a highway in southwest Jordan using electrical resistivity methods. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5, 25-30.

Batayneh A., Abueladas A., Moumani K. (2002). Use of ground penetrating radar for assessment of potential sinkhole conditions: an example from Ghor al Hditha area, Jordan. *Environmental Geology*, 41, 977-983.

Batiot C. (2002). Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes : Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne). Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 247 p.

Beauvais A., Ritz M., Parisot J. C., Bantsimba C., Dukhan M. (2004). Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma*, 119 (1-2), 121-132. doi: 10.1016/j.geoderma.2003.06.001.

Beilin J. (2006). Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français. Rapport Master, Institut Géographique National.

Benson A. K. (1995). Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 33 (1-3), 177-193. doi: 10.1016/0926-9851(94)00029-n.

Benson A. K., Floyd A. R. (2000). Application of gravity and magnetic methods to assess geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utah County, Utah. *Geophysics*, 65 (5), 1514-1526. doi: 10.1190/1.1444840.

- Beres M., Luetcher M., Paymond O. (2001). Integration of penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, 46, 249-262.
- Bereš J. (2013). Caractérisation de l'anisotropie d'une plate-forme carbonatée karstifiée : approche méthodologique conjointe sismique et électrique. Thèse, Univ. Paris Sud, Orsay, 190 p.
- Bezes C. (1976). Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques ; établissement du modèle Bemmer, son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. Thèse, Mém. Cent. et Rech. géol. et hydrogéol., Montpellier, 222 p.
- Bicalho C. C., Batiot-Guilhe C., Seidel J. L., Van-Exter S., Jourde H. (2010). Groundwater hydrochemistry changes induced at the Lez karst spring as a result of intensive exploitation during 28 years. In *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*. E. Servat, S. Demuth, A. Dezetter, T. Daniell (Eds.), p. 297-304.
- Blanc M. M., Masse J. P., De Peyronnet P., Roux M., Weydert P., Rouire J. (1973). Carte géologique et notice explicative (1/50 000), feuille 942, Sault-de-Vaucluse, France. BRGM, Orléan.
- Blavoux B. (1978). Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium : possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, 333 p.
- Blavoux B., Burger A., Chauve P., Mudry J. (1979). Utilisation des isotopes du milieu pour la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21 (4), 295-306.
- Blondel T. (2008). Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes. Expérimentation et application sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel - Pays d'Apt et de Fontaine de Vaucluse. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 192 p.
- Bonneau F., Henrion V., Caumon G., Renard P., Sausse J. (2013). A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks. *Computers & Geosciences*, 56, 12-22. doi: 10.1016/j.cageo.2013.02.004.
- Borgomano J., Masse J. P., Fenerci-Masse M., Fournier F. (2013). Petrophysics of lower cretaceous platform carbonate outcrops in Provence (SE France): implications for carbonates reservoir characterisation. *Journal of Petroleum Geology*, 36 (1), 5-42.
- Bosch F., Müller I. (2001). Continuous gradient VLF measurements: a new possibility for high resolution mapping of karst structures. *First Break* (19), 343-350.
- Bosch F., Müller I. (2005). Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. *Near Surface Geophysics* (3), 299-310.
- Boucher M., Girard J. F., Legchenko A., Baltassat J. M., Dorfliger N., Chalikakis K. (2006). Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*, 330 (3-4), 413-421. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.034.

- Burke M. J., Brennand T. A., Perkins A. J. (2012). Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 58, 30-55. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.09.004.
- Busby J. P. (2000). The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophysical Prospecting*, 48 (4), 677-695. doi: 10.1046/j.1365-2478.2000.00208.x.
- Camacho A. G., Vieira R., Montesinos F. G., Cuellar V. (1994). A gravimetric 3D global inversion for cavity detection. *Geophysical Prospecting*, 42 (2), 113-130. doi: 10.1111/j.1365-2478.1994.tb00201.x.
- Carbonel D., Rodriguez V., Gutiérrez F., McClapin J., Linares R., Roqué C., Zarroca M., Guerrero J., Sasowsky I. (2013). Evaluation of trenching, ground penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) for sinkhole characterization. *Earth surface processes and landforms*, in press. doi: 10.1002/esp.3440.
- Cardarelli E., Di Filippo G., Tuccinardi E. (2006). Electrical resistivity tomography to detect buried cavities in Rome: a case study. *Near Surface Geophysics*, 4 (6), 387-392.
- Carrière S. D., Chalikakis K., Sénéchal G., Danquigny C., Emblanch C. (2013). Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94 (0), 31-41. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.03.014.
- Caumon G., Lepage F., Sword C., Mallet J.-L. (2004). Building and editing a sealed geological model. *Mathematical Geology*, 36 (4), 405-424.
- Caumon G., Collon-Drouaillet P., Le Carlier de Veslud C., Viseur S., Sausse J. (2009). Surface-based 3D modeling of geological structures. *Mathematical Geosciences*, 41, 927-945. doi: 10.1007/s11004-009-9244-2.
- Celle-Jeanton H., Emblanch C., Mudry J., Charmoille A. (2003). Contribution of time tracers (Mg²⁺, TOC, delta C-13(TDIC), NO₃⁻) to understand the role of the unsaturated zone: A case study - Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. *Geophysical Research Letters*, 30 (6), 1322. doi: 10.1029/2002gl016781.
- Chalikakis K. (2006). Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse, Paris 6, 217 p.
- Chalikakis K., Plagnes V., Guerin R., Valois R., Bosch F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19 (6), 1169-1180. doi: 10.1007/s10040-011-0746-x
- Chamberlain A. T., Sellers W., Proctor C., Coard R. (2000). Cave detection in limestone using ground penetrating radar. *Journal of Archaeological Science*, 27 (10), 957-964. doi: 10.1006/jasc.1999.0525.
- Chapelier D. (2000). Principes de base - Cours online de géophysique. http://www-ig.unil.ch/cours/geophysa/c_resa.htm.

Chapman M. E. (1979). Techniques for interpretation of geoid anomalies. *Journal of geophysical Research*, 84 (B8), 3793-3801.

Charlier J.-B., Bertrand C., Mudry J. (2012). Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology*, 460–461 (0), 52-64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.043.

Clavel B., Conrad M. A., Busnardo R., Charollais J., Granier B. (2013). Mapping the rise and demise of Urgonian platforms (Late Hauterivian - Early Aptian) in southeastern France and the Swiss Jura. *Cretaceous Research*, 39 (0), 29-46. doi: 10.1016/j.cretres.2012.02.009.

Clément R., Descloitres M., Günther T., Ribolzi O., Legchenko A. (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience*, 341 (10–11), 886-898. doi: 10.1016/j.crte.2009.07.005.

Clément R. (2010). Etude du suivi des injections des lixiviats dans les massifs de déchets - Combinaison entre méthodes géophysiques et simulation hydrodynamique. Thèse, Univ. de Grenoble, Grenoble, 267 p.

Clément R., Descloitres M., Günther T., Oxarango L., Morra C., Laurent J. P., Gourc J. P. (2010). Improvement of electrical resistivity tomography for leachate injection monitoring. *Waste Management*, 30 (3), 452-464. doi: 10.1016/j.wasman.2009.10.002.

Clément R., Audebert M., Chevalier L., Grossin-Debattista J., Loisel S., Moreau S. (2012). Estimation of electrical resistivity error using numerical model for waste landfill characterisation. *Near Surface Geoscience 2012 - 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, 3-5 septembre, Paris, France.

Clément R., Audebert M. (2013). Introduction et démonstration de BERT - Boundless Electrical Resistivity Tomography. Atelier CRITEX, Suivi temporel de résistivité, Antony, France.

Cognard-Plancq A. L., Gevaudan C., Emblanch C. (2006). Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system : review and lessons. In *Karst, cambio climatico y aguas submediterraneas*. J.J. Duràn, B. Andreo, F. Carrasco (Eds.) : Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 465-475.

Cohen J. K., Stockwell J. W. (2010). CWP/SU: Seismic Unix Release, No. 42: an open source software package for seismic research and processing: Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines - www.cwp.mines.edu.

Coquand H. (1862). Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea couloui*) et le Neocomien supérieur (étage Urgonien de d'Orbigny). *Société Géologique de France*, 19, 535.

Coscia I., Linde N., Greenhalgh S., Guenther T., Green A. (2012). A filtering method to correct time-lapse 3D ERT data and improve imaging of natural aquifer dynamics. *Journal of Applied Geophysics*, 80, 12-24. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.12.015.

COST 620, (2003). Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. Luxembourg: European commission, 42 p.

Couturaud A. (1993). Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse (karstification et aquifère sous couverture). Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 159 p.

CRIGE PACA (2006). Le portail de l'information géographique de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur - www.crige-paca.org.

Crochet P. (2013). Philippe Crochet - photographe du monde minéral - www.philippe-crochet.com.

Cvijic I. (1960). La géographie des terrains calcaires. Académie des sciences et des arts serbe, 147-168.

D'Orbigny A. (1850). *Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés* (Vol. 2). Paris: Masson, 87 p.

Dahlin T. (2001). The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, 27 (9), 1019-1029. doi: 10.1016/s0098-3004(00)00160-6.

Dahlin T., Zhou B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52 (5), 379-398. doi: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x.

Dahlin T., Zhou B. (2006). Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4 (2), 113-123.

Daily W., Ramirez A., LaBrecque D., Nitao J. (1992). Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research*, 28 (5), 1429-1442.

Danquigny C., Emblanch C., Blondel T., Garry B., Roche A., Sudre C. (2010). Influence of Great Flood on the Functioning of Karst Aquifer: Example of the Fontaine de Vaucluse Karst System (SE France). In *Advances in Research in Karst Media*. B. Andreo, F. Carrasco, J. J. Durán, J. W. LaMoreaux (Eds.) : Springer Berlin Heidelberg, 115-121.

Davi H., Dufrêne E., Granier A., Le Dantec V., Barbaroux C., François C., Bréda N. (2005). Modelling carbon and water cycles in a beech forest: Part II.: Validation of the main processes from organ to stand scale. *Ecological Modelling*, 185 (2-4), 387-405. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2005.01.003.

Davi H., Barbaroux C., François C., Dufrêne E. (2009). The fundamental role of reserves and hydraulic constraints in predicting LAI and carbon allocation in forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (2), 349-361. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.08.014.

