

Js Moquet <sup>a\*</sup>, J.L. Guyot <sup>b</sup>, J. Viers <sup>b</sup>, A. Crave <sup>c</sup>, S. Morera <sup>d</sup>, P. Rau <sup>b</sup>, E. Armijos <sup>e</sup>, C. Lagane <sup>b</sup>, W. Lavado Casimiro <sup>f</sup>, R. Pombosa <sup>g</sup>, L. Noriega <sup>h</sup>, P. Fraizy <sup>b</sup>, W. Santini <sup>b</sup>, F. Timouk <sup>b</sup>, P. Vauchel <sup>b</sup> et J.-M. Martinez <sup>b</sup> (Auteur correspondant : moquet@ipgp.fr)  
a IPG-Paris ; b GET/OMP, CNRS/IRD/Université Paul Sabatier, Toulouse ; c Géosciences Rennes ; d IGP – Instituto Geofísico del Peru, Lima, Pérou ; e LAPA (Laboratório de Potamologia da Amazônia), Manaus, Brésil ; f SENAMHI, Lima, Pérou ; g INAMHI, Quito, Ecuador ; h SENAMHI, La Paz, Bolivie

## Introduction

L'altération des jeunes chaînes de montagne a un rôle majeur à la fois dans les grands cycles biogéochimiques actuels ainsi que dans le cycle long terme du carbone et donc sur le climat à une échelle de temps géologique. Les flux d'altération de ces régions sont généralement considérés comme étant limités par les paramètres cinétiques d'altération (régime « kinetic limited ») car le transport physique de matière solide est plus rapide que l'altération chimique des surfaces mises à l'affleurement. Ainsi, une compétition entre le climat, la lithologie, la géomorphologie et l'occupation des sols agit sur ces bilans d'altération dans ces régions. Au contraire, les autres régions géomorphologiques sont considérées comme étant limitées par l'érosion (« transport limited ») car leur dénudation est limitée par leur capacité de transport physique de matière. Nous explorons ici si les bassins andins étudiés répondent aux lois empiriques globales précédemment définies.

## Objectif

Explorer le rôle du climat et de la lithologie dans les relations érosion vs altération en contexte orogénique actif

## Aire d'étude

- 16 Bassins versants andins Atlantique (Amazoniens) et Pacifique (Figure 1) de 6000 à 16000 km<sup>2</sup>.
- Hydroclimatologie (Figure 1, 2) :
  - Gradient Nord-Sud des débits spécifiques moyens annuels (de 117 mm.an<sup>-1</sup> à 3000mm.an<sup>-1</sup>).
  - Gradient Sud-Nord de la saisonnalité (=Q<sub>max</sub>-Q<sub>min</sub>)/Q<sub>moyen</sub> ; de 0,4 à 2,7).
- Lithologie :
  - Volcans actifs au nord, en Equateur (bv Napo, Pastaza et Esmeraldas), et au sud du Pérou (bv Ocona)
  - Lithologie mixte (roches volcaniques, plutoniques et métamorphiques et sédimentaires) au centre, sur les deux versants (Haut Solimoes, Tumbes, Santa, Canete).
  - Roches sédimentaires recyclées au Sud (Bolivie – Haut Madeira)
- Pente : de 3 à 20%

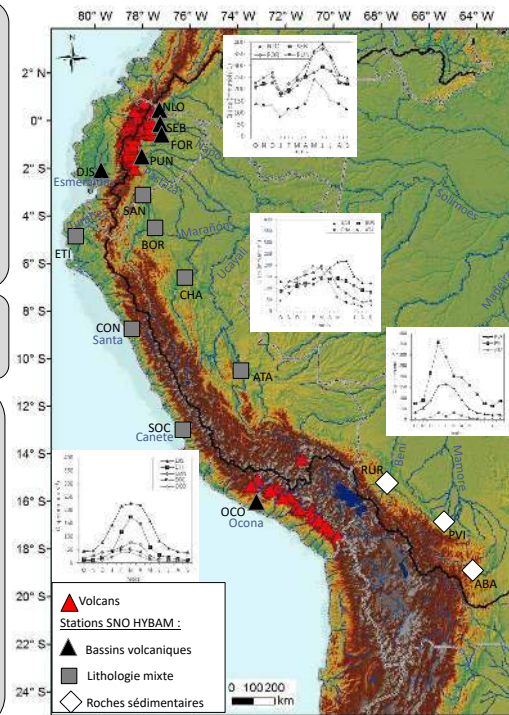


Figure 1 : Aire d'étude, localisation des stations de suivi du SNO HYBAM et hydrogramme moyen mensuel interannuel.

## Matériel et méthode

### - Données :

16 stations du SNO-HYBAM (2003-2015 ; 5 stations Pacifique – 11 stations Amazone) et PHICAB (1986-1986 – 2 stations Amazone-haut Madeira). (données en accès libre : [www.ore-hybam.org](http://www.ore-hybam.org)) Débits journaliers, MES de surface décadaire (calibré à partir de jaugeages solides trimestriels) ; géochimie mensuelle (éléments majeurs) (Figure 1).

### - Calculs :

- Flux annuels particulaires et dissous :  $F_{an} = \frac{\sum C_j \times Q_j}{n} \times 365$  (F<sub>an</sub> : Flux annuel, C<sub>j</sub> et Q<sub>j</sub> la concentration et le débit des jours d'échantillonnage). Données Armijos et al. (2013 a, b), Vauchel et al. (en révision) et Moquet et al. (en révision)
- Flux d'altération des silicates : Méthode dite directe. (Moquet et al., 2011; Moquet et al., en révision)

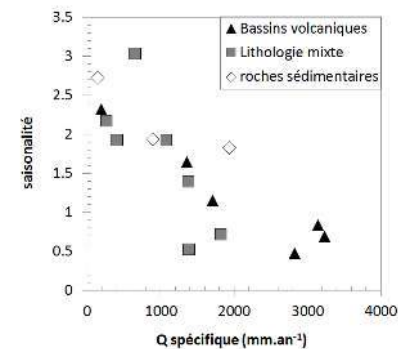


Figure 2 : Saisonnalité vs débit spécifiques annuels.

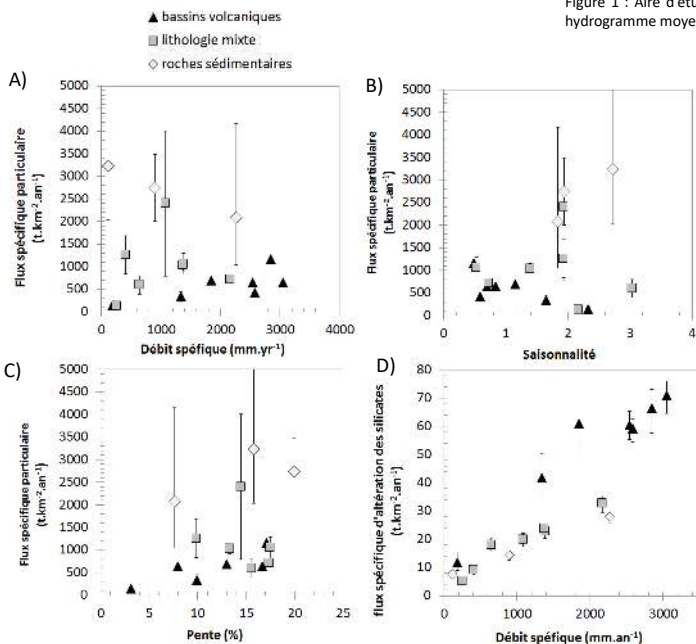


Figure 3 : Les flux particuliers spécifiques vs A) les débits spécifiques, B) la saisonnalité, C) la pente moyenne et D) les flux spécifiques d'altération des silicates (Cations + SiO<sub>2</sub>) vs les débits spécifiques annuels

## Observations

Les flux spécifiques particuliers (130 à 3234 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>) sont contrôlés par la saisonnalité (Pépin et al., 2013) ou/et par la lithologie (Figure 3 A, B, C). Notons que pour le bassin du rio Canete (SOC – 38 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>) l'effet d'un barrage hydroélectrique est observé. La valeur de Carretier et al. (2015 - 131 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>) issues d'analyse de <sup>10</sup>Be de sédiments est considérée ici.

Les flux spécifiques d'altération des silicates (5 à 70 t.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup>) sont contrôlés par le débit spécifique moyen annuel par classe lithologique : bassins volcaniques vs bassins composés des autres classes lithologiques (Figure 3 D). Des relations linéaires ou de puissance peuvent être considérées ici.

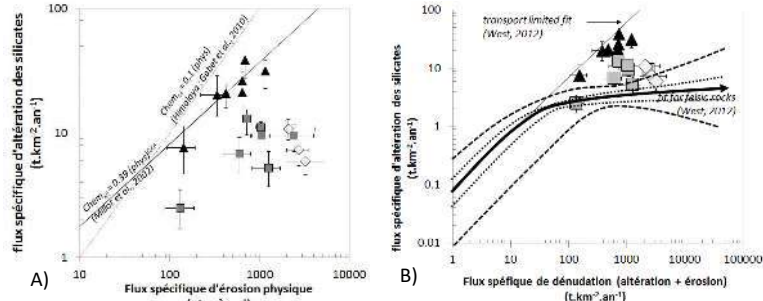


Figure 4 : A) Flux spécifique d'altération des silicates (cations + SiO<sub>2</sub>) vs flux d'érosion. Les relations empiriques de Millot et al. (2002 ; bv basaltiques et granitiques échelle globale) et de Gabet et al. (2010 ; bv Himalayens) sont reportées pour référence ; B) Flux spécifique d'altération des silicates (cations) vs flux de dénudation (érosion + altération). Les lois proposées par West (2012) sont reportées pour référence.

## Altération chimique vs Erosion physique (Figure 4)

Les bassins volcaniques répondent à la loi empirique définies à l'échelle globale par Millot et al. (2002) ce qui correspond à l'état d'un contexte où le flux d'altération dépend de l'érosion (régime "transport limited")

Pour les autres bassins (bv à lithologie mixte et à lithologie sédimentaire) soit :

- Une régression spécifique entre érosion et altération doit être définie par classe lithologique et/ou
- Un seuil est atteint pour les flux d'érosion élevés (régime "weathering limited").

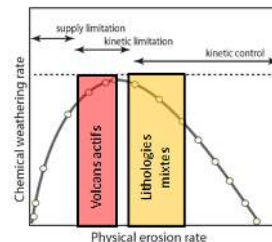


Figure 4 : Emplacement des bassins andins étudiés classés par contexte lithologique sur le modèle théorique des régimes d'altération vs érosion (modifié d'après Dixon et von Blanckenburg, 2012).

## Conclusion

Les flux d'érosion de cette région ont précédemment été identifiés comme étant principalement dépendant de la climatologie à travers l'effet de la saisonnalité (Pépin et al., 2013). Nous montrons ici, que la lithologie doit être aussi considérée pour mieux contraindre ces relations.

Les flux d'altération sont essentiellement dépendant de la pluviométrie annuelle du bassin mais la loi doit être adaptée en fonction de la présence ou l'absence de volcans actifs.

Dans cette étude nous montrons que la lithologie est donc un facteur majeur à prendre en compte à la fois pour définir les lois empiriques d'érosion et d'altération en fonction des autres facteurs environnementaux, mais aussi pour calibrer les relations entre les flux d'altération vis-à-vis des flux d'érosion. Ainsi, les bassins andins volcaniques répondent à un régime « transport limited » tandis que les autres bassins sont limités par l'altérabilité des formations lithologiques affleurantes (« kinetic limited » - Figure 4). Ainsi, contrairement au modèle généralement considéré, l'altération des contextes orogéniques n'est pas uniquement limitée par l'altérabilité des formations affleurantes mais aussi par leur érodibilité.

# Monitoring géophysique à très haute fréquence (du mHz à 100 mHz) des écoulements in-situ à partir de forages (WP 7.2)

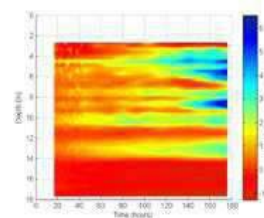
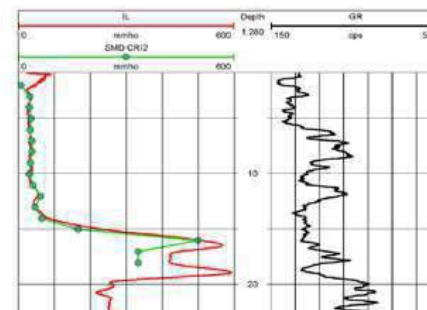
P.A. Pezard<sup>1</sup>, G. Henry<sup>1</sup>, L. Brun<sup>1</sup>, N. Denchik<sup>1</sup>, A. Folch<sup>2</sup>, L. Del Val<sup>2</sup>, M.-C. Pierret<sup>3</sup>, D. Viville<sup>3</sup>, L. Luquot<sup>4</sup> (email: ppezard@gulliver.fr)

<sup>1</sup> Géosciences Montpellier, UMR 5243 du CNRS <sup>2</sup> Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Catalunya, Spain

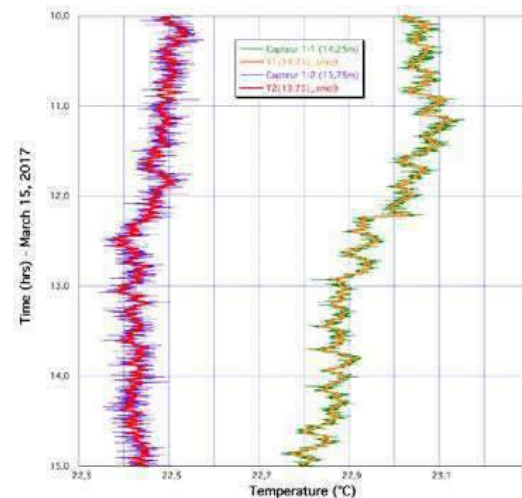
<sup>3</sup> LHyGeS, UMR 7517 du CNRS/UdS, Strasbourg <sup>4</sup> HSM, Montpellier

**Résumé.** L'hétérogénéité spatiale et temporelle des écoulements dans les aquifères superficiels (de la surface à quelques dizaines de m de profondeur, voire quelques centaines de m) demande la mise en place de stratégies d'observations permettant de rendre compte de cette variabilité. Par ailleurs, le caractère multi-scalaire des conditions aux limites vient renforcer cette nécessité. Dans ce contexte, les phénomènes à basses fréquences (du jour à l'année, soit de 10  $\mu$ Hz à 30 nHz environ) sont en général bien étudiés. Les plus hautes fréquences (de quelques secondes à une dizaine de minutes, ou encore du mHz à 100 mHz) le sont par contre beaucoup moins. Cette gamme de fréquence est néanmoins importante pour la compréhension des mécanismes de réponse impulsionnelle des aquifères, soit naturels face à un événement rapide comme un orage, soit anthropique dans le cadre d'expérience comme un essai de pompage.

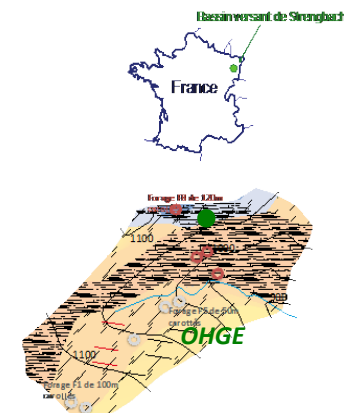
Afin de produire un suivi de qualité, les stratégies nécessaires demandent le déploiement de méthodes et de capteurs de précision optimale. Si les mesures de type diagraphique peuvent être déployées à haute fréquence (jusqu'à mHz) avec une méthode connue sous le nom de "Time Lapse Logging" (ou TLL), elles présentent souvent le désavantage d'observer les aquifères traversés sous l'effet de la perturbation créée par la présence du puits. Cet inconvénient demande la mise en place d'observatoires permanents autour desquels l'étanchéité hydraulique du forage est rétablie, par exemple à l'aide de bentonite. Ces stratégies ont été testées dans le cadre de CRITEX pour des mesures électriques (0.1 mHz) et thermiques (100 mHz) sur divers sites, et notamment celui d'Argentona (Catalogne) focalisé sur l'étude d'un aquifère côtier clastique. Comme à Argentona, elles seront déployées sur le site cristallin de l'OHGE, sur le bassin versant du Strengbach, en Alsace, dès que le puits nécessaire à l'installation conjointe d'observatoires électrique et thermique (par fibre optique) en forage sera disponible.



**Figures.** (Haut) A gauche, comparaison de la première mesure de résistivité enregistrée avec le SMD (le 11 janvier 2017, en vert) avec un profil diagraphique obtenu par induction (EM51, en rouge). Le profil de radioactivité naturelle gamma (en noir) souligne le degré d'argilosité des sédiments clastiques traversés. A droite, différences de résistivité mesurées par le SMD au cours des sept premiers jours après installation. L'effet de la foration du puits d'observation se dissipe progressivement avec le retour d'eau douce à proximité de l'observatoire, remplaçant la boue de forage. (Bas) Mesures de température à deux niveaux acquises le 15 mars 2017 à l'aide de la fibre optique équipée de réseaux de Bragg et du système d'acquisition KBG-S. Les mesures sont réalisées toutes les 10 s (100 mHz) et présentent une résolution de 0.01°C.



Futur site de monitoring en forage



Observatoire thermique  
par fibre optique (réseaux  
de Bragg)

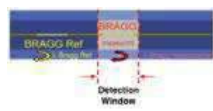
Bentonite

Observatoire  
électrique  
(SMD)

Observatoire  
thermique par fibre  
optique DTS (UPC)



Local d'abris  
des dispositifs  
de monitoring



Réunion CRITEX, Grenoble – 10-12 mai 2017

## Introduction :

Gravity measurements give information about the ground density. It is a non-destructive method to study the groundwater distribution in a watershed. The CRITEX project allowed the acquisition of three iGrav superconducting gravimeters. These meters are temporarily installed in July 2016 in the Strasbourg Observatory for validation before being moved to the CRITEX selected sites. We report here on this initial installation and first intercomparison results.

## I. Superconducting gravimeter :

A superconducting gravimeter measures the relative gravity variations thanks to the levitation of a sphere using a magnetic field. The movements of the sphere are assessed by a capacitance bridge that converts its position into a measurable output voltage. The magnetic field is generated by two superconducting wire coils. The superconductivity is necessary to create an extremely stable levitation magnetic field. Because the elements are in Niobium (Nb), a cryogenic device is necessary using liquid helium at 4,2 K.



Figure 1 :Picture of an iGrav superconducting gravimeter developed by GWR Instruments, Inc.

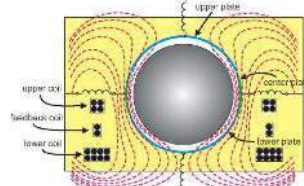


Figure 2 : Schematic of the sphere levitating in a magnetic field (Hinderer et al, 2007)

## II. Installation in J9 Observatory :

A vacuum can inside the dewar isolates the superconducting gravimeter from outside temperature variations. Different steps of the installation are described below. First vacuum was improved by pumping to achieve  $10^{-5}$  atm.



Figure 3 : Dewar vacuum improvement with turbo-molecular pump



Figure 4 : Transportation of iGrav from station J9 to cryogenic department

In the cryogenic department of Strasbourg University, the instruments were first cooled down with liquid nitrogen and then filled with liquid helium before being installed on their 80x80cm pillar in J9. Thermal levelers were set up and the coldhead was installed.



Figure 5 : Liquid helium refilling at cryogenic department



Figure 6 : Set-up of thermal levelers to compensate tilt changes

An helium gas compressor cools two shields (at 4.2 K and 37 K) inside the dewar and is able to reliquify helium which evaporates inside it suppressing any need to refill like in old superconducting gravimeters.



Figure 7 : Installation of the helium gas compressors to cool the iGravs



Figure 8 : Picture of iGrav 30

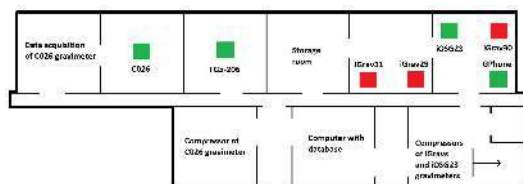


Figure 9 : Simplified map of J9 observatory (Red: iGravs of CRITEX project / Green: iOSG23 and C026 superconducting gravimeter, FG5-205 ballistic absolute gravimeter and Gphone spring meter)

## III. Intercomparison :

The data acquired by the three iGravs were compared with those acquired by Observatory model iOSG23 during a common duration of 148 days from 25/10/16 to 20/03/17. iOSG23 was installed in J9 in January 2016 thanks to RESIF project. Absolute gravity measurements done with FG5#206 were used to calibrate all the gravimeters allowing to convert gravity voltages into gravity units ( $\text{nm.s}^{-2}$ ). The tidal variations in the 2000  $\text{nm.s}^{-2}$  range observed by the 3 iGravs and the iOSG are shown below.

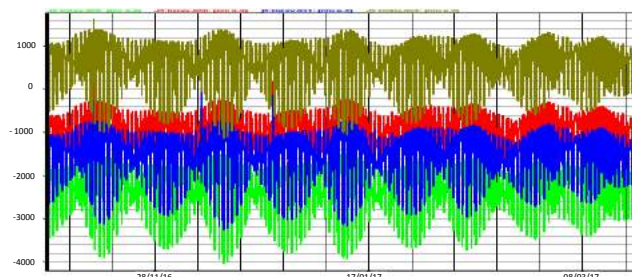


Figure 10 : Tidal gravity changes in  $\text{nm.s}^{-2}$  for iGrav29 (green), Grav30 (red), iGrav31 (blue), iOSG23 (brown)

We used the gravity signal of iOSG23 as reference signal. The observed signal is corrected for the ocean and solid Earth tides, and atmospheric pressure and shows almost no drift. The small changes in the gravity residuals are in the range of a few tens of  $\text{nm.s}^{-2}$  are due to continental hydrology and polar motion effects.

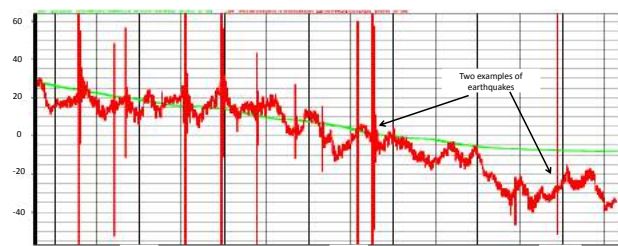


Figure 11 : iOSG23 reference gravity residuals (red) and polar motion effect (green) in  $\text{nm.s}^{-2}$

The gravity differences of the 3 iGravs with respect to iOSG are small (a few tens of  $\text{nm.s}^{-2}$ ) and merely show the exponential drift behavior of the iGravs with time constants of a few weeks. After the initial drift after installation, the iGravs have a small residual drift that will allow us to investigate long term hydrological signals of seasonal periodicity.

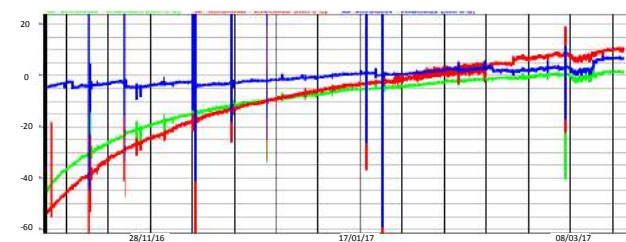


Figure 12 : Gravity differences in  $\text{nm.s}^{-2}$  of iGrav29 (green), iGrav30 (red), iGrav31 (blue) with iOSG23

As an example of the quality of gravity changes measured by the iGravs, we have plotted the histogram of the gravity differences between iGrav29 and iGrav31 operating in the same room. The standard deviation is a low as  $0.19 \text{ nm.s}^{-2}$ .

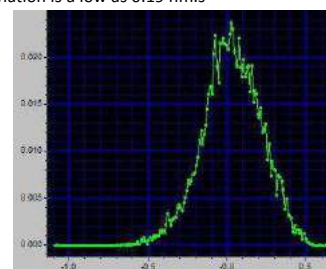


Figure 13 : Histogram of gravity differences between iGrav29 and iGrav31 with standard deviation =  $0.19 \text{ nm.s}^{-2}$

## Conclusion :

The comparison of the CRITEX iGravs superconducting gravimeters with other instruments available at the J9 Observatory near Strasbourg has led to validate the quality of these instruments (drift, precision). Now the instruments are ready to be moved (without losing levitation) to the sites selected by CRITEX, namely the Strengbach watershed in the Vosges mountains and the Fontaine de Vaucluse karst system in Rustrel near Avignon. In this later case one iGrav will be installed on the summital part of LSBB (low noise inter-disciplinary underground science and technology laboratory) and will allow with the existing iOSG24 installed in the tunnel (MIGA project) 500 m deep to perform a differential gravity monitoring of the site.