- De Groot-Hedlin C. D., Constable S. C. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55 (12), 1613-1624. doi: 10.1190/1.1442813.
- De la Vega M., Osella A., Lascano E. (2003). Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, 54 (1-2), 97-109. doi: 10.1016/j.jappgeo.2003.08.020.
- De Veslud C. L., Bourgeois O., Diraison M., Ford M. (2005). 3D stratigraphic and structural synthesis of the Dannemarie basin (Upper Rhine Graben). *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 176 (5), 433-442.
- Debeglia N., Bitri A., Thierry P. (2006). Karst investigations using microgravity and MASW; application to Orleans, France. *Near Surface Geophysics*, 4 (4), 215-225.
- Derode B., Cappa F., Guglielmi Y., Gaffet S., Monfret T. (2010). Poroelastic waves distortion related to the damage of an unsaturated fractured-porous carbonate rock by high pressure fluid injections. I-Dust 2010 - <http://lsbb.oca.eu>.
- Descloîtres M., Ribolzi O., Le Troquer Y. (2003). Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Catena*, 53 (3), 229-253.
- Deville S., Jacob T., Chéry J., Champollion C. (2012). On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology. *Geophysical Journal International*, 192, 82-93.
- Deville S. (2013). Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. Thèse, Univ. de Montpellier II, Montpellier, 241 p.
- Devun P. (1967). Etude pluviométrique de l'impluvium de la Fontaine de Vaucluse. Action concertée DGRST évaluation des réserves dans les karst. Application à la Fontaine de Vaucluse. 1-33.
- Doetsch J., Linde N., Pessognelli M., Green A. G., Günther T. (2012). Constraining 3-D electrical resistance tomography with GPR reflection data for improved aquifer characterization. *Journal of Applied Geophysics*, 78 (0), 68-76. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.04.008.
- Dörfliger N., Plagnes V. (2009). Carthographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques, guide méthodologique de la méthode PaPRIKa BRGM RP-57527. Orléans, 100 p.
- Dörfliger N., Crochet P., Guerin R., Jozja N., Marsaud B., Mondain P. H., Muet P., Plagnes V. (2010). Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource. Orléans: BRGM, 247 p.
- Dufrêne E., Davi H., François C., Maire G. I., Dantec V. L., Granier A. (2005). Modelling carbon and water cycles in a beech forest: Part I: Model description and uncertainty analysis on modelled NEE. *Ecological Modelling*, 185 (2-4), 407-436. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2005.01.004.

- Dunham R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 108-121.
- Elawadi E., El-Qady G., Nigm A., Shaaban F., Ushijima K. (2006). Integrated geophysical survey for site investigation at a new dwelling area, Egypt. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 11 (4), 249-259. doi: 10.2113/jeeg11.4.249.
- Ellis R. G., Oldenburg D. (1994). Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 116, 5-11.
- El-Qady G., Hafez M., Abdalla M. A., Ushijima K. (2005). Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. *Journal of Cave and Karst Studies*, 67 (3), 174-181.
- Emblanch C. (1997). Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 197 p.
- Emblanch C., Zuppi G. M., Mudry J., Blavoux B., Batiot C. (2003). Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279 (1-4), 262-274. doi: 10.1016/s0022-1694(03)00180-x.
- Ezersky M., Bruner I., Keydar S., Trachtman P., Rybakov M. (2006). Integrated study of the sinkhole development site using geophysical methods at the Dead Sea western shores Near Surface Geophysics, 4 (5), 335-343.
- Ezersky M., Legchenko A., Camerlynck C., Al-Zoubi A. (2009). Identification of sinkhole development mechanism based on a combined geophysical study in Nahal Hever South area (Dead Sea coast of Israel). *Environmental Geology*, 58 (5), 1123-1141. doi: 10.1007/s00254-008-1591-7.
- Fahy J. (1965). Contribution à l'étude de la région du Mont Ventoux contact avec le massif de Suzette et les Baronnies. Thèse, Univ. Grenoble, 192 p.
- Faulkner D. R., Jackson C. A. L., Lunn R. J., Schlische R. W., Shipton Z. K., Wibberley C. A. J., Withjack M. O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32 (11), 1557-1575. doi: 10.1016/j.jsg.2010.06.009.
- Fenerci-Masse M., Masse J. P., Pernarcic E. (2005). Quantitative stratigraphy of rudist limestones and its bearing on spatial organisation of rudist communities: the Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (S.E. France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215 (3-4), 265-284. doi: 10.1016/j.palaeo.2004.09.008.
- Fleury P., Plagnes V., Bakalowicz M. (2007). Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345 (1-2), 38-49. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.07.014.

- Fleury P., Ladouche B., Conroux Y., Jourde H., Dörfli N. (2009). Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365 (3–4), 235-243. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.037.
- Ford D. C., Williams P. W. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology* (Chapman and Hall ed.). Chichester: John Wiley and Sons, 562 p.
- Fox R. C., Hohmann G. W., Killpack T. J., Rijo L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. *Geophysics*, 45 (1), 75-93. doi: 10.1190/1.1441041.
- Gaffet S., Guglielmi Y., Virieux J., Waysand G., Chwala A., Stolz R., Emblanch C., Auguste M., Boyer D., Cavailhou A. (2003). Simultaneous seismic and magnetic measurements in the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 January 26 Indian earthquake. *Geophysical Journal International*, 155 (3), 981-990. doi: 10.1111/j.1365-246X.2003.02095.x.
- Garry B. (2007). Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 234 p.
- Gaubert A. (2013). Photographies souterraines - www.flickr.com/photos/48970735@N06.
- Gèze B. (1973). Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Annales de Spéléologie*, 28 (1), 20.
- Girard J. F., Boucher M., Legchenko A., Baltassat J. M. (2007). 2D magnetic resonance tomography applied to karstic conduit imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 63 (3-4), 103-116. doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.08.001.
- Goguel J. (1932). Sur l'extension des faciès urgoniens dans les Monts de Vaucluse. *Bulletin de la société géologique de France*, 5 (II), 445-464.
- Goldscheider N. (2002). *Hydrogeology and vulnerability of karst systems - Examples from the northern Alps and Swabian*. Thesis, Univ. of Karlsruhe, Karlsruhe, 236 p.
- Goldscheider N., Drew D. (2007). *Methods in karst hydrogeology*. London: Taylor and Francis, 264 p.
- Goldscheider N., Meiman J., Pronk M., Smart C. (2008). Tracer test in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology*, 37 (1), 27-40.
- Gondwe B. R. N., Lerer S., Stisen S., Marin L., Rebolledo-Vieyra M., Merediz-Alonso G., Bauer-Gottwein P. (2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. *Journal of Hydrology*, 389 (1-2), 1-17. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.04.044.
- Grandjean G., Gourry J. C. (1996). GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry (Thassos, Greece). *Journal of Applied Geophysics*, 36 (1), 19-30. doi: 10.1016/s0926-9851(96)00029-8.

Grellier S. (2005). Suivi hydrogéologique des centres de stockage de déchet-bioreacteurs par mesures géophysiques. Thèse, Univ. Paris VI, Paris, 242 p.

Guerin R., Benderitter Y. (1995). Shallow karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 43 (5), 635-653. doi: 10.1111/j.1365-2478.1995.tb00272.x.

Guerin R., Baltassat J. M., Boucher M., Chalikakis K., Galibert P. Y., Girard J. F., Plagnes V., Valois R. (2009). Geophysical characterisation of karstic networks - Application to the Ouyse system (Poumeyssen, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 341 (10-11), 810-817. doi: 10.1016/j.crte.2009.08.005.

Guglielmi Y. (2010). Carbonate reservoirs - The Rustrel-Fontaine de Vaucluse LSBB: a unique facility for deep carbonate reservoir. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

Guillen A., Legchenko A. (2002). Inversion of surface nuclear magnetic resonance data by an adapted Monte Carlo method applied to water resource characterization. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 193-205.

Guiziou J. L., Mallet J. L., Madariaga R. (1996). 3-D seismic reflection tomography on top of the GOCAD depth modeler. *Geophysics*, 61 (5), 1499-1510. doi: 10.1190/1.1444075.

Gunn J. (2004). *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy, Dearborn, New York, 1940 p.

Günther T. (2004). Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structure from DC measurements. Thesis, Univ. of Mining and Technology, Freiberg, Germany, 160 p.

Günther T., Rücker C., Spitzer K. (2006). Three-dimensional modelling 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.

Günther T., Rücker C. (2013). Boundless electrical resistivity tomography - BERT 2 - the user tutorial, www.resistivity.net, 55 p.

He L. F., Feng M. H., He Z. X., Wang X. B. (2006). Application of EM methods for the investigation of Qiyueshan Tunnel, China. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 11 (2), 151-156. doi: 10.2113/jeeeg11.2.151.

Hilbich C., Marescot L., Hauck C., Loke M. H., Maeusbacher R. (2009). Applicability of Electrical Resistivity Tomography Monitoring to Coarse Blocky and Ice-rich Permafrost Landforms. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (3), 269-284. doi: 10.1002/ppp.652.

Hwang C., Wang C. G., Lee L.-H. (2002). Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints. *Computers & Geosciences*, 28 (9), 1005-1015.

Jacob T., Bayer R., Chery J., Jourde H., Moigne N. L., Boy J.-P., Hinderer J., Luck B., Brunet P. (2008). Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Izac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology*, 359 (1-2), 105-117. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.06.020.

- Jacob T., Chery J., Bayer R., Le Moigne N., Boy J.-P., Vernant P., Boudin F. (2009). Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177 (2), 347-360. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x.
- Jacob T., Bayer R., Chery J., Le Moigne N. (2010). Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *J. Geophys. Res.*, 115 (B6), B06402. doi: 10.1029/2009jb006616.
- Jardani A., Revil A., Dupont J. P. (2006). Self-potential tomography applied to the determination of cavities. *Geophysical Research Letters*, 33 (13). doi: L13401 10.1029/2006gl026028.
- Jardani A., Revil A., Santos F., Fauchard C., Dupont J. P. (2007). Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting*, 55 (5), 749-760. doi: 10.1111/j.1365-2478.2007.00638.x.
- Jeanne P. (2012). Architectural, petrophysical and hydromechanical properties of fault zones in fractured-porous rocks: compared studies of a moderate and a mature fault zones (France). Thèse, Univ. Nice-Sophia-Antipolis, 223 p.
- Jeanne P., Guglielmi Y. (2010). Characterization of the rock physical properties of a fault zone in the porous-fractured carbonate reservoir of Rustrel-LSBB by different micro-geophysical in-situ and laboratory studies. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.
- Jeanne P., Guglielmi Y., Lamarche J., Cappa F., Marié L. (2012). Architectural characteristics and petrophysical properties evolution of a strike-slip fault zone in a fractured porous carbonate reservoir. *Journal of Structural Geology*, 44 (0), 93-109. doi: 10.1016/j.jsg.2012.08.016.
- Johnston M., Carpenter P. (1998). Use of seismic refraction surveys to identify mine subsidence fractures in glacial drift and bedrock. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2, 213-221.
- Kalbacher T., Wang W. Q., McDermott C., Kolditz O., Taniguchi T. (2005). Development and application of a CAD interface for fractured rock. *Environmental Geology*, 47 (7), 1017-1027. doi: 10.1007/s00254-005-1236-z.
- Kaufmann O., Quinif Y. (2001). An application of cone penetration tests and combined array 2D electrical resistivity tomography to delineate cover-collapse sinkhole prone areas. *Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology*, Balkema, Lisse, 359-364.
- Kaufmann O., Deceuster J. (2014). Detection and mapping of ghost-rock features in the Tournaisis area through geophysical methods – an overview. *Geologica belgica*, 17 (1), 17-26.
- Kearey P., Brooks M. (1984). *An introduction to geophysical exploration*. Oxford: Blakwell science Ltd, 254 p.

- Kemna A., Kulesa B., Vereecken H. (2002). Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 267 (3–4), 125-146. doi: 10.1016/S0022-1694(02)00145-2.
- Kiraly L. (1998). Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16, 77-98.
- Knight R. (1991). Hysteresis in the electrical resistivity of partially saturated sandstones. *Geophysics*, 56 (12), 2139-2147. doi: doi:10.1190/1.1443028.
- Kresic N. (1995). Remote sensing of tectonic fabric controlling groundwater flow in Dinaric karst. *Remote Sensing of Environment*, 53 (2), 85-90. doi: 10.1016/0034-4257(95)00042-Y.
- Kruse S., Grasmueck M., Weiss M., Viggiano D. (2006). Sinkhole structure imaging in covered Karst terrain. *Geophysical Research Letters*, 33 (16). doi: L16405 10.1029/2006gl026975.
- Labat D., Ababou R., Mangin A. (2000,a). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238 (3-4), 123-148. doi: 10.1016/s0022-1694(00)00321-8.
- Labat D., Ababou R., Mangin A. (2000,b). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution. *Journal of Hydrology*, 238 (3-4), 149-178. doi: 10.1016/s0022-1694(00)00322-x.
- Labat D., Ababou R., Mangin A. (2002). Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus Geoscience*, 334 (8), 551-556. doi: 10.1016/S1631-0713(02)01795-9.
- LaBrecque D. J., Miletto M., Daily W., Ramirez A., Owen E. (1996). The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. *Geophysics*, 61 (2), 538-548. doi: 10.1190/1.1443980.
- Lafeuille J. L. (2009). Etudes statistiques de données d'écoulements d'une zone non noyée karstique - Période 2006/2009. Rapport Master, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 29 p.
- Lange A. L. (1999). Geophysical studies at Kartchner caverns state park, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies*, 61 (2), 68-72.
- Larocque M., Mangin A., Razack M., Banton O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205 (3–4), 217-231. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00155-8.
- Larocque M., Banton O., Ackerer P., Razack M. (1999). Determining karst transmissivities with inverse modeling and an equivalent porous media. *Ground Water*, 37 (6), 897-903. doi: 10.1111/j.1745-6584.1999.tb01189.x.
- Laskow M., Gendler M., Goldberg I., Gvirtzman H., Frumkin A. (2011). Deep confined karst detection, analysis and paleo-hydrology reconstruction at a basin-wide scale using new geophysical interpretation of borehole logs. *Journal of Hydrology*, 406 (3-4), 158-169. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.06.011.

- Lastennet R. (1994). Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 239 p.
- Lastennet R., Puig J. M., Emblanch C., Blavoux B. (1995). Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord-Vaucluse. *Hydrogéologie* (4), 57-66.
- Leenhardt F. (1883). Etude géologique de la région du Mont Ventoux. Paris: Masson, 273 p.
- Legchenko A., Shushakov O. A. (1998). Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, 61 (1), 75-84.
- Legchenko A., Valla P. (2002). A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 3-19.
- Legchenko A., Baltassat J. M., Beauce A., Bernard J. (2002). Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 21-46.
- Legchenko A., Valla P. (2003). Removal of power-line harmonics from proton magnetic resonance measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 53 (2-3), 103-120. doi: 10.1016/S0926-9851(03)00041-7.
- Legchenko A. (2007). MRS measurements and inversion in presence of EM noise. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3), 489-508.
- Legchenko A., Ezersky M., Boucher M., Camerlynck C., Al-Zoubi A., Chalikakis K. (2008). Pre-existing caverns in salt formations could be the major cause of sinkhole hazards along the coast of the Dead Sea. *Geophysical Research Letters*, 35, L19404.
- Legchenko A., Descloîtres M., Vincent C., Guyard H., Garambois S., Chalikakis K., Ezersky M. (2011). Three-dimensional magnetic resonance imaging for groundwater. *New Journal Phys.*, 13, 025022. doi: 10.1088/1367-2630/13/2/025022.
- Léonide P., Borgomano J., Masse J.-P., Doublet S. (2012). Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: The Barremian-lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France. *Sedimentary Geology*, 265, 87-109. doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.019.
- Léonide P., Fournier F., Reijmer J., Vonhof H., GDijk J., Rosenthal M. (in prep). Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (urgonian limestone, Barremian-Aptian, SE France).
- Li Y. G., Oldenburg D. W. (1992). Approximate inverse mapping in DC resistivity problems. *Geophysical Journal International*, 109 (2), 343-362.
- Loke M. H., Barker R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44 (1), 131-152. doi: 10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.

Loke M. H. (1999). Time-Lapse resistivity imaging inversion. 5th meeting of the environmental and Engineering Society Section, Budapest, Hungary, 2 p.

Loke M. H. (2002). RES2DMOD ver. 3.01: Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite-difference and finite-element methods, 2013 - www.geotomosoft.com.

Loke M. H., Dahlin T. (2002). A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49 (3), 149-162. doi: 10.1016/S0926-9851(01)00106-9.

Lyard F., Lefevre F., Letellier T., Francis O. (2006). Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56 (5-6), 394-415.

Mahmoudzadeh M. R., Frances A. P., Lubczynski M., Lambot S. (2012). Using ground penetrating radar to investigate the water table depth in weathered granites - Sardon case study, Spain. *Journal of Applied Geophysics*, 79, 17-26. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.12.009.

Maillard J. (1965). Le passage Barrémien-Aptien et ses rapports avec l'Urgonien dans le couloir rhodanien (entre Valence et Avignon). In colloq. Sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963, mem. BRGM, 34, 147-156.

Mallet J.-L. (1992). Discrete smooth interpolation in geometric modeling. *Comput. Aided Des.*, 24, 178-191.

Mallet J.-L. (1997). Discrete modeling for natural objects. *Math. Geol.*, 29 (2), 199-219.

Malzieu E. (1987). Ressource en eau entre Rhône et Ventoux, hydrogéologie et hydrochimie du bassin de Bédoin-Mormoiron, de la plaine des sorgues et du massif de Pernes-les-Fontaines (Vaucluse). Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 247 p.

Manda A. K., Culpepper A. R. (2013). Characterizing moldic and vuggy pore space in karst aquifers using borehole-wall, slabbed-core and thin-section images. *Journal of Applied Geophysics*, 88 (0), 12-22. doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.10.005.

Mangin A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Univ. de Dijon, Dijon, 298 p.

Mangin A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *J. Hydrol.*, 67, 25-43.

Marescot L., Loke M. H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C., Reynard E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1 (2), 57-67.

Marescot L. (2004). Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis. Thèse, Univ. de Nantes, Nantes, 208 p.

- Mari J. L., Porel G., Bourbiaux B. (2009). From 3D seismic to 3D reservoir deterministic model thanks to logging data: the case study of a near surface heterogeneous aquifer. *Oil Gas Sci. Technol. Rev. IFP*, 64, 119-131.
- Marsaud B. (1996). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse, Univ. Paris XI Orsay, Paris, 305 p.
- Martel E. (1902). Sur l'origine et l'âge de la Fontaine de Vaucluse. *C. R. Acad. Sci.*, 134, 256-259.
- Martin N. (2012). Ajustements fonctionnels du chêne vert (*Quercus ilex* L.) à la sécheresse à différentes échelles temporelles : Incidences sur la modélisation des processus. Thèse, Univ. de Montpellier II, Montpellier, 239 p.
- Masse J. P. (1969). Contribution à l'étude de l'Urgonien (Barrémien - Bédoulien) des Monts de Vaucluse et du Luberon. Orléan: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 59 p.
- Masse J. P. (1976). Les calcaires urgoniens de Provence ; Valanginien - Aptien inférieur ; Tome 1 : Stratigraphie - Paléontologie ; Tome 2 : Les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse, Univ. d'Aix-Marseille, Marseille, 445 p.
- Masse J. P. (1993). Valanginian–Early Aptian carbonate platform from Provence, Southeastern France. In *Cretaceous carbonate platforms*. A. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse (Eds) : Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 363-374.
- Masse J.-P., Fenerci-Masse M. (2011). Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian–early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research*, 32 (6), 659-684. doi: 10.1016/j.cretres.2011.04.003.
- Masse J.-P., Fenerci-Masse M. (2013). Stratigraphic updating and correlation of Late Barremian–Early Aptian Urgonian successions and their marly cover, in their type region (Orgon-Apt, SE France). *Cretaceous Research*, 39 (0), 17-28. doi: 10.1016/j.cretres.2012.05.001.
- Matonti C., Viseur S., Gaffet S., Guglielmi Y. (2011). Rapport modèle GOCAD Rustrel 2011. LSBB, Rustrel, 15 p..
- Maufroy E. (2010). Caractérisation et modélisation numérique de l'effet de site topographique 3D : application à la Grande Montagne de Rustrel, Vaucluse. Thèse, Univ. de Nice Sophia-Antipolis, Nice, 236 p.
- Maufroy E., Gaffet S., Operto S., Guglielmi Y., Boyer D. (2014). Travel time inversion from ground level to gallery : protocol for the characterisation of P-wave seismic signature in a fractured-porous Urgonian platform at hectometric scale. *Near Surface Geophysics*, 12, xxx-xxx. doi: 10.3997/1873-0604.2014025.
- Maxwell M., Eso R., Oldenburg D., Van Vorst D., Yedlin M., Guglielmi Y., Cappa F., Gaffet S. (2010). Characterization of the Vaucluse karst aquifer using electrical resistivity. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

Mazzilli N., Carrière S., Chalikakis K., Legchenko A., Jourde H. (2012). MRS applicability for the characterisation of the unsaturated zone of karst hydrosystems. First results from the LSBB site (Rustrel, France). I-Dust 2012, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

Mazzilli N., Jourde H., Jacob T., Guinot V., Le Moigne N., Boucher M., Chalikakis K., Guyard H., Legchenko A. (2013). On the inclusion of ground-based gravity measurements to the calibration process of a global rainfall-discharge reservoir model: case of the Durzon karst system (Larzac, southern France). *Environmental Earth Science*, 68, 1631-1646. doi: 10.1007/s12665-012-1856-z

Mazzilli N., Boucher M., Chalikakis K., Legchenko A., Jourde H. (soumis). Assessing the potential of magnetic resonance soundings for the characterisation of the unsaturated zone of karst aquifers : a case study of the Durzon karst system (Larzac plateau, France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*

McMechan G. A., Loucks R. G., Zeng X. X., Mescher P. (1998). Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 39 (1), 1-10. doi: 10.1016/s0926-9851(98)00004-4.