**Acknowledgement :** N. Portier benefited from a CRITEX temporary position (CDD from 1<sup>st</sup> March to 30<sup>th</sup> November)

**Reference :** Hinderer J., Crossley D., Warburton R. J. (2007) Gravimetric Methods-Superconducting gravity meters, Treatise on Geophysics, vol.3, pp. 65-122, Elsevier  
GWR Instruments, Inc (2014) iGrav<sup>®</sup> User's Guide

Grenoble, May 2017

## Fluxes measurements in the Avenelles basin

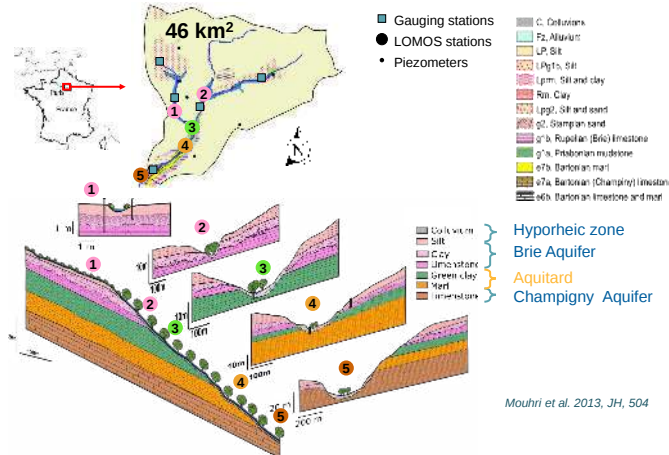
**A. Rivière<sup>1</sup>** ([agnes.riviere@mines-paristech.fr](mailto:agnes.riviere@mines-paristech.fr)), **N. Flipo<sup>1</sup>**, **A. Berrhouma<sup>1</sup>**, **K. Cucchi<sup>1,2</sup>**, **A. Baudin<sup>1</sup>**, **P. Goblet<sup>1</sup>**, **Simon, N.<sup>3</sup>**, **Lavenant, N.<sup>3</sup>** & **Bour, O.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Mines ParisTech, PSL Research University, Geosciences Research Dept., Paris, France; <sup>2</sup> Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of California at Berkeley, Berkeley, California, USA; <sup>3</sup> UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1, France

## Motivations

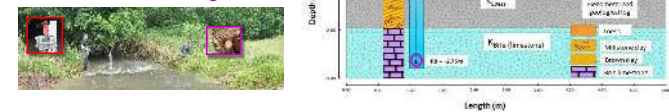
- Water resources management, ecosystem state and global change
- Management decisions are taken at the basin scale
- A number of papers address the quantification of stream-aquifer exchanges at the local scale and the reach scale
- Distribute stream-aquifer water and heat flux at the basin scale in space and time
- Bridge the gap of the estimation of river gains and losses, between the field observations at the local scale and the numerical modeling at the watershed scale

### Avenelles Basin: Experimental Basin

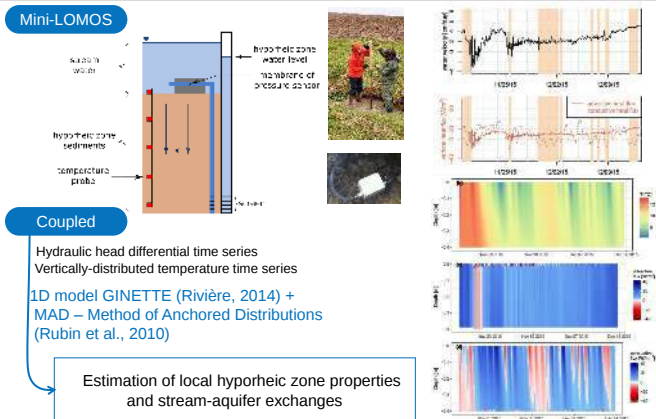


### 5 Local Monitoring Stations (LOMOS) :

- Time step : 15 min
- Time series : 4 years

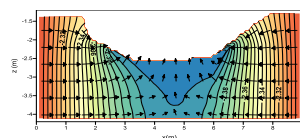
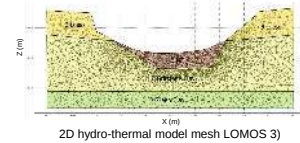


### Hyporheic scale



### Local stream-aquifer fluxes

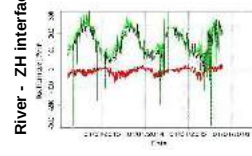
Inversion: model METIS (Goblet et al. 2011 ) + parameters screening script



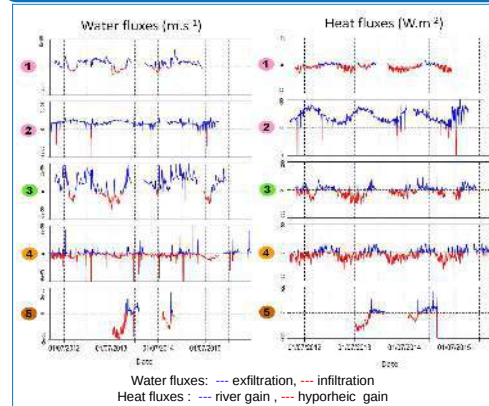
**Determination of the conductance parameter for each station :**

$$C_{SA} = \frac{Q_{SA \text{ sim}}}{(h_{A \text{ obs}} - h_{S \text{ obs}})}$$

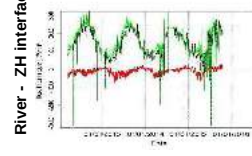
**2** Advective station



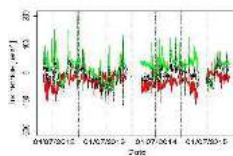
## Quantification of water and heat stream-aquifer exchanges over the 3 years timeseries



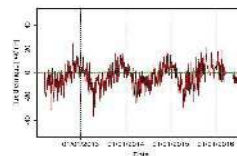
## 2 Advective station



### 3 Intermittent exchanges

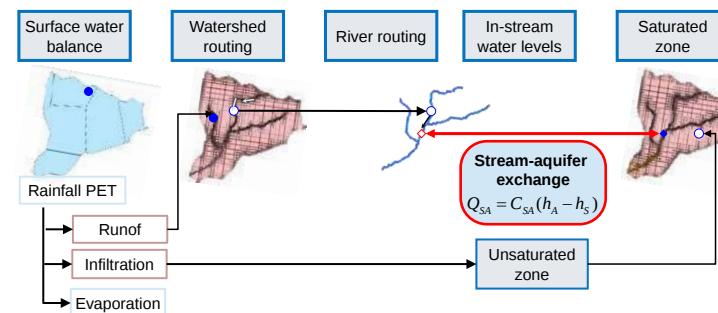


#### 4 Conductive station



## Watershed scale

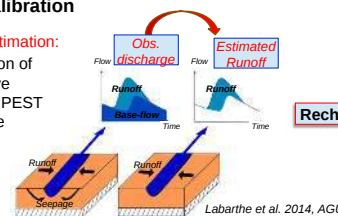
## Integrated numerical model



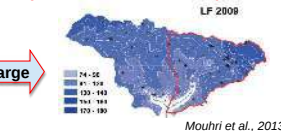
## Automatic Calibration

- 1) Recharge estimation:

- Optimization of multi-objective function with PEST to respect the Hydrograph separation



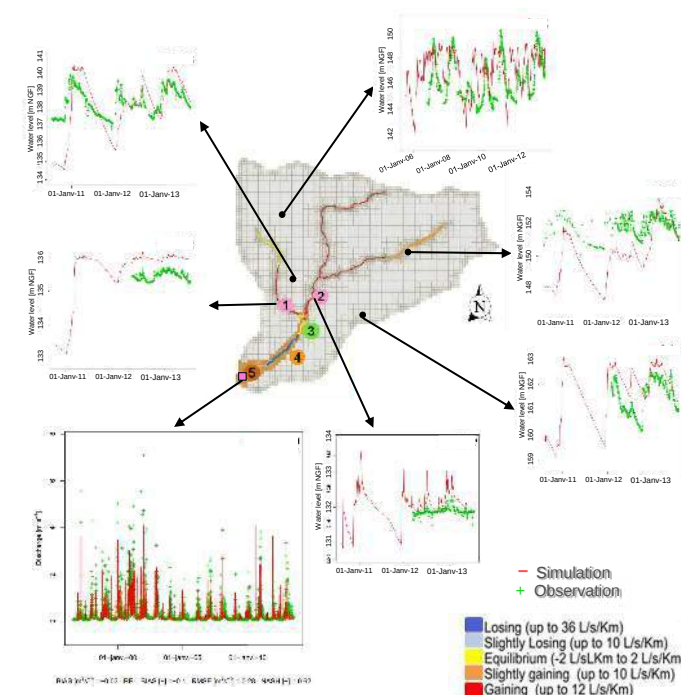
- 2) Inversion of transmissivity field:



- Adjoint method based on low flow snapshot campaigns

### Watershed scale

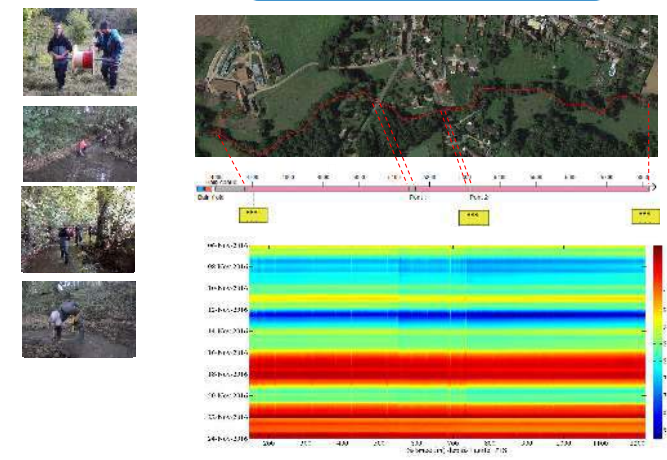
## Simulation results



## Work in progress

- Stream-aquifer water and heat fluxes evolution between 2 LOMOS in space and time (1 km)

## Distributed Temperature Sensing + Mini LOMOS



# Exploration d'un bassin versant par méthodes EM : AMT et CSAMT sur le site du Strengbach (Alsace)

WP 6.5



Sailhac, P.<sup>1,2</sup>, Lajaunie, M.<sup>2</sup>, Larnier, H.<sup>2</sup>, Gance, J.<sup>3</sup>, Malet, J.-P.<sup>2</sup>, Pierret, M.-C.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire Géosciences Paris Sud GEOPS - UMR 8148 Orsay (pascal.sailhac@u-psud.fr)

<sup>2</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS-UMR7516, CNRS/Unistra, Strasbourg

<sup>3</sup> IRIS-Instruments, Orléans

<sup>4</sup> Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg, LHyGeS UMR7517, CNRS/Unistra, Strasbourg

## RESUME

**Site :** OHGE, bassin versant du Strengbach

**Instrument :** Equipement CSAMT Phoenix T3 (WP 6.5)

Les méthodes électromagnétiques fonctionnant dans la bande de fréquence audio (AMT) sont une des nombreuses méthodes d'imagerie de la conductivité électrique du sous-sol, d'intérêt en hydrogéologie comme proxy à la nature des eaux et la structure poreuse du sous-sol. L'utilisation des fréquences audio permet une profondeur d'investigation allant d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres.