Merlet S. (2010). Détermination absolue de g dans le cadre de l'expérience de la balance du watt. Paris: Observatoire de Paris LNE-SYRTE, Univ. Pierre et Marie Curie.

Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 39 (5). doi: 10.1029/2002wr001581.

Mochales T., Casas A. M., Pueyo E. L., Pueyo O., Roman M. T., Pocovi A., Soriano M. A., Anson D. (2008). Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. *Environmental Geology*, 53 (5), 1067-1077. doi: 10.1007/s00254-007-0733-7.

Mocochain L., Audra P., Bigot J. Y. (2011). Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bulletin de la société géologique de France*, 182 (2), 87-93.

Monier P. (1986). De la plate-forme urgonienne provençale au bassin vocontien. Etude stratigraphique, cartographique et paléogéographique de la série crétacée du Mont Ventoux - Chaînes subalpines méridionales (sud-est de la France). Thèse, Univ. Claude Bernard, Lyon I, Lyon, 182 p.

Monteith J. L. (1965). Evaporation and environment. In: *The state and movement of water in living organisms*, XIX TII. Symposium of the Society for Experimental biology. Cambridge Univ. Press, New York, 205-233.

Moussu F., Oudin L., Plagnes V., Mangin A., Bendjoudi H. (2011). A multi-objective calibration framework for rainfall–discharge models applied to karst systems. *Journal of Hydrology*, 400 (3–4), 364-376. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.01.047.

- Mudarra M., Andreo B. (2010). hydrogeological functioning of a karst aquifer deduced from hydrochemical components and natural organic tracers present in spring waters. The case of Yedra spring (southern Spain). *Acta Carsologica*, 39 (2), 261-270.
- Mudarra M., Andreo B., Mudry J. (2012). Monitoring groundwater in the discharge area of a complex karst aquifer to assess the role of the saturated and unsaturated zones. *Environmental Earth Sciences*, 65 (8), 2321-2336. doi: 10.1007/s12665-011-1032-x.
- Mudry J. (1981). Sur l'origine des gradients de teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France). *Journal of Hydrology*, 50, 167-178.
- Mudry J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse, Univ. de Franche Comté - Besançon, 381 p.
- Nicod J. (1972). Pays et paysages du calcaire. Paris: Presses universitaires de France, 239 p.
- Niebauer T. M., Sasagawa G. S., Faller J. E., Hilt R., Klopffing F. (1995). A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia*, 32, 159-180.
- Ogilvy R. D., Cuadra A., Jackson P. D., Monte J. I. (1991). Detection of an air-filled drainage gallery by VLF resistivity method. *Geophysical Prospecting*, 39, 845-859.
- Ögren E. (2000). Maintenance respiration correlates with sugar but not nitrogen concentration in dormant plants. *Physiol. Plant.*, 108, 295-299.
- Oladyshkin S., Royer J. J., Panfilov M. (2008). Effective solution through the streamline technique and HT-splitting for the 3D dynamic analysis of the compositional flows in oil reservoirs. *Transport in Porous Media*, 74 (3), 311-329. doi: 10.1007/s11242-007-9197-1.
- Oldenburg D. W., Li Y. G. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64 (2), 403-416. doi: 10.1190/1.1444545.
- Ollivier C. (2013). Interprétation couplée de données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques et réalisation d'un géomodèle local de la zone non saturée du karst. Rapport Master, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 57 p.
- Ollivier C., Carrière S., Chalikakis K., Danquigny C., Massonnat G. (2013). Improving a 3D geological model using multiple geophysical methods. 33rd GOCAD-MEETING, Nancy, France, 17-20 septembre - www.gocad.org.
- Oreskes N., Shrader-Frechette K., Belitz K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science, New Series*, 263 (5147), 641-646.
- Padilla A., Pulido-Bosch A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168 (1-4), 73-89. doi: 10.1016/0022-1694(94)02648-U.

- Pánek T., Šilhán K., Tábořík P., Hradecký J., Smolková V., Lenart J., Brázdil R., Kašíčková L., Pazdur A. (2011). Catastrophic slope failure and its origins: Case of the May 2010 Girová Mountain long-runout rockslide (Czech Republic). *Geomorphology*, 130 (3–4), 352-364. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.04.020.
- Parra J., Emery X. (2013). Geostatistics applied to cross-well reflection seismic for imaging carbonate aquifers. *Journal of Applied Geophysics*, 92 (0), 68-75. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.02.010.
- Pellicer X. M., Warren W. P., Gibson P., Linares R. (2012). Construction of an evolutionary deglaciation model for the Irish midlands based on the integration of morphostratigraphic and geophysical data analyses. *Journal of Quaternary Science*, 27 (8), 807-818. doi: 10.1002/jqs.2570.
- Perineau A., Danquigny C., Emblanch C., Pozzo di Borgo E., Boyer D., Poupenev J. (2010). Hydrodynamic organisation of the flows in the unsaturated zone of the Fontaine de Vaucluse karst system. First results. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.
- Perrin J., Jeannin P.-Y., Zwahlen F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279 (1–4), 106-124. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00171-9.
- Pételet-Giraud E., Dörfliger N., Crochet P. (2000). RISKE : méthode d'évaluation multicritère de la vulnérabilité des aquifères karstiques. Application aux systèmes des Fontanilles et Cent-Fonts (Hérault, Sud de la France). *Hydrogéologie*, 4, 71-88.
- Piscitelli S., Rizzo E., Cristallo F., Lapenna V., Crocco L., Persico R., Soldovieri F. (2007). GPR and microwave tomography for detecting shallow cavities in the historical area of "Sassi of Matera" (southern Italy). *Near Surface Geophysics*, 5 (4), 275-284.
- Plagnes V. (1997). Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse, Univ. Montpellier II, Montpellier, 376 p.
- Plagnes V., Kavouri K., Huneau F., Fournier M., Jaunat J., Pinto-Ferreira C., Leroy B., Marchet P., Dörfliger N. (2010). PaPRIKa, the French Multicriteria Method for Mapping the Intrinsic Vulnerability of Karst Water Resource and Source – Two Examples (Pyrenees, Normandy). In *Advances in Research in Karst Media*. B. Andreo, F. Carrasco, J. J. Durán, J. W. LaMoreaux (Eds.) : Springer Berlin Heidelberg, 323-328.
- Platel J.-P., Astruc J. G., Bruxelles L. (2008). La couverture crétacée sur les causses du Quercy : extension, ablation et transformation. *Geologues* (159), 104-105.
- Pous J., Queralt P., Chavez R. (1996). Lateral and topographic effects in geoelectric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 35 (4), 237-248. doi: 10.1016/0926-9851(96)00034-1.
- Prestor J. (1992). Relation correlative débit-précipitation dans le système karstique complexe. 5ème colloque d'hydrologie en pays calcaire, Neuchâtel, 16-18 octobre 1992.

Pueyo Anchuela O., Casas-Sainz A. M., Soriano M. A., Pocovi-Juan A. (2009). Mapping subsurface karst features with GPR: results and limitations. *Environmental Geology*, 58 (2), 391-399. doi: 10.1007/s00254-008-1603-7.

Puig J. M. (1987). Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 207 p.

Ramirez A., Daily W., Labrecque D., Owen E., Chesnut D. (1993). Monitoring an underground steam injection process using electrical-resistance tomography. *Water Resources Research*, 29 (1), 73-87. doi: 10.1029/92wr01608.

Rey F. (2007). Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France) [Groundwater resources in the "chaînons béarnais" (Western Pyrenees, France) Geometry and hydrogeological functioning of four carbonated aquifers]. Thèse, Univ. de Bordeaux I, Bordeaux, 466 p.

Riou C. (1980). Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. *Cahier ORSTOM, série Hydrogéologie*, 17 (2), 129-137.

Ritz M., Robain H., Pervago E., Albouy Y., Camerlynck C., Descloitres M., Mariko A. (1999). Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon. *Geophysical Prospecting*, 47 (2), 85-101. doi: 10.1046/j.1365-2478.1999.00122.x.

Rivier F. 1960. Etude géologique des Monts de Vaucluse (Permis de Die). Rapport interne C.O.P.E.F.A.

Robert T., Dassargues A., Brouyère S., Kaufmann O., Hallet V., Nguyen F. (2011). Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. *Journal of Applied Geophysics*, 75 (1), 42-53. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.06.008

Robert T., Caterina D., Deceuster J., Kaufmann O., Nguyen F. (2012). A salt tracer test monitored with surface ERT to detect preferential flow and transport paths in fractured/karstified limestones. *Geophysics*, 77 (2), B55-B67. doi: 10.1190/geo2011-0313.1

Rodder T., Kneisel C. (2012). Permafrost mapping using quasi-3D resistivity imaging, Murtel, Swiss Alps. *Near Surface Geophysics*, 10 (2), 117-127. doi: 10.3997/1873-0604.2011029.

Roques H. (1962). Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. *Annale de Spéléologie (I et II)*, 11-41 et 241-284.

Ross M., Parent M., Lefebvre R. (2005). 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management: a case study from a Quaternary basin of southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13 (5-6), 690-707. doi: 10.1007/s10040-004-0365-x.

Rücker C., Günther T., Spitzer K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography - I. Modelling. *Geophysical Journal International*, 166, 495-505. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x.

Rugh D. F., Burbey T. J. (2008). Using saline tracers to evaluate preferential recharge in fractured rocks, Floyd County, Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 16 (2), 251-262. doi: 10.1007/s10040-007-0236-3.

Scanlon B. R., Mace R. E., Barrett M. E., Smith B. (2003). Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276 (1-4), 137-158. doi: 10.1016/s0022-1694(03)00064-7.

Schirov M. D., Legchenko A., Creer G. (1991). New direct non-invasive ground water detection technology for Australia. *Exploration Geophysics*, 22, 333-338.

Scintrex (2006). Scintrex autograv system Operation Manual. www.scintrexltd.com.

Semenov A. G., Schirov M. D., Legchenko A. V., Burshtein A. I., Pusep A. Y. (1988). A device for measurement of underground mineral parameters. USSR Patent 1079063.

Sénéchal G., Rousset D., Gaffet S. (2010). Water content monitoring in limestone based on radar velocity analysis (LSBB). I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

Sénéchal G., Rousset D., Gaffet S. (2013). Ground Penetrating Radar investigation inside a karstified limestone reservoir. *Near Surface Geophysics*, 11 (3), 283-291. doi: 10.3997/1873-0604.2013008.

SEREB (1967). Programme S.S.B.S. PCT de Rustrel - Coupes géotechniques des galeries en cours de construction - Galerie de secours PM 0 à 1000. pl.6.

Siart C., Hecht S., Holzhauser I., Altherr R., Meyer H. P., Schukraft G., Eitel B., Bubenzer O., Panagiotopoulos D. (2010). Karst depressions as geoarchaeological archives: The palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS. *Quaternary International*, 216 (1-2), 75-92. doi: 10.1016/j.quaint.2009.06.020.

Siart C., Forbriger M., Nowaczinski E., Hecht S., Höfle B. (2013). Fusion of multi-resolution surface (terrestrial laser scanning) and subsurface geodata (ERT, SRT) for karst landform investigation and geomorphometric quantification. *Earth surface processes and landforms*, 38, 1135-1147. doi: 10.1002/esp.3394.

Slater L., Binley A., Versteeg R., Cassiani G., Birken R., Sandberg S. (2002). A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49 (4), 211-229. doi: 10.1016/s0926-9851(02)00124-6.

Soulios G. (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique. *Journal of Hydrology*, 124, 29-42.

Srayeddin I., Doussan C. (2009). Estimation of the spatial variability of root water uptake of maize and sorghum at the field scale by electrical resistivity tomography. *Plant and Soil*, 319 (1-2), 185-207. doi: 10.1007/s11104-008-9860-5.

Styles R., McGrath R., Thomas E., Cassidy N. J. (2005). The use of microgravity for cavity characterization in karstic terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38, 155-169.

Šumanovac F., Weisser M. (2001). Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47 (1), 13-28. doi: 10.1016/s0926-9851(01)00044-1.

Tamura Y. (1987). A harmonic development of the tide generating potential. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 99 p.

Thierry P., Debeglia N., Bitri A. (2005). Geophysical and geological characterisation of karst hazards in urban environments: application to Orléans (France). *Bull. Eng. Geol. Env.*, 64, 139-150.

Torrès-Rondon L., Carrière S. D., Chalikakis K., Valles V. (2013). An integrative geological and geophysical approach to characterize a superficial deltaic aquifer in the Camargue plain, France. *Comptes Rendus Geoscience*, in press. doi: 10.1016/j.crte.2013.07.002.

Trushkin D. V., Shushakov O. A., Legchenko A. (1994). The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water survey in the earth's magnetic field. *geophysical Prospecting*, 42, 855-862.

Turberg P., Barker R. (1996). Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments. *First Break*, 14, 105-112.

Vadillo I., Benavente J., Neukum C., Grützner C., Carrasco F., Azzam R., Liñán C., Reicherter K. (2012). Surface geophysics and borehole inspection as an aid to characterizing karst voids and vadose ventilation patterns (Nerja research site, S. Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 82 (0), 153-162. doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.03.006.

Valois R., Bermejo L., Guerin R., Hinguant S., Pigeaud R., Rodet J. (2010). Karstic Morphologies Identified with Geophysics around Saulges Caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection*, 17 (3), 151-160. doi: 10.1002/arp.385.

Valois R. (2011). Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques. Thèse, Univ. Paris VI, Paris, 244 p.

Valois R., Camerlynck C., Dhemaied A., Guérin R., Hovhannissian G., Plagnes V., Rejiba F., Robain H. (2011). Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (9), 1183-1192. doi: 10.1002/esp.2144.

Van Schoor M. (2002). Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 50 (4), 393-399. doi: 10.1016/s0926-9851(02)00166-0.

Van Vorst D., Yedlin M., Guglielmi Y., Cappa F., Gaffet S., Maxwell M., Oldenburg D. (2010). GPR imaging of a fracture zone in the Vaucluse karst aquifer using 2D and 3D eikonal inversion. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.

- Variant R. H. (1962). Ground liquid prospecting method and apparatus. US patent, 3019383.
- Vicat J. P., Lips B., Lips J., Piguet P., Leger J. M. (1995). La grotte de Mbilibekon : un pseudo karst dans la couverture latéritique du craton du Congo (Ebolowa, Cameroun). *Karstologia*, 26(2), 51-54.
- Vicat J. P., Lips B., Pouclet A., Leger J. M., Willems L. (1997). Phénomènes pseudo-karstiques dans les roches plutoniques et métamorphiques du Sud du Cameroun. *Karstologia*, 29, 17-22.
- Vik B., Sylta K. E., Skauge A. (2012). Connectivity in Vuggy Carbonates, New Experimental Methods and Applications. *Transport in Porous Media*, 93 (3), 561-575. doi: 10.1007/s11242-012-9969-0.
- Villegier M. (1984). Evolution tectonique du panneau de couverture nord provençal (Mont Ventoux, Lubéron, Moyenne Durance). Thèse, Univ. Paris Sud, Orsay, Paris, 174 p.
- Vouillamoz J. M. (2003). La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par Résonance Magnétique Protonique. Thèse, Paris XI, 315 p.
- Vouillamoz J. M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J. M., Al-Fares W. (2003). Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water*, 41 (5), 578-586. doi: 10.1111/j.1745-6584.2003.tb02396.x.
- Vouillamoz J. M., Sokheng S., Bruyere O., Caron D., Arnout L. (2012). Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. *Journal of Hydrology*, 458–459 (0), 51-58. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.044.
- Wannamaker P. E., Stodt J. A., Rijo L. (1986). Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modelled using finite elements. *Geophysics*, 51 (11), 2131-2144.
- Waysand G., Pozzo di Borgo E., Soula S., Pyée M., Marfaing J., Bois J., Yedlin M., Blancon R., Gaffet S., Barroy P., Auguste M., Boyer D., Cavaillou A. (2010). Azimutal analysis in [SQUID]² system for mesopause and sprites excitations. I-DUST, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.
- Waysand G., Marfaing J., di Borgo E. P., Blancon R., Pyee M., Yedlin M., Barroy P., Auguste M., Boyer D., Cavaillou A., Poupenev J., Sudre C. (2011). Earth-ionosphere couplings, magnetic storms, seismic precursors and TLEs: Results and prospects of the SQUID (2) system in the low-noise underground laboratory of Rustrel-Pays d'Apt. *Comptes Rendus Physique*, 12 (2), 192-202. doi: 10.1016/j.crhy.2011.02.008.
- White W. B. (1999). Conceptual models for karstic aquifers. *Karst modelling - Proceedings of the symposium held, Charlottesville, Virginia*.
- White W. B. (2007). A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. *J. Cave Karst Stud.* (69), 13-26.
- Willems L. (2000). Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées - Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale. Thèse, Univ. de Liège, Liège, 263 p.

- Witten A., Won I., Norton S. (1997). Imaging underground structures using broadband electromagnetic induction. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2, 105-114.
- Worthington S. R. H. (2009). Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA). *Hydrogeology Journal*, 17 (7), 1665-1678. doi: 10.1007/s10040-009-0489-0.
- Worthington S. R. H., Ford D. C. (2009). Self-Organized Permeability in Carbonate Aquifers. *Ground Water*, 47 (3), 326-336. doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.00551.x.
- Yaramanci U., Hertrich M. (2007). Inversion of magnetic resonance sounding data. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3), 473-488.
- Yedlin M., Cresp A., Pichot C., Aliferis I., Dauvignac J.-Y., Gaffet S., Senechal G. (2009). Ultra-wideband microwave imaging of heterogeneities. *Journal of Applied Geophysics*, 68 (1), 17-25. doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.08.005.
- Yedlin M., Sénéchal G., Rousset D., Fortino N., Dauvignac J. Y., Gaffet S., Monfret T., Pichot C. (2010). ETSA and RAMAC GPR data obtained at LSBB - a comparative study. I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.
- Zeyen H., Beres J., Gaffet S., Rousset D., Sénéchal G. (2010). Seismic anisotropy analysis at the Low-noise underground Laboratory (LSBB) of Rustrel (France). I-Dust 2010, Apt, France - <http://lsbb.oca.eu>.
- Zhou W., Beck B. F., Stephenson J. B. (2000). Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes. *Environmental Geology*, 39 (7), 760-766.
- Zhou Q. Y., Shimada J., Sato A. (2001). Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 37 (2), 273-285. doi: 10.1029/2000wr900284.
- Zhou W. F., Beck B. F., Adams A. L. (2002). Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42 (8), 922-928. doi: 10.1007/s00254-002-0594-z.
- Zhu J. F., Currens J. C., Dinger J. S. (2011). Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits-A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics*, 75 (3), 523-530. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.08.009.

- **Sites internet :**

www.earth.google.com, 2013. Photographies aériennes et vision 3D de la planète.

<http://lsbb.oca.eu>, 2013. Site officiel du LSBB - (anciennement www.lsbb.unice.fr).

www.resistivity.net, 2013. Site officiel de BERT et DC2DinvRes.

www.geoportail.gouv.fr, 2013. Géoportail, le portail des territoires et des citoyens, IGN.

www.geotomosoft.com, 2013. Site officiel de Res2Dinv.

www.pdgm.com, 2013. Site officiel de Paradigm.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Fig. 1 : Le paysage karstique [Bakalowicz, 1999].	15
Fig. 2 : Puits vertical de 100 m, Aven Aubert, Plateau d'Albion, France [photo : Gaubert, 2013].	16
Fig. 3 : Représentation schématique de l'évolution d'un aquifère karstifiable fissuré vers un aquifère karstique [inspiré de Dörfliger et al., 2010].	17
Fig. 4 : Les différentes configurations des karsts, selon la nature de l'impluvium [Marsaud, 1996].	17
Fig. 5 : Les différentes configurations de karsts, selon la position du drain principal par rapport à l'exutoire [Marsaud, 1996].	18
Fig. 6 : Porosité des roches karstifiées	18
Fig. 7 : Schéma conceptuel du karst de Fontaine de Vaucluse	19
Fig. 8 : (A) Illustration d'un aquifère épikarstique [Mangin, 1975] ; (B) photo d'un épikarst [Goldscheider N.], dans Dörfliger et al. [2010].	20
Fig. 9 : (A) Modèle d'une faille mature, structure et propriété hydromécaniques [Faulkner et al., 2010] ; (B) Structure d'un corps de faille (Rustrel, France), [Jeanne, 2012].	20
Fig. 10 : Gours de la grotte de Combe aux Prêtres, (Cote d'or, France) [photo : Crochet, 2013].	21
Fig. 11 : Modèle conceptuel du karst noyé avec Systèmes Annexe de Drainage (SAD).	22
Fig. 12 : Représentation schématique de la forte (C = conduit) et faible (M = matrice) perméabilité des volumes durant les crues et ses conséquences sur l'hydrogramme de crue de la source karstique étudiée, en fonction de l'état initial de la matrice, [Bailly-Comte et al., 2010].	23
Fig. 13 : Cartographie mondiale des formations karstifiées affleurantes [d'après Gunn, 2004 dans Ford et Williams, 2007].	24
Fig. 14 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée [Bakalowicz et Dörfliger, 2005].	25
Fig. 15 : Positionnement géographique de l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Photo aérienne : www.earth.google.com], délimitation du périmètre d'alimentation en rouge.	26
Fig. 16 : Diagramme climatique « Pluie – ETP » sur la période 1998 – 2007 [Blondel, 2008].	27
Fig. 17 : Répartition des stations « Météo-France » sur le bassin de Fontaine de Vaucluse.	28
Fig. 18 : Carte d'occupation des sols dans l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Blondel, 2008 d'après CRIGE PACA, 2006], légende figure 19.	29