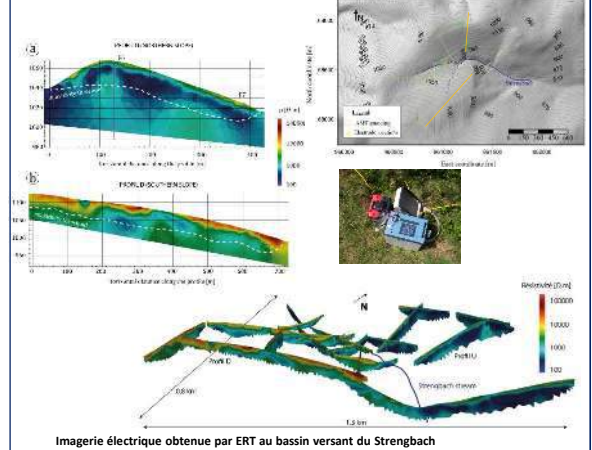
L'AMT est une méthode passive conditionnée par l'activité magnétique naturelle et limitée par les bruits anthropiques. Le groupe de travail WP6.5 de CRITEX contribue à développer cette méthode avec l'utilisation d'une source artificielle contrôlée qui permet de compléter le spectre dans les zones de faible activité naturelle, en particulier proche du kHz ("AMT dead band").

Ainsi sur le bassin versant du Strengbach (site de l'OHGE, Observatoire Hydrogéologique de l'Environnement), les hautes fréquences >5kHz correspondent à des profondeurs de pénétration semblables à celles de dispositifs ERT standards, entre 1 et 20 mètres ; explorer la "dead band" est nécessaire pour avoir une sensibilité aux zones de transfert hydrique à l'intérieur des versants.

Nous abordons d'une part l'intégration de données d'imagerie électrique par courant continu DC dans la modélisation de données AMT. Ce travail profite en particulier de l'apport de nouveaux traitements de signaux permettant d'explorer la "dead band". Nous abordons aussi l'apport d'un émetteur en testant des configurations CSAMT non conventionnelles, permettant de limiter la logistique lors de son utilisation pour l'exploration ou le suivi des bassins versants. Notons qu'en effet le contrôle de la source résout des questions liées au bruit anthropique et à la faible amplitude des signaux naturels, mais il convient de réfléchir au choix des paramètres d'acquisition et des outils d'interprétation adaptés au type de source (dipôle magnétique formé par une boucle, ou dipôle électrique mis à la terre) et à sa distance aux récepteurs (différents domaines d'approximation).

## Précédents résultats d'imagerie 3D obtenus par ERT

### Synthèse des mesures du Strengbach :



## Mesures CSAMT réalisées avec la source T3 de Phoenix au Strengbach

### Equipement :

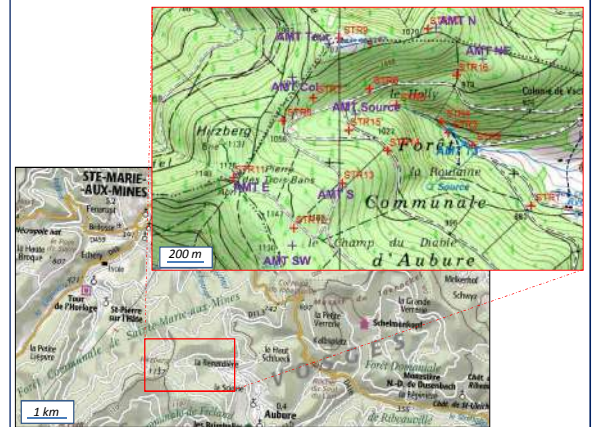
En complément d'un récepteur comparable à celui de l'AMT, le CSAMT utilise un générateur de courant alternatif permettant l'injection sur un dipôle électrique à la surface du sol sur de grands dipôles (100m-2km).



Equipements CRITEX avec émetteur et récepteurs synchronisés par GPS : à gauche l'émetteur T3, à droite le récepteur V8 présenté ici avec une sonde magnétique, et le contrôleur RXU-TMR pour la synchronisation

### Configurations testées au Strengbach :

Plusieurs lieux d'installation de l'émetteurs sont testés, avec pour défit la possibilité de mettre en place un protocole pouvant être répété et permettant le rayonnement sur l'ensemble du bassin versant. On envisage alors la répétition de 10 à 20 sondages AMT/CSAMT 2 à 3 fois par an.



### Perspectives

Développements méthodologiques et applications, en mesure, traitement, modélisation, effets en champ proche, distortion en CSAMT, effets de topographie, inversion, combinaison avec d'autres méthodes, ...

- Thèse de Hugo Larnier (2014-2017) : traitement AMT par ondelettes
- Thèse de Myriam Lajaunie (2017-2020 / ANR Hydrocrizto et Hydroslide) : hydrogéophysique du site du Strengbach et de Pégairolles près de Lodève, en développant le CSAMT et la SIP (polarisation provoquée spectrale).

## Méthode MagnetoTellurique aux fréquences audio (AMT - Audiofrequency Magneto-Telluric)

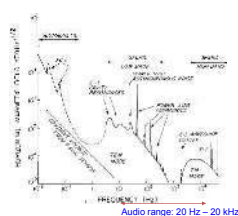
### Principe de base :

En AMT, on mesure les champs électriques  $E$  et magnétiques  $H$ , puis on détermine le tenseur d'impédance  $Z$  (fonction de transfert) qui est liée à la résistivité électrique du sous-sol.

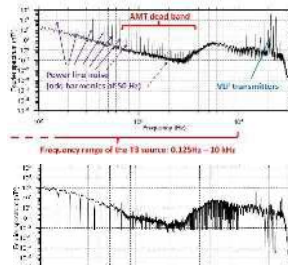
Les formules fondamentales définissent l'impédance,  $E = Z \cdot H$ , la résistivité apparente  $\rho_a = \frac{|Z|^2}{\mu 2\pi f}$ ,

et la profondeur de peau  $\delta = \sqrt{\frac{\rho_a}{\pi f \mu_0}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}}$  (un sondage donne  $\rho_a$  en fonction de  $f$  ou  $\delta$ ).

### Signaux naturels et bruits :

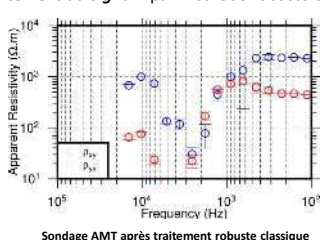


Spectre d'activité magnétique (naturelle et anthropique)

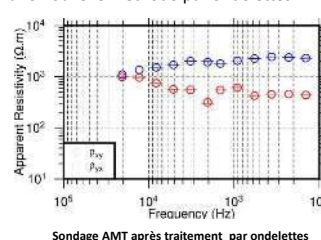


Spectres (brut et filtré) de mesures au Strengbach

### Traitement du signal : par méthode robuste classique ou une nouvelle méthode par ondelettes

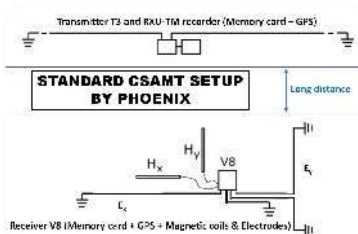


Sondage AMT après traitement robuste classique

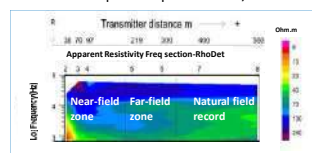


Sondage AMT après traitement par ondelettes

### Source Contrôlée : schéma de principe avec un dipôle électrique au sol, situé "loin" des récepteurs



L'AMT est basée sur des champs issus d'ondes planes (éclaircies lointains). Le CSAMT est basé sur l'onde électromagnétique issue d'une source trop proche pour être assimilée à une onde plane et seul le domaine "far-field" permet l'utilisation de la résistivité apparente définie en AMT d'après l'impédance  $Z=E/H$ .



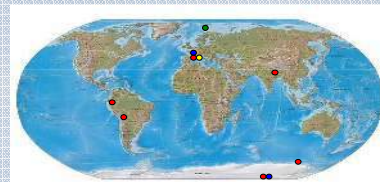


## Stratégie d'observations :

- Objectifs d'observation de **long terme** pour répondre à des enjeux sociétaux : ressources en eau, risques (avalanches, lacs, ...), niveaux des mers....
- Stratégie **multi-niveaux** et **multi-sites** :
  - Stratégie *in-situ* + télédétection (+ modèles)
  - 5 zones géographiques
- **Quantité** et qualité des données en accord avec les standards internationaux (GCOS-GTOS)
- Données pour la calibration/validation (modèles ou télédétection)
- Allier fiabilité des observations et développement innovant

## Sites de mesures :

- 5 zones géographiques, 3 climats (polaire, tempéré, tropical) : hautes latitudes-hautes altitudes
- Observations sur :
  - Glaciers de montagne** (10 sites)
  - Manteau neigeux saisonnier** (3 sites)
  - Glaciers des calottes polaires** (3 sites)
  - Permafrost** de montagne (3 sites)



## Observables :

- **Flux de masse** : de glace, d'eau et de vapeur (précipitations, transport de neige, fonte, dynamique...)
- **Flux d'énergie** radiatifs et turbulents (entre atmosphère et surface) et des variables thermodynamiques de la couche limite
- **Variables internes** de sub-surface (température, conductivité, densité, équivalent en eau...)

### Flux de masse :

Précipitations  
 Accumulation nette  
 Ablation  
 Erosion/transport/déport par le vent  
 Ecoulement  
 Dynamique (Vitesse de surface, topographie de surface, extension, volume)



### Flux d'énergie :

Rayonnement (courtes et grandes l.o)  
 Albédo  
 Température de l'air  
 Température de surface  
 Humidité de l'air  
 Vitesse et direction du vent



### Variables internes

Profils de températures  
 Profils de conductivité thermique  
 Profils de densité  
 Profil de contenu en eau liquide  
 Profil de surface spécifique  
 Equivalent en eau

## Quelques exemples d'observations: du local au régional, de la mesure in-situ à l'utilisation de la télédétection, de la mesure au modèle

### Observations des glaciers de montagne :

Les observations des glaciers de montagne remontent pour certaines au début du 20<sup>ème</sup> siècle. Ces observations allient des mesures locales, traditionnelles, de balises et de carottages (Fig. 1.) aux mesures spatialisées utilisant de la photogrammétrie par avion, hélicoptère, LiDAR, drone (Fig. 2) ou satellites.

La complémentarité des observations des bilans de masse et de la topographie glaciaire permettent de calibrer et valider les modèles d'écoulement dans l'objectif de simuler le bilan futur des glaciers (Fig. 3).



Fig. 1 : Carottages et mesures d'ablation pour suivre le bilan de masse de surface et mesures de topographie glaciaire (pour le suivi de la dynamique) en de nombreux points des glaciers suivis. Intérêt de la mesure : robustesse, réseau dense.



Fig. 2 : Acquisition par drone E-Bee sur le glacier du Changri Nup (Népal) d'un modèle numérique de terrain. Cette acquisition nécessite 3 jours de travail par une équipe de 2 personnes. Intérêt de la mesure : légèreté du matériel, toutes les zones sont couvertes.

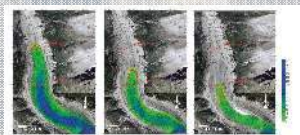


Fig. 3 : Fluctuations d'épaisseurs et de longueurs de la Mer de Glace, pour (a) 2008, (b) 2030 et (c) 2040 (début des simulations: 2008) avec une augmentation des températures de 0.02 °C a<sup>-1</sup> (ligne jaune) et 0.04 °C a<sup>-1</sup> (ligne rouge) (Vincent et al., 2014).

### Observations du permafrost de montagne :

Les observations du permafrost de montagne portent d'une part sur les glaciers rocheux (Fig. 7 et 8), manifestation visible du permafrost en formations superficielles, d'autre part sur le permafrost des parois rocheuses de haute montagne (Fig. 9). Elles associent mesure de la température du sous-sol (en sub-surface et en profil en forages) et observation des dynamiques superficielles (fluage des glaciers rocheux, stabilité des parois rocheuses). Les observations permettent de calibrer des modèles de distribution ou de température du permafrost (Fig. 10).

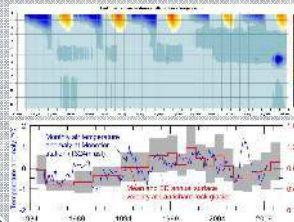


Fig. 7 : Evolution du profil de température mesuré en forage dans le glacier rocheux de Bellecombes. On voit bien apparaître le gel/dégel de la couche active, profonde d'env. 2.3 m, et la stabilité de la température du permafrost riche en glace, proche du point de fusion.

Fig. 8 : Evolution de la vitesse de fluage du glacier rocheux du Laurichard, la plus longue série des Alpes occidentales. Les variations de vitesse sont corrélées avec les variations de température du sol.

### Observations du manteau neigeux:

En redistribuant la neige au sol, le transport de neige par le vent influe le BMS (bilan de masse de Surface) en Antarctique - et donc l'estimation du niveau des mers - et le risque d'avalanche dans les Alpes. La quantification des quantités de neige transportée (Fig. 4) par mesures mécaniques, acoustiques ou optiques reste un challenge C'est cependant une donnée indispensable permettant de mieux contraindre les modèles (Fig. 6) dont les validations sont également permises via des cartes de hauteur de neige (Fig. 5).



Fig. 4 : Estimation des flux de neige transportés en Antarctique (1000 t/m/an) avec des capteurs acoustiques (mesures continues faibles consommatrices d'énergie mais sous-estimées) et des « filets à papillons » (mesures discontinues nécessitant une présence humaine mais robustes) et dans les Alpes (100 t/m/an) avec des capteurs optiques (mesures continues et précises fortes consommatrices d'énergie)

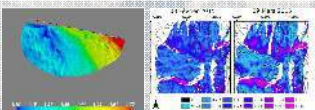


Fig. 5 : Acquisition par laser-scan automatique journalier de la hauteur de neige en Antarctique et dans les Alpes sur une surface de 150 m<sup>2</sup> (rugosité de surface) et par laserscan mensuel dans les Alpes sur une surface de 40 ha : des mesures précises que ne permettaient pas les réseaux de perches à neige

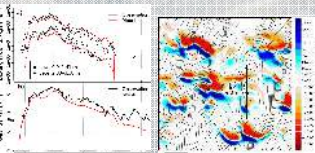


Fig. 6 : Flux de neige transportée simulés par Meso-NH/Crocus et mesurés par 2 capteurs optiques et carte des différences d'équivalent en eau simulées par Meso-NH/Crocus pour la même période d'observation dans les Alpes (Col du Lac Blanc). (Vionnet et al., 2014)



Fig. 9 : Instrumentation du site de l'Aiguille du Midi. Elle comprend des forages horizontaux, des mesures de surface, un suivi de l'enneigement par caméras, des extensomètres, ainsi que des mesures périodiques de tomographie électrique (ERT).

Fig. 10 : Modélisation de la température de surface des parois rocheuses. Modèle statistico-empirique basé sur la corrélation entre les températures mesurées en parois et l'altitude, l'exposition, le rayonnement solaire et la température de l'air.

Forte implication terrain, zones peu accessibles : l'observation reste un challenge (hautes altitudes, hautes latitudes)!

## Variétés d'observations :

Glaciologie : DGPS, LiDAR, RADAR, drone, RMP, météorologie  
 Nivologie : FlowCapt, SPC, ASSSAP, POSSUM, LiDAR, drone, météorologie  
 Permafrost : LiDAR, tomographie éméctrique, Fibre optique, DGPS, météorologie

## Les enjeux autour de CRITEX-OZCAR :

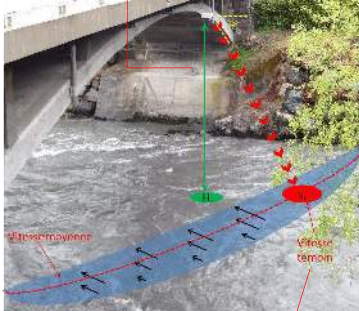
Fermeture de bilans (bilans de masse, bilan d'énergie)  
 Ressources intra-glaciaire, chemins de l'eau. Quelle hydrologie future?  
 Changement d'échelle (du processus à l'évolution régionale)  
 => innovation, automatisation, mutualisation, télétransmission...

## Introduction

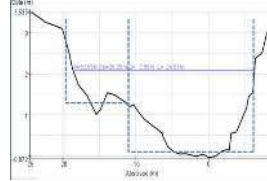
Une station radar hauteur-vitesse fournit une mesure de hauteur d'eau et de vitesse de surface en un point fixe de la section. Le débit est calculé comme le produit de la surface mouillée et de la vitesse débitante. La surface mouillée est obtenue via une relation hauteur-surface  $S(h)$  établie à partir d'un profil bathymétrique ; et la vitesse débitante est calculée via une relation entre la vitesse témoin mesurée par radar ( $V_t$ ) et la vitesse moyenne dans la section ( $V_{\text{moy}}$ ), établie à partir de jaugeages. Il s'agit de la « méthode de la vitesse témoin » ou « index velocity method<sup>1</sup> ». Quelles sont les différences, avantages et inconvénients par rapport à la méthode traditionnelle par courbe de tarage hauteur-débit?

## Calcul du débit avec la méthode de la vitesse témoin par radar Hauteur / Vitesse

Mesure de la hauteur d'eau dans la section  
(Temps de transit)



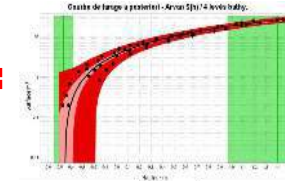
Mesure en un point de la vitesse de l'écoulement ( $V_t$ )  
(Effet Doppler)



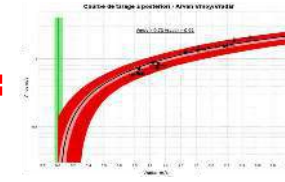
Bathymétrie de la section



Jaugeages : calcul de la vitesse  
moyenne de l'écoulement ( $V_{\text{moy}}$ )



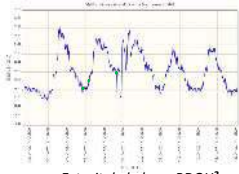
Relation Hauteur/Surface  $S(h)$



Relation  $V_{\text{moy}}/V_t$

Chronique de débit

$$Q = V_{\text{moy}}(V_t) \cdot S(h)$$



Extrait de la base BDOH<sup>2</sup>

## Déploiement

Du point de vue hydraulique, il faut trouver un tronçon rectiligne garantissant un écoulement le plus uniforme possible avec une section de contrôle stable<sup>1</sup>. La mesure de hauteur par le radar doit pouvoir être vérifiée et calée contre l'échelle limnimétrique de référence de la station. La mesure de vitesse<sup>2</sup> nécessite une rugosité de surface de l'écoulement suffisante pour qu'il renvoie un écho suffisant dans la direction du radar.

Le débit instantané déterminé sur la section de jaugeage ne donne pas directement la vitesse moyenne de l'écoulement dans la section du radar mais permet de le recalculer en utilisant la section mouillée de la section de référence (échelle limnimétrique):  $V_{\text{moy}} = Q_{\text{jaugeage}} / S(h)$



Station hydrométrique-sur-l'Arvan (Photo: Jacob 2014)

## Influence du vent

L'influence du vent<sup>3</sup> sur la surface libre dépend de son amplitude et de sa direction, et peut devenir négligeable pour des écoulements avec de fortes vitesses d'écoulement, typiquement supérieures à 1 m/s.

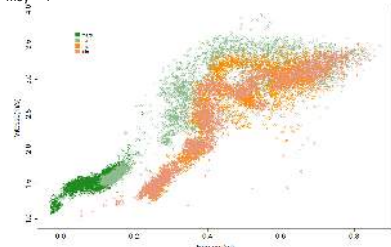
Exemple de site influencé: le Rhône à Lyon  
Débit  $Q(h)$  et débit  $Q(v, h)$  en lien avec la vitesse du vent dans l'axe Nord/Sud (sens de l'écoulement).



En l'absence de vent, les deux méthodes concordent. Entouré en vert, avec 10 km/h de vent, on constate une sous-estimation du débit d'environ 30%.

## Une méthode adaptée à la détection des détarages...

L'utilisation des radars permet de suivre la relation  $V_t(h)$  dans le temps. Sa variation est caractéristique d'un détarage et implique la nécessité de nouvelles mesures bathymétriques et la vérification de la stabilité de la relation  $V_{\text{moy}}(V_t)$ .



...pour la quelle les extrapolations en crue sont mieux documentées

La vitesse évoluant plus faiblement que le débit avec la hauteur et la relation  $S(h)$  étant connue par ailleurs

Exemple de nombreux détarages bathymétriques sur l'Arvan à St Jean de Maurienne avec une amplitude pouvant atteindre 40 cm localement:



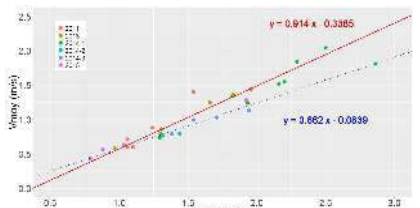
...plus (facile à) recalculer (qu'une station à) relation  $Q(h)$ ...

Pour le cas du seul changement de bathymétrie, un nouveau levé permet la construction d'une nouvelle relation  $S(h)$ . Il n'est donc pas nécessaire de re-jaugeer une gamme de débit complète.

...cependant

Les mesures bathymétriques ne sont pas toujours faciles à réaliser. La mesure de vitesse nécessite une rugosité de surface.

Le changement de bathymétrie n'induit pas systématiquement la modification de la relation  $V_{\text{moy}}(V_t)$ : ici, 2 relations pour 6 bathymétries distinctes



## Incertitudes

Calcul d'incertitudes en % avec la méthode bayésienne BaRatin<sup>4</sup> sur deux stations H/V :

- appliquée à la relation  $V_{\text{moy}}(V_t)$  50% en l'absence de jaugeage  
10 à 15% en zone jaugée  
> 20% pour les très forts débits
- appliquée à la relation  $S(h)$  25% à bas débit  
< 10% en régime normal ou crue

Les incertitudes sur le débit par la méthode de la vitesse témoin sont liées au site de mesure et aux conditions de déploiement. Nous listons ici les sources d'incertitudes de manière non exhaustive :

- Intensité de l'écho du signal rétrodiffusé par la surface de l'écoulement
- Position du radar et représentativité de  $v_t$  par rapport à  $v_{\text{moy}}$
- Incertitudes liées aux erreurs sur les instruments de mesure de hauteur et de vitesse
- Méthode de calcul de la relation  $V_{\text{moy}}(V_t)$  comme le choix du type de relation ou le nombre de segments
- Nombre de jaugeages pour établir cette relation, étendue de la gamme jaugée, incertitude des jaugeages
- Précision des mesures bathymétriques et méthode de calcul de la surface mouillée
- Stabilité du contrôle hydraulique de la section de mesure et fréquence des bathymétries de contrôle...

## Références

- (1) Levesque, V.A., Oberg, K.A. (2012) Computing Discharge Using the index velocity method, USGS, Virginia. 46 pages
- (2) Thollet et al (2016) Extrait de la base de données BDOH doi:10.17180/OBS.ARC-ISERE
- (3) Welber et al (2016) Field assessment of non-contact stream gauging using portable surface velocity radars (SVR), Water Resources Research, Volume 52, 1108–1126
- (4) Costa et al (2006) Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods, Water Resources Research, 42, W07422
- (5) Le Coz et al (2014) Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. Journal of Hydrology 509, 573-587

## Remerciements

Ce travail a été réalisé en s'appuyant sur des données des stations de mesure appartenant aux réseaux ZABR, OHMCV et Hymex. Les auteurs remercient également les équipes Irstea de développement pour les outils BaRatin, Pamhyr et BDOH.

## Objectives

Soil erosion and suspended sediment (SS) transport understanding is an important issue in terms of soil and water resources management. Erosion by water is considered as the main threat to soils in Europe generating irreversible soil losses which is especially problematic for agricultural productivity. Furthermore, an excessive sediment yield from hillslopes to river channels can contribute to reservoir siltation, degradation of aquatic habitats by clogging gravel bed interstices, direct aggression of fish respiratory organs, and to the export of nutrients or contaminants to downstream water bodies.

Therefore, two main questions are addressed:

- What are the main sources of suspended sediments in two mediterranean meso-scale catchments?
- How do the contributions of different sources vary within and between flood events in relation with rainfall forcing?