Fig. 19 : Légende de l'occupation des sols, chartre graphique du CRIGE PACA [2006].	30
Fig. 20 : Subdivisions du Crétacé	31
Fig. 21 : Coupe lithostratigraphique synthétique de l'hydrosystème de Fontaine de Vaucluse [Puig, 1987, modifié].	33
Fig. 22 : Carte géologique et structurale simplifié de la région [Puig, 1987].	34
Fig. 23 : Coupes géologiques (A) du Petit Luberon au Mont Ventoux et (B) du Grand Luberon à la Montagne de Lure [Puig, 1987].	35
Fig. 24 : Evolution de la datation des calcaires urgoniens depuis Leenhardt [1883], [Masse et Fenerci-Masse, 2013].	36
Fig. 25 : (A) Paléogéographie barrémienne, (B) Paléogéographie aptienne et (C) Coupe stratigraphique synthétique de la plateforme carbonatée du Crétacé inférieur du Sud provençal [Masse, 1993; Fenerci-Masse et al., 2005].	37
Fig. 26 : Estimation de la porosité de la série carbonatée du bassin d'alimentation de Fontaine de Vaucluse [d'après Guglielmi, 2010].	38
Fig. 27 : Coupe géologique passant par la Fontaine de Vaucluse [Puig, 1987] et historique de son exploration.	39
Fig. 28 : Présentation du site du LSBB [http://lsbb.oca.eu , dans Blondel, 2008].	41
Fig. 29 : (A) Localisation des points d'écoulement dans la galerie en 2009 [Lafeuille, 2009]; (B) Exemple du point d'écoulement D.	42
Fig. 30 : Classification des principaux points d'écoulement suivi au LSBB [Garry, 2007].	43
Fig. 31 : (A) Vue pseudo-3D du LSBB [http://lsbb.oca.eu] et des principaux points d'écoulement ; (B) Représentation graphique des précipitations à S ^t Saturnin-les-Apt et des débits de deux points d'écoulement.	44
Fig. 32 : Extrait de la coupe géotechnique de la galerie de secours [SEREB, 1967], description des faciès calcaires, fracturation et résistance de la roche à la compression.	46
Fig. 33 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles de surface pour l'hydrogéologie [d'après Kearey et Brooks, 1984 ; Vouillamoz, 2003 ; Chalikakis, 2006].	48
Fig. 34 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique ainsi que leur efficacité et rendement [Chalikakis et al., 2011].	49
Fig. 35 : Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope [Astier, 1971, dans Chapelier, 2000].	51

Fig. 36 : Dispositifs d'acquisition ERT utilisés et calculs associés, avec x le positionnement de la mesure le long du profil, PsZ la pseudo profondeur d'investigation et K le facteur géométrique.	52
Fig. 37 : Principe de l'inversion ERT	53
Fig. 38 : Comparatif des logiciels DC2Dinv, Res2Dinv et BERT [Clément et Audebert, 2013].	56
Fig. 39 : Principe du GPR.....	58
Fig. 40 : Mesure avec le GPR Måla RAMAC sur le site de la sortie de secours du LSBB.....	59
Fig. 41 : Diagramme temporel d'une mesure RMP [Vouillamoz, 2003].	61
Fig. 42 : Equipement Numis ^{PLUS} d'IRIS Instruments.	62
Fig. 43 : Matériel employé. (A) Gravimètre CG5 ; (B) Gravimètre FG5.	64
Fig. 44 : (A) Extrait de la carte géologique 1/50 000, n° 942 [Blanc et al., 1973] ; (B) Carte géologique GOCAD® [Matonti et al., 2011].	67
Fig. 45 : Coupes géologiques [Ollivier, 2013] réalisées à partir du géomodèle 3D GOCAD [Matonti et al., 2011].	68
Fig. 46 : Coupe lithostratigraphique synthétique de la localité de Rustrel [Masse et Fenerci-Masse, 2011, modifié]. "D2", "D3", et "D4" correspondent à des discontinuités servant de repère dans la série urgonienne. "D2" constitue la limite entre U2 et U3. Les stations de description (S1 à S4) correspondent aux affleurements repérés dans la figure 47 et décrits dans les paragraphes suivants.	69
Fig. 47 : Localisation des affleurements [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].	70
Fig. 48 : Description de l'affleurement du membre U2, site (S1) de la figure 47. Les lignes rouges représentent des surfaces d'érosion, les lignes bleues des contacts normaux et les lignes bleues dentelées des transitions.	71
Fig. 49 : Affleurement du membre U3. (A) Site (S2) de la figure 47 ; (B) Section polie, proche de la discontinuité "D2", "Pa" Pachytraga (Caprinidae) et "Rq" Requienidae ; (C) Section polie du faciès à Orbitolinidae ; (D) Colonies coralliennes [Masse et Fenerci-Masse, 2011].	72
Fig. 50 : Affleurement de la partie supérieure de U3 (S3 de la figure 47) ; (a) biocalcarénite à stratifications obliques orientées vers le NE ; (b') calcarénite à grain fin et bancs réguliers ; (b'') calcarénite à silex blancs ; (c) calcarénite à stratifications obliques orientées vers le SW et éléments glauconieux. (A) Extrait de la coupe lithostratigraphique, légende figure 46 ; (B) Vue de l'affleurement ; (C) Suite de la série affleurant quelques dizaines de mètres au SW de (B).	73
Fig. 51 : Affleurement du sommet de la série carbonatée bédoulienne, site (S4) de la figure 47.	74
Fig. 52 : Propriétés physiques des affleurements calcaires des sites 1 et 2 (Fig. 47), [Léonide et al., 2012 et Léonide et al., in prep.].	75

Fig. 53 : Géologie et tectonique de la sortie de secours du LSBB. (A) Photo aérienne du site, coordonnées Lambert II étendu [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr] et repérage des linéaments ; (B) Rosace de fracturation réalisé à partir de relevé de terrain.....	76
Fig. 54 : Photographie de la dalle calcaire du site de la sortie de secours.....	77
Fig. 55 : Photo de lame mince prélevé sur le site de la sortie de secours (Fig. 53-A), lumière polarisée analysée, 1 : Miliolidae ; 2 : Orbitolinidae ; 3 : algues vertes à squelette calcaire ; 4 : cimentation précoce isopaque ; 5 : cimentation secondaire.	78
Fig. 56 : Schéma des flux d'eau (gauche) et de carbone (droite) des sous modèles de CASTANEA. Les rectangles à angles droits sont les variables d'état (C et H ₂ O), ceux à angles arrondis sont les variables de flux (C et H ₂ O) et les ellipses sont les variables du forçage météorologique. Chaque flèche correspond à un flux d'eau ou de carbone depuis ou vers un des compartiments. Les flèches en pointillés correspondent à (i) l'influence du contenu en eau du sol sur l'ouverture des stomates et (ii) le contrôle stomatique de la transpiration et de la photosynthèse [Dufrêne et al., 2005].	80
Fig. 57 : Localisation de l'inventaire forestier mené sur le site de la sortie de secours du LSBB [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].	81
Fig. 58 : Inventaire forestier sur la placette de la sortie de secours du LSBB. (A) Prise de la position GPS de l'arbre et mesures du diamètre des fourches basses ; (B) Photographie hémisphérique ; (C) Fosse pour estimer la RUM.	82
Fig. 59 : Graphique de l'évolution de l'ETR en fonction de différentes RUM et LAI. Mise en évidence de l'importance majeure du LAI vrai sur l'ETR	84
Fig. 60 : Graphique de l'évolution des réserves carbonées en fonction de différentes valeurs de RUM et de LAI vrai. Mise en évidence de l'équilibre qui s'établit entre RUM, LAI et développement de la forêt.....	85
Fig. 61 : Chroniques de pluies brutes et des principaux paramètres modélisés avec CASTANEA (ETR, RUM, infiltration efficace, réserves carbonées) pour la période 2011-2012.....	87
Fig. 62 : Comparaison des débits annuels des points D, C et de Fontaine de Vaucluse (FdV) avec les cumuls annuels de précipitations brutes et d'infiltration efficace modélisée par CASTANEA pour la période 2004-2012. Données météorologiques du CIRAME à Saint Saturnin-les-Apt.	88
Fig. 63 : Analyse de la corrélation entre le débit du point d'écoulement D et l'infiltration efficace (I_{eff}) issue de la modélisation CASTANEA. (A) Chronique longue (N=2310 jours) entre Janvier 2004 et Mai 2010 ; (B) Chroniques réduites (N=365 jours) sur la période sèche 2006/2007 et la période plutôt humide 2011/2012 durant laquelle le suivi hydrogéophysique a été réalisé.....	89
Fig. 64 : Analyse de la corrélation entre le débit des points d'écoulement du LSBB et l'infiltration efficace (I_{eff}) issue de la modélisation CASTANEA, sur la période Janvier 2004 à Mai 2010. (A) Point A à 442 m de profondeur ; (B) Point C à 256 m de profondeur.	90
Fig. 65 : Positionnement des mesures ERT [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr].	104

Fig. 66 : Comparaison des inversions 2D et 3D des sept sections WS, 64 électrodes avec 2 m d'espacement. (A) Inversion 2D avec Res2Dinv ; (B) Inversion 3D avec BERT.	105
Fig. 67 : Situation des campagnes ERT, RMP et gravimétriques au cours des années 2011 et 2012. Sources données climatiques : CIRAME.	107
Fig. 68 : Comparaison des campagnes 2 et 5 inversées en 3D "time-lapse cascade" avec BERT. (A) Modèle de résistivité de la campagne 2 ; (B) Modèle de résistivité de la campagne 5 ($\chi^2=3.1$ et $RMS=4.6\%$) ; (C) Variation de la résistivité entre les campagnes 2 et 5.....	110
Fig. 69 : Inversions DC2Dinv du profil LSBB03 pour les différentes campagnes de la période 2011-2012 (Fig. 67). A gauche, les modèles de résistivité inversée et à droite, les variations de résistivité inversée par rapport au modèle de la campagne précédente.	111
Fig. 70 : Tableau de synthèse des mesures ERT WS dans le contexte hydrique : réserve utile et débit du point D.....	112
Fig. 71 : Positionnement des mesures RMP [Photo aérienne : www.geoportail.gouv.fr]	113
Fig. 72 : Signal RMP brut calculé avec SAMOVAR. En couleur, les amplitudes initiales dont l'incertitude correspond au bruit ambiant et en noir, les temps de relaxation bruts (T_2^*).....	114
Fig. 73 : Variation de la teneur en eau en fonction de la profondeur résultant de l'inversion du signal RMP avec SAMOVAR en mode "smooth" et 40 couches. Présentation des résultats possibles en fonction du paramètre de lissage choisi pour l'inversion. La profondeur critique d'interprétation est liée au rapport signal/ bruit au moment du sondage [e.g. Legchenko et Valla., 2002].....	115
Fig. 74 : Mise en relation des temps de temps de relaxation T_2^* en fonction de la taille des grain en zone saturée [Vouillamoz et al., 2012].....	116
Fig. 75 : Variation temporelle du signal RMP brut et inversé entre la campagne 1 de Juillet 2011 et la campagne 2 de Février 2012.	117
Fig. 76 : Principe de la mesure de gravimétrie "surface to depth".	119
Fig. 77 : Tableau de synthèse des résultats gravimétriques dans le contexte hydrique : réserve utile, débit du point D.....	119
Fig. 78 : Mesures gravimétriques du site de la sortie de secours. (A) Résultats de la période d'Octobre 2011 à Avril 2012 ; (B) Résultats de la période d'Avril 2012 à Novembre 2012 ; (C) Interprétation et disposition des zones de variation du stock d'eau pour la phase de modélisation.	120
Fig. 79 : Evolution conjointe de la moyenne arithmétique des résistivités apparentes, des précipitations et de la température de l'air au cours du suivi. Chaque point marron représente la moyenne des résistivités apparentes d'un profil. Sources données climatiques : CIRAME.	124
Fig. 80 : (A) Variations horaires des résistivités apparentes par rapport au pas de temps précédent avec représentation simplifiée du couvert végétal et du sol ainsi que les fractures détectées avec le	