## Study Sites

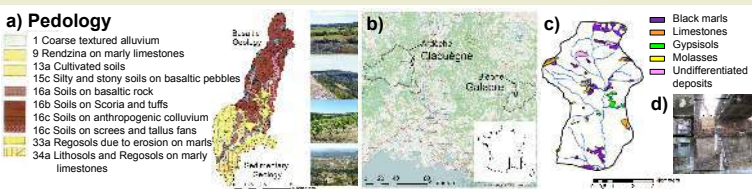


Fig 1: Study sites: a) Pedology map and pictures of typical landscapes of the Claduègne; b) Location of the study sites in southern France; c) Erodible areas in the Galabre catchment; d) The hydrosedimentary measurement station at the outlet of the Galabre.

### Claduègne catchment

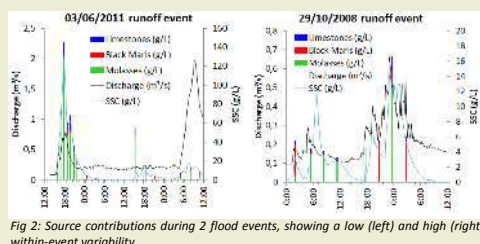
- Part of OHM-CV: Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory.
- High intensity and long lasting rainfalls can lead to flash floods and high SS exports.
- Comprehensive hydrometeorological dataset collected since 2011 (Nord et al., 2017).
- SS samples taken at a high resolution (~ 40 min) available for > 20 events in 2011 – 2016 (typically < 20 g/l).
- Possible source soils were sampled at 33 locations of different geology (basalt / sedimentary) and land use.

### Galabre catchment

- Part of the Observatoire Draix-Bléone, that aims at monitoring erosion and sediment transport.
- Large zones of highly erodible areas (8% of the surface) of different source materials generate high SS concentrations (typically < 200 g/l).
- Sediment fingerprinting protocol to determine the contributions of different geologies to the SS based on spectrometry developed by Legout et al. (2013) and Poulenard et al. (2012).
- About half of the studied events exhibit a high variability of the sources contributions (Fig. 2).

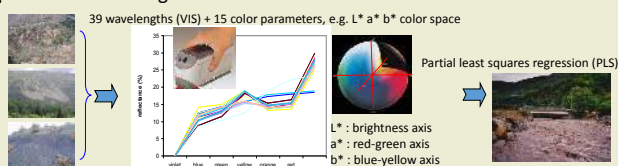
Table 1: Characteristics of the two catchments.

|                         | Claduègne                               | Galabre                                         |
|-------------------------|-----------------------------------------|-------------------------------------------------|
| Area                    | 43 km <sup>2</sup>                      | 22 km <sup>2</sup>                              |
| Altitude range          | 230 – 820 m asl                         | 730 – 1890 m asl                                |
| Mean annual P           | 1030 mm                                 | 600 – 1200 mm                                   |
| Main land use           | Grassland, vineyard, forest, garrigue   | Grassland, forest                               |
| Geology                 | Basaltic plateau, sedimentary limestone | Marly limestones, molasses, black marls, gypsum |
| Discharge and SS series | Since 2011                              | Since 2007                                      |
| Fingerprinting data     | In progress                             | Since 2007                                      |



## Spectrocolorimetry

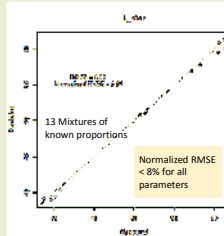
Sediment fingerprinting has been widely used during the last decade in order to identify the main sources of SS in catchments or to build SS budgets at the annual scale. However, few studies have focused on the understanding of the spatio-temporal dynamics of SS fluxes at the flood event. The development of low cost fingerprinting methods such as spectrocolorimetry (Fig. 3) allows to quantify routinely the proportion of source materials in all SS samples. While the fingerprinting method is operational for the Galabre, the same approach is being developed for the Claduègne.



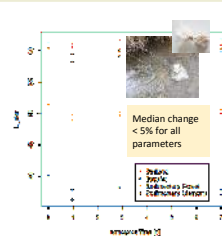
## Tracer Prerequisites

In order to justify the use of color tracers for sediment fingerprinting applications in the Claduègne catchment, three prerequisites that have to be fulfilled, are tested:

### Linear Additivity



### Conservativeness



### Range test

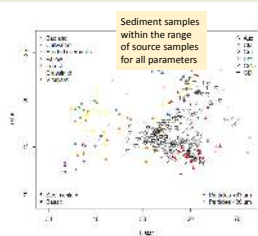


Fig 4: Results of the tests for linear additivity (left) and conservativeness during immersion in the river (middle) for the parameter L\*. Right: Scatter plot of the sources and SS samples with the parameters L\* and b\*. The SS samples lie within the range of the sources.

The basic prerequisites for the application of color tracers are fulfilled (Fig. 4). However, particle size selectivity during erosion and sediment transport processes increase uncertainty as the spectra and color parameters vary as a function of particle size (Fig. 5, top).

### Discriminating power of the color parameters

While different types of land use cannot be confidently discriminated, the color tracers can well distinguish three main categories of sources (Fig. 5, bottom):

- Badlands
- Soils on sedimentary geology
- Soils on basaltic geology

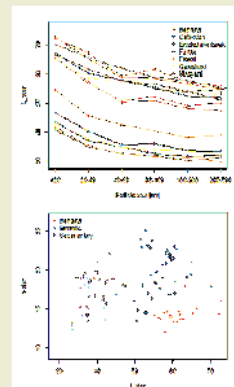


Fig 5: Top: Change of the color parameter L\* with particle size. Bottom: Grouping of three main sources in the parameter space spanned by the parameters L\* and b\*.

## Perspectives

- Use of further tracers:
  - Element composition measured with X-ray fluorescence (XRF, Fig. 6)
  - Magnetic susceptibility
  - Biogeochemical properties
- Applying mixing models to all SS samples taken in the Claduègne since 2011.
- Quantification of within- and between-event variability (Fig. 2, Fig. 7).
- Evaluation of the impact of the meteorological forcing:
  - Use of high resolution rain radar data (Fig 8).
  - Correlation with measures of spatial rainfall variability & the location of the cell with respect to the catchment.



Fig 6: Portable XRF Analyzer

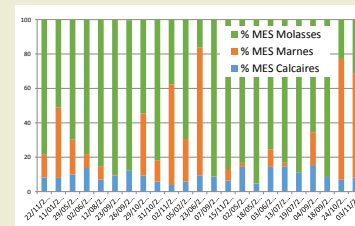


Fig 7: Between-event variability of the sources contributions to the SS samples collected during floods events of the Galabre.

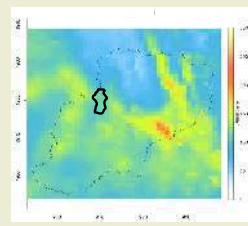


Fig 8: Spatially distributed rainfall over the Bléone and Galabre catchments.

## References

- Legout C., Poulenard J., Nemery J., Navratil O., Grangeon T., Evrard O., Esteves M. (2013). Quantifying suspended sediment sources during floods in headwater catchments by spectrocolorimetry. Journal of Soils and Sediments. 8: 1478-1492.
- Nord, G., Boudevillain, B., Berne, A., Branger, F., Braud, I., Dramais, G., Gérard, S., Le Coz, J., Legout, C., Molinié, G., Van Baelen, J., Vandervaele, J.-P., Aubert, J., Aubert, C., Calliano, M., Delrieu, G., Grazioli, J., Hachani, S., Horner, I., Huza, J., Le Boursicaud, R., Raupach, T.H., Teuling, A., Uber, M., Vincendon, B. and Wijbrans, A. (2017). A high space-time resolution dataset linking meteorological forcing and hydro-sedimentary response in a mesoscale Mediterranean catchment (Auzon) of the Ardèche region, France. Earth System Science Data. 9: 221-249.
- Poulenard J., Legout C., Nemery J., Bramorski J., Navratil O., Douchin A., Fanget B., Perrette Y., Evrard O., Esteves M. (2012). Tracing sediment sources during floods using Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform Spectrometry (DRIFTS): A case study in a highly erosive mountainous catchment (Southern French Alps). Journal of Hydrology. 414-415: 452-462.

- **Etude Géologique:**
  - fracturation / types de craie
  - photogrammétrie

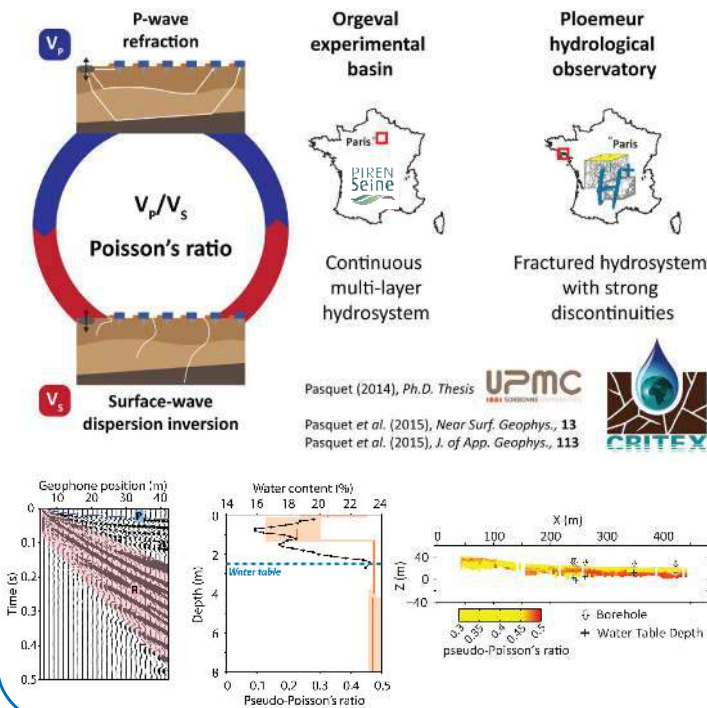
# Towards water content monitoring in the vadose zone from active seismic

Bodet, L.<sup>1,\*</sup>, Dangeard, M.<sup>1,\*\*</sup>, Pasquet, S.<sup>1,2</sup>, Bergamo, P.<sup>3</sup>, Bouchez, J.<sup>4</sup>, Guérin, R.<sup>1</sup>, Jougnot, D.<sup>1</sup>, Kuessner, M.<sup>4</sup>, Longuevergne, L.<sup>5</sup>, Rivière, A.<sup>6</sup>, Thiesson, J.<sup>1</sup>

VP/VS or Poisson's ratio classically permit imaging fluids in rocks but this strategy remains underused in near-surface applications, hence in hydrogeophysics. Yet, P-wave refraction tomography and surface-wave dispersion inversion can be combined to produce 2D VP and VS sections from a single acquisition set up.

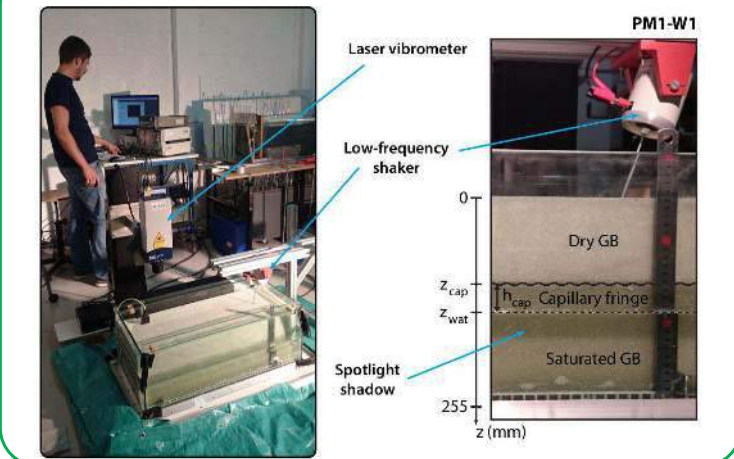
## Critex's seismic

Thanks to developments within CRITEX/PIREN-Seine/H+ and to Sylvain Pasquet's PhD @UPMC, this approach recently proved to be efficient in the study of various hydrosystems and in the imaging of the Critical Zone (see Marine's poster).

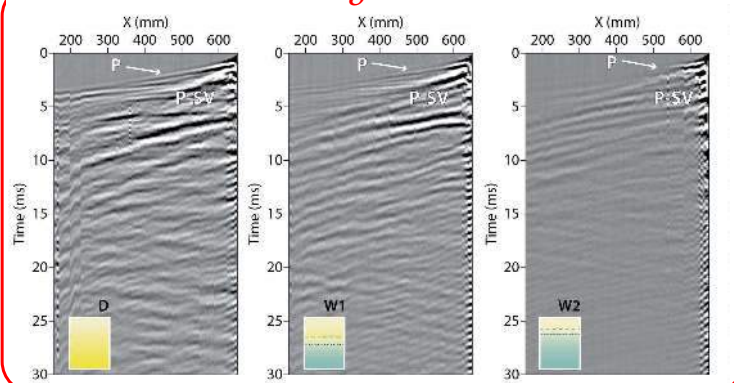


What about its time-lapse application to help the monitoring of water content in the vadose zone/aquifer continuum ?

## -> Time-lapse test @ laboratory scale...



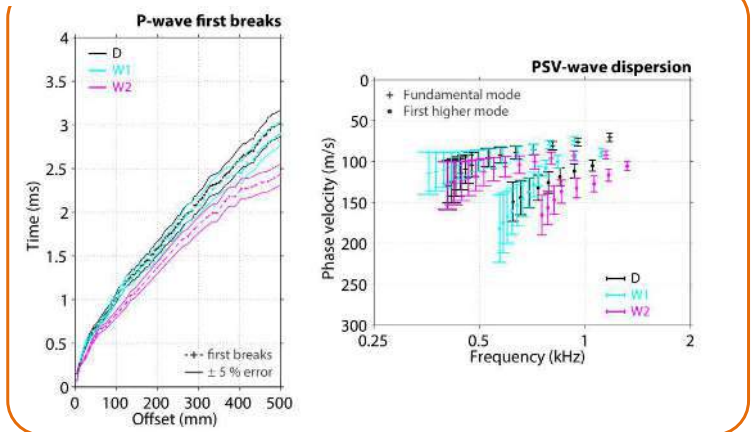
## Small-scale seismograms



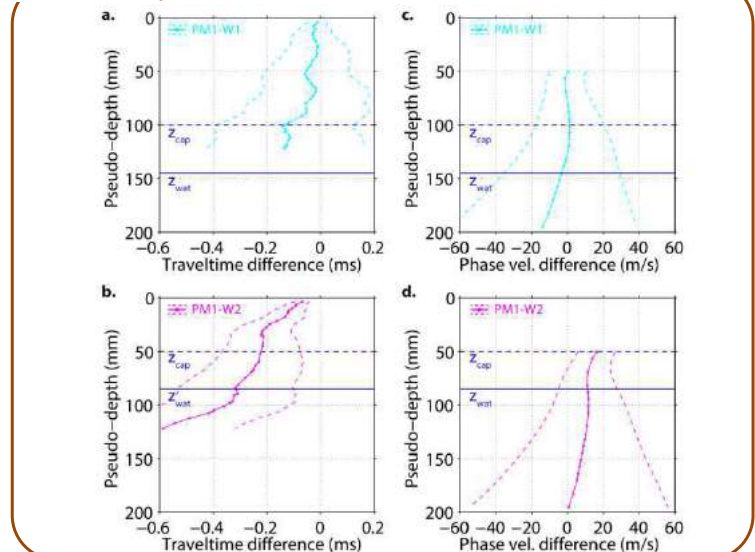
1. Université Pierre et Marie Curie, Paris ; 2. University of Wyoming, USA ; 3. ETH Zurich ; 4. Institut de Physique du Globe de Paris ; 5. Université Rennes 1 ; 6. MINES ParisTech.

\*ludovic.bodet@upmc.fr / \*\*marine.dangeard@upmc.fr

## Extracted data

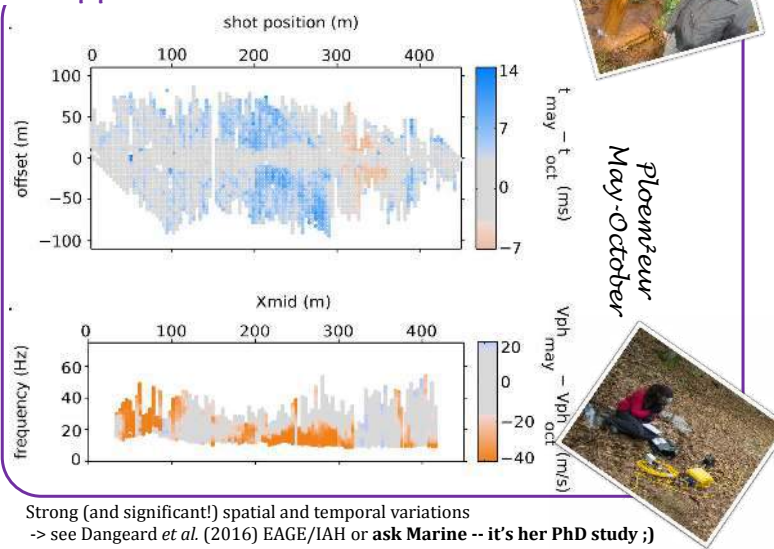


## Time-lapse differences



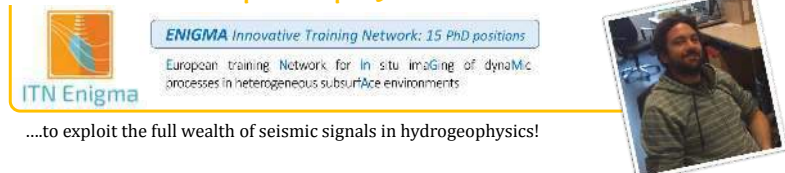
Data difference trends between the dry and wet models clearly match with the water levels. Published by Pasquet *et al.* (2016), *Vadose Zone J. Advancing Critical Zone Science - Research Highlights*, September 2016.

## -> Application to field data ?



Strong (and significant!) spatial and temporal variations  
-> see Dangeard *et al.* (2016) EAGE/IAH or ask Marine -- it's her PhD study ;)

## But we need petrophysical models...

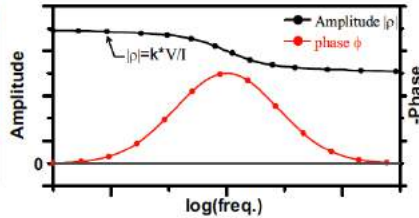
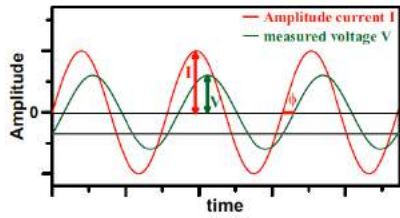


Visit: <https://www.critex.fr/critex-tools/wp6-subsurface-exploration/task-6-1-seismic-methods/>

Interpret surface-wave data using SWIP: <https://github.com/SWIPdev/SWIP>

...to exploit the full wealth of seismic signals in hydrogeophysics!

## WP6.4 « Résistivité complexe »



$$\sigma^* = \sigma |e^{i\phi}|$$

$$\sigma^* = \sigma' + i\sigma''$$

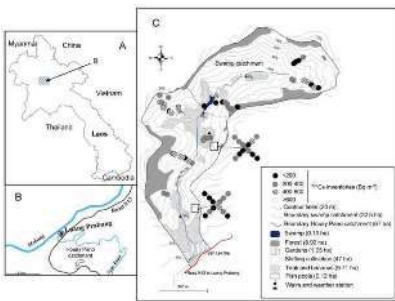
La **Polarisation Provoquée Spectrale** (PPS ou SIP = Spectral Induced Polarization) est une méthode électromagnétique basse fréquence caractérisant le proche milieu souterrain par la **conductivité complexe**. Elle mesure le module de la conductivité électrique et le déphasage entre un courant injecté et un potentiel mesuré sur une bande de fréquences comprise entre quelques millihertz et quelques dizaines de kilohertz.

La **partie réelle** de la conductivité est sensible à la lithologie (porosité, surface spécifique) et aux paramètres hydrologiques (saturation, salinité), tandis que la **partie imaginaire** est liée aux polarisations électrochimiques, dépendant de caractéristiques géométriques (granulométrie ou dimensions de l'espace poreux), de la conductivité surfacique des constituants du sol, de paramètres hydrogéologiques (conductivité hydraulique, perméabilité) et de la chimie de l'eau poreuse.

## Monitoring des variations physico-chimiques et des interactions eaux de surface-rivière

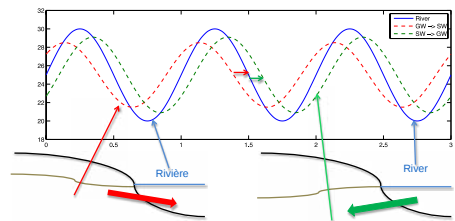
Peut-on mettre en évidence une relation entre les variations journalières de la **conductivité complexe du sol à proximité de la rivière** et les **paramètres physico-chimiques de la rivière** ?

Les enregistrements de température reflètent les interactions nappe-rivière (Rivière et al, 2017), mais ces mesures sont très sensibles aux hétérogénéités locales

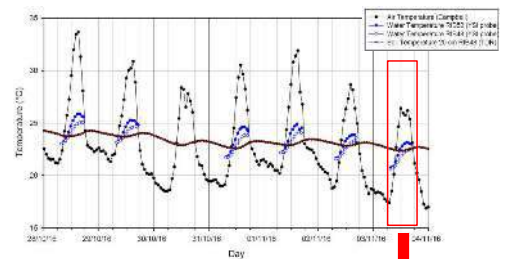


SIP Fuchs III (Radic Research) ↔ UMR Metis  
Equipement Critex en phase de sélection et d'acquisition

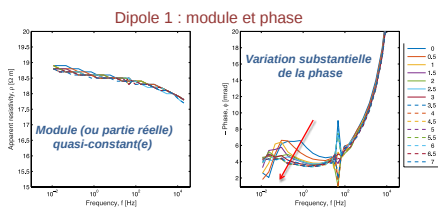
Mise en place d'un dispositif dipôle-dipôle ( $a = 1.5 \text{ m}$ ,  $n = 1 \text{ à } 4$ ), avec acquisition automatique toutes les 30 minutes de données SIP (20 kHz -11 mHz)



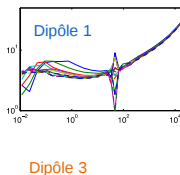
Le déphasage indique le sens du transfert hydrique



Le bassin versant de Houay Pano (67 ha), est situé à 10 km au sud de Luang Prabang (Laos). Il fait partie des réseaux d'observation MSEC (Managing Soil Erosion Consortium) and OZCAR (ex-RBV)



La variation de la phase à basse fréquence (< 1Hz) signe la modification de la polarisation du milieu



Dipôle 2

Dipôle 4

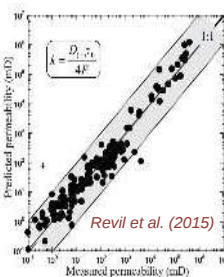
frequency, f [Hz]

Mesures délicates : bruit 50 Hz (ligne haute-tension à proximité)  
Rapport signal/bruit se dégradant avec le coefficient géométrique  
Nécessité d'une source de puissance à l'injection (non disponible ici)

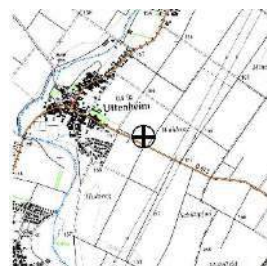
Monitoring à fréquence fixe (1.43 Hz)  
Résistivité apparente quasi-constante pour les dipôles 1 à 4  
Décroissance nette de la phase (malgré le bruit sur les dipôles 3 et 4)

Mise en relation avec la variation de la température :  
modification des (propriétés de la couche de Stern, modification de la DCE

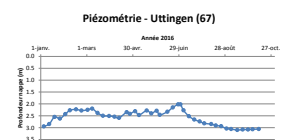
## Détermination de la perméabilité in-situ des terrains poreux saturés



Validation par « **up-scaling** » de l'outil géophysique, « polarisation provoquée », pour la détermination des perméabilités à l'échelle du terrain, avec le même objectif de qualité d'imagerie géophysique que celui que l'on connaît avec la tomographie électrique couramment utilisée.



| Profondeur  | Lithologie     |
|-------------|----------------|
| De 0 à 2 m  | LOESS          |
| De 2 à 4 m  | SABLE TRÈS FIN |
| De 4 à 31 m | GRAVIER        |



Sélection de sites favorables, géologiquement caractérisés (ex: plaine d'Alsace)  
Projet EC2CO : premières mesures en octobre 2016 – confirmation à l'automne 2017