GPR (cf. partie III.3) ; (B) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.....	126
Fig. 81 : (A) Inversion des variations horaires des résistivités apparentes par rapport au pas de temps précédent, logiciel DC2Dinv, avec représentation simplifiée du couvert végétal et du sol ainsi que les fractures détectées avec le GPR (cf. partie III.3) ; (B) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.....	128
Fig. 82 : Inversion de 8 pas de temps du suivi ERT pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "modèle de référence commun" (cf. partie I.3.2.1), 3 itérations, dispositif Gradient. (A) Modèles de résistivité inversée ; (B) Variation de résistivité inversée par rapport au temps 1 ; (C) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.....	130
Fig. 83 : Inversion de 8 pas de temps du suivi ERT pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "2 à 2" (cf. partie I.3.2.1), 3 itérations, dispositif Gradient. (A) Modèles de résistivité inversée ; (B) Variation de résistivité inversée par rapport au temps 1 ; (C) Repérage temporel des sections dans le graphique pluie/moyenne arithmétique des résistivités apparentes.....	131
Fig. 84 : Evolution du <i>DOI index</i> au cours des 8 pas de temps inversés avec le logiciel DC2Dinv (Fig. 82), stratégie "modèle de référence commun". Normalisation avec la valeur de DOI maximale de l'ensemble des pas de temps.	132
Fig. 85 : Evolution du <i>coverage</i> au cours des 8 pas de temps inversés avec le logiciel BERT, stratégie "2 à 2", (Fig. 83). (A) Evolution du paramètre <i>coverage</i> , la ligne rouge en pointillé est un repère pour constater l'évolution ; (B) Variation du <i>coverage</i> par rapport au <i>coverage</i> initial.....	133
Fig. 86 : Test de sensibilité par modélisation directe, logiciel DC2Dinv, dispositif Gradient ; (A) Modèle de référence ; (B) Modèle testé ; (C) Variation de résistivité par rapport au modèle de référence. .	135
Fig. 87 : Schéma conceptuel de la méthodologie appliquée pour la construction du géomodèle 3D de type surface [Ollivier, 2013 ; modifié].....	138
Fig. 88 : Intégration des différentes échelles d'information pour la construction du géomodèle [Ollivier, 2013, modifié].....	139
Fig. 89 : Géomodèle global basé sur la carte géologique et la géotechnique [Ollivier et al., 2013 ; modifié].	140
Fig. 90 : Les grandes étapes de la construction du géomodèle local. (A) Construction des failles ; (B) Construction des interfaces ; (C) Représentation de la topographie.....	141
Fig. 91 : Confrontation du géomodèle 3D avec les hypothèses de fonctionnement hydrogéologique du site expérimental. Le géomodèle est tronqué le long du profil LSBB03. La section de variation horaire de résistivité apparente correspond à la variation observée à la fin de l'épisode pluvieux et laissant apparaître un phénomène de ressuyage (Fig. 80). Légende de la coupe lithostratigraphique à la figure 46.....	142

Fig. 92 : Méthodologie de prospection hydrogéophysique de la zone non saturée du karst à l'aide des outils usuels de prospection de surface.....	147
Fig. 93 : Fonctionnement de l'hydrosystème local qui alimente le point d'écoulement D.....	149
Fig. 94 : Variation de gravité de chaque station (violet) et différence temporelle entre surface et galerie (noir). (A) Période de recharge 2010-2011 ; (B) Période de recharge octobre 2011-avril 2012 ; (C) Interprétation [Deville, 2013].	156
Fig. 95 : Lecture de paysage depuis la plateforme du LSBB.....	161
Fig. 96 : Section GPR LSBB01, antennes 250 MHz.....	163
Fig. 97 : Section GPR LSBB01, antennes 250 MHz.....	164
Fig. 98 : Résultats des mesures gravimétriques et modélisation des mesures.....	165
Fig. 99 : Exemple de modélisation (Dipôle-Dipôle) et indices de satisfaction attribué. (A) Mauvais, modèle homogène peu ou pas perturbé ; (B) Moyen, anomalie conductrice visible en sub-surface ; (C) Acceptable, marquage net de la structure conductrice ; (D) Bon, la géométrie de la structure conductrice est presque respectée.	168
Fig. 100 : Graphique de représentation du résultat des modélisations. (A) Protocole Wenner-Schlumberger ; (B) Protocole Dipôle-dipôle ; (C) Protocole Gradient.....	170
Fig. 101 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "indépendants", 3 itérations.....	171
Fig. 102 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel BERT, stratégie "modèle de référence commun", 3 itérations.....	172
Fig. 103 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "indépendants", 3 itérations.....	173
Fig. 104 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "cascade", 3 itérations.	174
Fig. 105 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel DC2Dinv, stratégie "cascade" avec un découpage du maillage (lignes noires) créant une rupture de la "smooth constraint", 3 itérations.....	175
Fig. 106 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "indépendants", 3 itérations.....	176
Fig. 107 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "cascade" ou "sequential", 3 itérations.	177
Fig. 108 : Inversion de 8 pas de temps du suivi des résistivités électriques pendant la pluie avec le logiciel Res2Dinv, stratégie "modèle de référence commun" ou "simultaneous", 3 itérations.	178

REMERCIEMENTS

La liste des personnes ayant permis l'aboutissement de ce travail étant longue, cette page de remerciements se veut méthodiquement organisée. Je tiens donc à remercier chaleureusement toutes les personnes citées ci-après pour leur implication de près ou de loin dans cette aventure.

Les membres du jury pour avoir pris le temps d'évaluer consciencieusement ce travail, Catherine Truffert, Olivier Kaufmann, Roger Guérin, Olivier Bour et Guy Sénéchal.

Mes encadrants pour m'avoir supporté et appris tant de choses, Konstantinos Chalikakis, Charles Danquigny, Christophe Emblanch et Yves Travi.

Les membres des comités de pilotage pour leurs critiques constructives et leurs conseils, Phillipe Renard, Yves Guglielmi, Gérard Massonnat et Stéphane Gaffet.

Les collaborateurs pour le prêt de matériel, les données et les formations, Rémi Clément (IRSTEA), Pierre Marchand (Hydroscience Montpellier), Sabrina Deville, Cédric Champollion, Nicolas Le Moigne (Géosciences Montpellier), Brigitte Bouquet (CIRAME), Claude Doussan et Arnaud Chapelet (INRA-EMMAH), Florence Courdier, Hendrik Davi et Roland Huc (INRA-URFM), Gilles Plauche (ONF), Anatoly Legchenko (LTHE), Jean-Pierre Masse (CEREGE Aix-Marseille), Guy Sénéchal (UPPA) et Christian Camerlynck (Sysiphe).

Mes collègues pour leur bonne humeur et leur soutien, Laurita, Aurore, Malinka, Thao, Salah, Adriano, Michel D., Roland (pour les séances "C'est pas sorcier"), Vincent M., Marina, Anne-Laure, Naomi, Elisabeth, Daniel B., Michel A. et Alain.

Les personnes ayant participé sur le terrain pour leur énergie et pour avoir parfois risqué leur vie, Clément Z., Manon F., Marc D., Chloé O., Olivier D., Laetitia A., Bernard B., Thibaut B., Olivier A., Florence C., William, Nicolas M., Marie et Solène.

Mes relecteurs et traducteurs, Conchita, Ivier, Don, Donghao, Mohamed M., Claire Dransfield, Chloé, Chacha, Jean-Claude, Béné, Claude D., Vincent V. et Sabrina D.

Les autres, si nombreux et tellement importants, pour leur soutien quotidien jusqu'à la soutenance de ce travail, ma famille et mes amis.

RESUME

Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst

La Zone Non Saturée (ZNS) peut jouer un rôle majeur pour la circulation et le stockage de l'eau dans les hydrosystèmes karstiques mais ces mécanismes restent peu connus. L'hydrogéophysique peut-elle permettre d'évaluer les variations spatiales et temporelles du stock d'eau de la ZNS pour améliorer la compréhension de son fonctionnement ?

En 2011 et 2012, différents outils ont été utilisés sur un site expérimental à l'aplomb du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (LSBB) dans le bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse afin d'en étudier la structure et le fonctionnement hydrogéologique. Ces investigations se sont déroulées selon une méthodologie comprenant quatre phases : (1) phase préliminaire d'étude géologique et hydrogéologique, (2) caractérisation géophysique de la structure géologique, (3) caractérisation hydrogéophysique du fonctionnement hydrodynamique, (4) synthèse par géomodélisation 3D.

Les résultats obtenus sur le site expérimental soulignent le potentiel de l'hydrogéophysique en milieu karstique et valident la méthodologie proposée. Les investigations ont permis d'identifier rapidement des structures géologiques pouvant jouer un rôle majeur dans la régulation des flux d'eau. Des variations saisonnières du stock d'eau ont été mesurées jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans la ZNS. Le suivi géophysique événementiel a permis d'imager l'hétérogénéité spatiale et temporelle de la recharge. Enfin, la géomodélisation s'avère essentielle dans la méthodologie proposée pour synthétiser les connaissances du site, finaliser le schéma de fonctionnement et poser les bases de futurs travaux de modélisation hydrodynamique dans la ZNS du karst.

Mots clés :

Hydrogéophysique, karst, recharge, zone non saturée, géomodélisation, Fontaine de Vaucluse, LSBB.

ABSTRACT

Hydrogeophysical study of karst unsaturated zone structure and functioning

Karst Unsaturated Zone (UZ) can play a major hydrodynamic role but water flow and storage mechanisms remains poorly known. Can hydrogeophysics help assessing the spatial and temporal water storage variation in UZ and improve understanding karst UZ functioning?

In 2011 and 2012, various tools have been employed on an experimental site above the low noise underground research laboratory of Rustrel (LSBB) within the Fontaine de Vaucluse catchment, in order to study the hydrogeological structure and functioning. These investigations were conducted using a methodology including four phases: (1) Preliminary study of geological and hydrogeological context, (2) Geophysical characterization of the geological features, (3) Hydrogeophysical characterization of the hydrodynamic functioning, (4) 3D geomodeling of the karst UZ.

The acquired results highlight the potential of hydrogeophysical investigation in karst media and validate the proposed methodology. These investigations allowed a fast identification of geological structures which may play a major role in water flow regulation. Seasonal variations in water storage were measured until several tens of meters deep within the UZ. Hydrogeophysical monitoring allowed imaging spatial and temporal heterogeneity of recharge. Finally, the geomodeling is essential within the proposed methodology to synthesize site knowledge, finalize the conceptual functioning schema and lay the foundation for future work of hydrodynamic modeling in karst UZ.

Keywords :

Hydrogeophysics, karst, recharge, unsaturated zone, geomodeling, Fontaine de Vaucluse, LSBB.

RESUMEN

Estudio hidrogeofísico de la estructura y el comportamiento de la zona no saturada del karst

La Zona No Saturada (ZNS) puede jugar un papel importante en la circulación y el almacenamiento del agua en los hidrosistemas kársticos, sin embargo sus mecanismos son poco conocidos. ¿La hidrogeofísica podría evaluar las variaciones espaciales y temporales del agua subterránea de la ZNS para mejorar la comprensión de su comportamiento?

En el año 2011 y 2012, diferentes herramientas fueron utilizadas en un sitio experimental del Laboratorio Subterráneo de Bajo nivel de Ruido (LSBB, siglas en francés) ubicada en la cuenca de alimentación de la Fontaine de Vaucluse (Francia) con el propósito de estudiar su estructura y comportamiento hidrogeológico. Estas investigaciones fueron desarrolladas según una metodología compuesta de cuatro fases: (1) una fase preliminar de estudio geológico e hidrogeológico, (2) una caracterización geofísica de la estructura geológica, (3), una caracterización hidrogeofísica del comportamiento hidrodinámico, y (4) una síntesis por geomodelización 3D.

Los resultados obtenidos en el campo validan la metodología utilizada y muestran la importancia del uso de la hidrogeofísica en el estudio del medio kárstico. Las investigaciones permitieron identificar rápidamente las estructuras geológicas que juegan un rol importante en la regulación de los flujos de agua. Las variaciones temporales del agua subterránea fueron medidas hasta varias decenas de metros de profundidad en la ZNS. El monitoreo geofísico de eventos puntuales permitió realizar una representación gráfica de la heterogeneidad espacial y temporal de la recarga. Finalmente, la geomodelización es considerada como parte esencial en la metodología propuesta para sintetizar los conocimientos del área de estudio, finalizar el esquema del funcionamiento y proponer las bases de los futuros trabajos en modelización hidrodinámica de la ZNS del karst.

Palabras claves:

hidrogeofísica, karst, recarga, zona no saturada, geomodelización, Fontaine de Vaucluse, LSBB.

摘要

基于水文地球物理学方法的喀斯特非饱和带结构和功能研究

非饱和带对喀斯特地区水分的运动和存储具有重要作用，但是这一机制仍然不太清楚。水文地球物理学方法是否有助于评估非饱和带水分存储的时空变异，并深化我们对喀斯特非饱和带功能的认识？

为了研究沃克吕兹泉流域的水文地质结构和功能，分别于2011和2012年，在吕斯特勒地区地下低噪声实验室(LSBB)上方的试验点进行了各种试验。研究内容包括四个部分：(1) 初步的地质和水文地质调查；(2) 地质结构的地球物理方法勘探；(3) 水动力过程的水文地球物理监测；(4) 喀斯特非饱和带结构的三维模拟。

研究表明，水文地球物理学方法在喀斯特地区的研究中具有很大应用潜力，并检验了我们提出的方法的可靠性。利用这种方法，对对水流调节起主要作用的地质结构进行了快速识别；对深达几十米的非饱和带储水量的季节性变化进行了监测；对地下补给过程的时空异质性进行了成像。最后，综合研究区的各种信息，建立地学模型，确定了水文地质结构和功能的概念模式，为后续喀斯特非饱和带水动力学过程模拟研究奠定了基础。

关键词：

水文地球物理学；喀斯特；补给；非饱和带；地学模拟；沃克吕兹泉。

ملخص

دراسة هيدروجيوفيزيائية لبنية وآلية عمل الطبقة غير المشبعة للكارست

يمكن للطبقة غير المشبعة، في نظم المياه الجوفية ذات الطبيعة الجيرية (الكارست) أن تلعب دورا مهما في حركة و تخزين المياه الجوفية، لكن آليات عمل هذه الطبقة تبقى إلى حد ما مبهمه. إن السؤال الذي يبقى مطروحا : هل بإمكان علم الهيدروجيوفيزياء أن يمكننا من تقييم التغيرات في البعدين المكاني و الزمني لمخزون المياه في الطبقة غير المشبعة بغية تطوير فهمنا لآلية عملها؟

خلال الفترة الممتدة بين سنتي 2011 – 2012 م، تم استخدام العديد من الأدوات في حقل تجريبي على مستوى المختبر التحت أرضي عديم التشويش بروستال بفرنسا (LSBB de Rustel)، والذي يتواجد في حوض التغذية لمنبع الفوكلوز (Fontaine de Vaucluse) بغية دراسة بنية الطبقة غير المشبعة للكارست و كيفية أدائها فيما يتعلق بالمياه الجوفية. إن هذه الأبحاث نفذت بمنهجية مكونة من أربعة مراحل، و هن كالتالي: (1) المرحلة الابتدائية و تخص الدراسة الجيولوجية و الهيدروجيولوجية، (2) التوصيف الجيوفيزيائي للبنية الجيولوجية، (3) التوصيف الهيدروجيوفيزيائي لحركة الطبقة المائية، (4) الخلاصة من خلال إنشاء نموذج جيولوجي ثلاثي الأبعاد.

إن النتائج المتحصل عليها في الموقع التجريبي أظهرت أهمية الهيدروجيوفيزياء في الوسط الكارستي و أكدت نجاعة المنهجية المقترحة. إن الأبحاث المنجزة، مكنت في وقت وجيز، من تحديد البنيات الجيولوجية التي يمكن أن تلعب دورا مهما في معادلة التدفقات المائية. من منظور آخر، مكنتنا الطريقة المقترحة من قياس التغيرات الموسمية للمخزون المائي في الطبقة غير المشبعة (ZNS) و ذلك على عمق عشرات الأمتار. إن الرصد الجيوفيزيائي الحداثي مكن من تصوير التغيرات المكانية و الزمنية لإعادة التغذية. أخيرا يظهر جليا أن النمذجة الجيولوجية ثلاثية الأبعاد ذات الأسس الجيولوجية، الهيدروجيولوجية و الجيوفيزيائية، أمر أساسي بالنسبة للمنهجية المقترحة من أجل حوصلة معلوماتنا بخصوص الموقع المدروس، تكملة مخطط التشغيل و وضع أسس الأعمال المستقبلية لنماذج حركة المياه خلال الطبقة غير المشبعة لأحواض المياه الجوفية ذات الطبيعة الجيرية (الكارست Karst).

المفردات الرئيسية:

الهيدروجيوفيزياء (علم جيوفيزياء المياه الجوفية)، الكارست (حوض مائي جوفي ذو طبيعة جيرية)، إعادة تغذية الطبقة المائية، الطبقة غير المشبعة (ZNS)، النمذجة الجيولوجية (Géomodélisation)، منبع الفوكلوز (Fontaine de Vaucluse)، المختبر التحت أرضي عديم التشويش بروستال بفرنسا (LSBB de Rustel).

Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst

La Zone Non Saturée (ZNS) peut jouer un rôle majeur pour la circulation et le stockage de l'eau dans les hydrosystèmes karstiques mais ces mécanismes restent peu connus. L'hydrogéophysique peut-elle permettre d'évaluer les variations spatiales et temporelles du stock d'eau de la ZNS pour améliorer la compréhension de son fonctionnement ?

En 2011 et 2012, différents outils ont été utilisés sur un site expérimental à l'aplomb du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (LSBB) dans le bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse afin d'en étudier la structure et le fonctionnement hydrogéologique. Ces investigations se sont déroulées selon une méthodologie comprenant quatre phases : (1) phase préliminaire d'étude géologique et hydrogéologique, (2) caractérisation géophysique de la structure géologique, (3) caractérisation hydrogéophysique du fonctionnement hydrodynamique, (4) synthèse par géomodélisation 3D.

Les résultats obtenus sur le site expérimental soulignent le potentiel de l'hydrogéophysique en milieu karstique et valident la méthodologie proposée. Les investigations ont permis d'identifier rapidement des structures géologiques pouvant jouer un rôle majeur dans la régulation des flux d'eau. Des variations saisonnières du stock d'eau ont été mesurées jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans la ZNS. Le suivi géophysique événementiel a permis d'imager l'hétérogénéité spatiale et temporelle de la recharge. Enfin, la géomodélisation s'avère essentielle dans la méthodologie proposée pour synthétiser les connaissances du site, finaliser le schéma de fonctionnement et poser les bases de futurs travaux de modélisation hydrodynamique dans la ZNS du karst.

Mots clés :

Hydrogéophysique, karst, recharge, zone non saturée, géomodélisation, Fontaine de Vaucluse, LSBB.

Hydrogeophysical study of karst unsaturated zone structure and functioning

Karst Unsaturated Zone (UZ) can play a major hydrodynamic role but water flow and storage mechanisms remains poorly known. Can hydrogeophysics help assessing the spatial and temporal water storage variation in UZ and improve understanding karst UZ functioning?

In 2011 and 2012, various tools have been employed on an experimental site above the low noise underground research laboratory of Rustrel (LSBB) within the Fontaine de Vaucluse catchment, in order to study the hydrogeological structure and functioning. These investigations were conducted using a methodology including four phases: (1) Preliminary study of geological and hydrogeological context, (2) Geophysical characterization of the geological features, (3) Hydrogeophysical characterization of the hydrodynamic functioning, (4) 3D geomodeling of the karst UZ.

The acquired results highlight the potential of hydrogeophysical investigation in karst media and validate the proposed methodology. These investigations allowed a fast identification of geological structures which may play a major role in water flow regulation. Seasonal variations in water storage were measured until several tens of meters deep within the UZ. Hydrogeophysical monitoring allowed imaging spatial and temporal heterogeneity of recharge. Finally, the geomodeling is essential within the proposed methodology to synthesize site knowledge, finalize the conceptual functioning schema and lay the foundation for future work of hydrodynamic modeling in karst UZ.

Keywords :

Hydrogeophysics, karst, recharge, unsaturated zone, geomodeling, Fontaine de Vaucluse, LSBB.