# Estimation des flux d'échanges surface-atmosphère par les méthodes des covariances turbulentes et de scintillométrie infrarouge : premiers résultats sur les bassins de l'Orgeval et de Naizin

**B. Cappelaere<sup>1\*</sup>, F. Arpin-Pont<sup>1</sup>, C. Flechard<sup>2</sup>, A. Guérin<sup>3</sup>, P. Ansart<sup>3</sup>, H. Barral<sup>1,4</sup>, J.P. Chazarin<sup>1</sup>, J.M. Cohard<sup>4</sup>, J. Demarty<sup>1</sup>, M. Faucheux<sup>2</sup>, O. Fovet<sup>2</sup>, Y. Hamon<sup>2</sup>, L. Prévot<sup>5</sup>, G. Tallec<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> HSM (CNRS-IRD-U. Montpellier), Montpellier

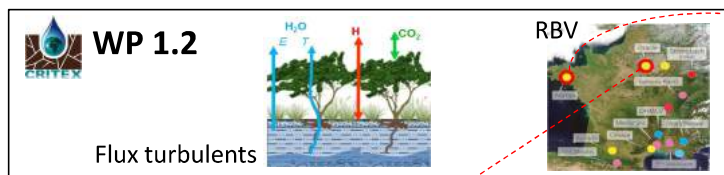
<sup>2</sup> SAS (INRA-U. Rennes), Rennes

<sup>3</sup> HBAN (IRSTEA), Antony

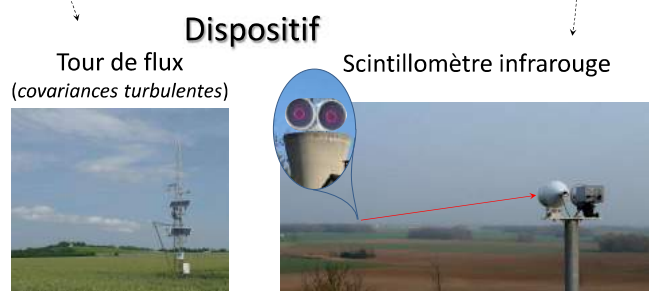
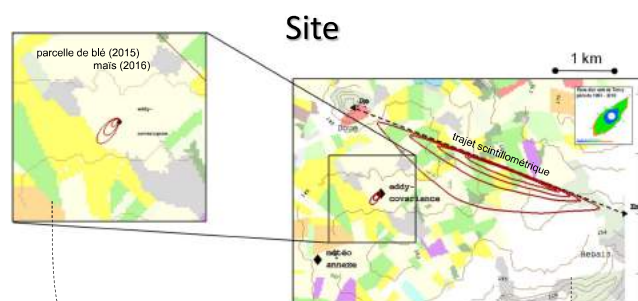
<sup>4</sup> IGE (CNRS-IRD-U. Grenoble-Alpes), Grenoble

<sup>5</sup> LISAH (INRA-IRD-SupAgro Montpellier), Montpellier

\* [bernard.cappelaere@ird.fr](mailto:bernard.cappelaere@ird.fr)

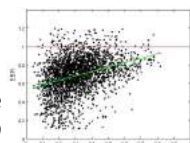


**Bassin de l'Orgeval (observatoire ORACLE)**  
Tour de flux sur culture & Scintillomètre IR à longue portée (~5km)



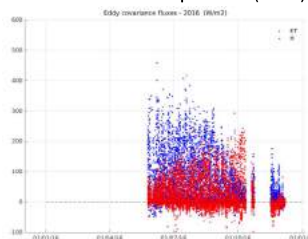
## Premiers résultats

Fermeture du bilan d'énergie selon la vitesse de frottement (maïs)

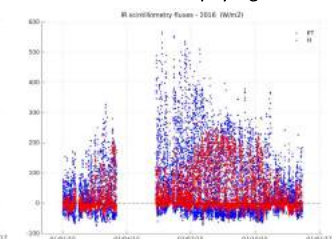


Chroniques des flux semi-horaires de H<sub>2</sub>O (ET) et de chaleur sensible (H) - 2016

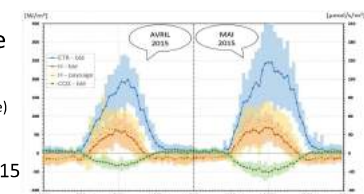
Echelle de la parcelle (maïs)



Echelle du paysage

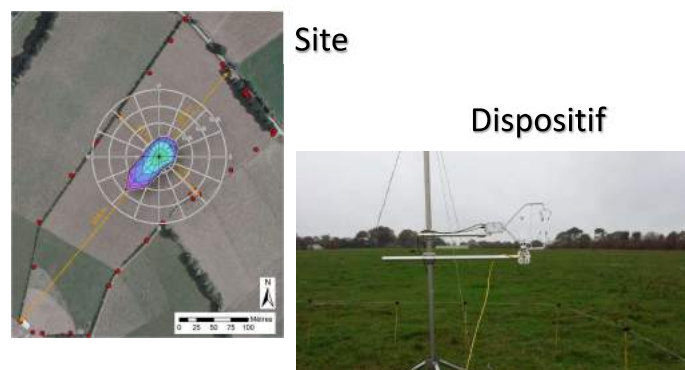


Cycles journaliers des flux de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> (parcelle de blé) et de chaleur sensible (parcelle et paysage)



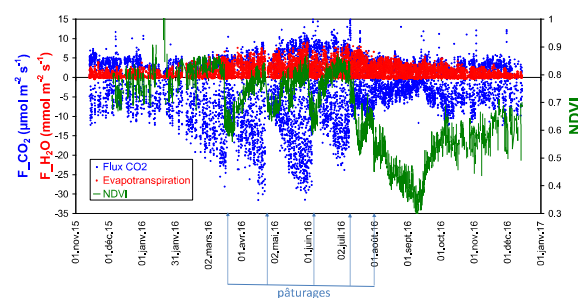
Composites mensuels, avril & mai 2015

**Bassin de Naizin (observatoire AGHRYs)**  
Tour de flux sur prairie permanente

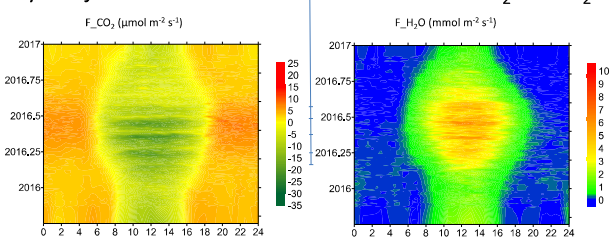


Premiers résultats : année 2016

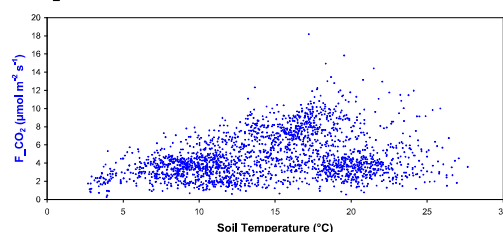
Chroniques des flux semi-horaires de CO<sub>2</sub> et d'H<sub>2</sub>O, et du NDVI



Cycles journalier vs. saisonnier des flux de CO<sub>2</sub> et d'H<sub>2</sub>O



Flux de CO<sub>2</sub> : respiration de l'écosystème vs. température du sol



**Conclusion** : une **richesse de données**, complémentaires des autres mesures à **haute fréquence** sur ces sites, pour comprendre notamment les processus aux fines échelles temporelles (ex.: cycles diurnes)

# Modelling the impact of vegetation on the erosion of marly catchments in the Southern Alps of France

A. Carriere<sup>1</sup>, C. Le Bouteiller<sup>1</sup>, G. Tucker<sup>2</sup>, M. Naaim<sup>1</sup>

1) IRSTEA, Université Grenoble Alpes, France

2) CIRES, Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, USA

e-mail: alexandra.carriere@irstea.fr



## Introduction

In **Draix-Bleone observatory**, small badland catchments with high erosion rates (up to 10mm/yr) have been monitored for hydrology and sediment fluxes since 1983. Comparison between a **forested catchment (Brusquet)** and a **mostly denuded one (Laval)** shows that erosion and **sediment yield** are **strongly influenced by the presence of vegetation**.

The aim of the study is to **incorporate the effect of vegetation in a landscape evolution model** to simulate sediment yield in both catchments at the scale of **decades to hundreds of years**. In particular, the **effect of vegetation on hydrology** (runoff reduction) and on **detachment** (reinforcement of cohesion) are both included in the model.

**Runoff and erosion coefficients are calibrated** using available **data** on rainfall, hydrology and sediment yield. High erosion rates and the length of the available data set make this site a good test case for **calibrating and validating a landscape evolution model**.

## Methods : Landlab presentation modules

**Landlab library for landscape evolution modelling** is used (Daniel E.J. Hobbey et al., 2017).

### Erosion modelling:

- **Non-linear diffusion** (approximated by a cubic equation, Ganti et al., 2012):

$$q_s = DS + \left(\frac{D}{S_c}\right) S^3$$

-  $S_c$ , the critical slope is taken from DEM  
-  $D$ , soil transport coefficient ( $m^2/yr$ )

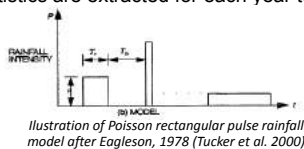
- **Stream-power incision:**

$$E = Ksp(IA)^m S^n$$

-  $m=0.5$   
-  $n=1$   
-  $Ksp$ , erosion coefficient (yr)

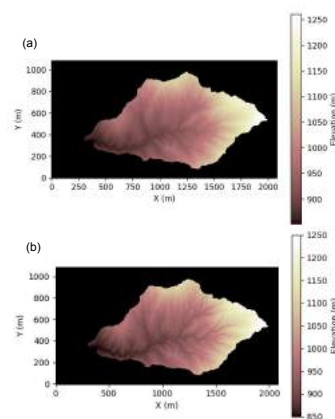
### Variability of hydrology:

- Rainfall statistics are extracted for each year to feed a stochastic storm generator:



Tr: mean storm duration (yr)  
Tb: mean inter-storm duration (yr)  
P: water depth (m)

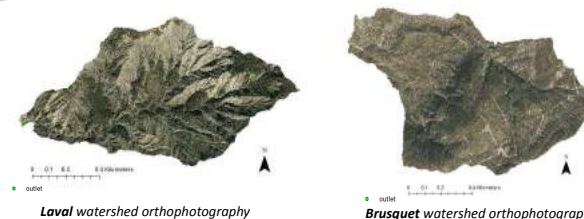
- The amount of rain available for erosion in the model is reduced by a mean runoff coefficient (runoff/rainfall) computed over 30-50 flood events on each catchment (15% for Brusquet and 40% for Laval).



Laval watershed under a non-linear diffusion hillslope process and a stream power incision (a) original DEM (b) after 100 years with  $Ksp = 0.08 \text{ yr}^{-1}$  and  $D = 0.5 \text{ m}^2/\text{yr}$

## Conclusion

- **Runoff coefficients influenced by vegetation** (40% for the low vegetated watershed and 15% for the highly vegetated watershed), **not sufficient to explain the large change in sediment yield** (100 times more sediment yield for the low vegetated catchment)
- **Erosion coefficient  $Ksp$  strongly influenced by vegetation**
- **Diffusion coefficient  $D$  does not affect much sediment yield**
- **Critical slope is higher in the vegetated watershed**



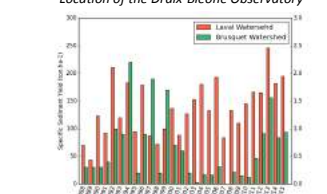
- Available data:
- Sediment yield since 1983 (event-scale, yearly)
  - Rainfall
  - Hydrology (high-frequency)
  - 50cm DEM
  - Vegetation maps

| Basins   | Surface (km <sup>2</sup> ) | Plant cover (%) | Mean slope (%) | Altitude min-max (m.a.s.l.) | Observed since |
|----------|----------------------------|-----------------|----------------|-----------------------------|----------------|
| Laval    | 0.86                       | 32              | 58             | 850-1250                    | 1984           |
| Brusquet | 1.07                       | 87              | 53             | 800-1260                    | 1987           |

## Data



Location of the Draix-Bleone Observatory



Specific sediment yield from 1988 to 2015 for Laval and Brusquet basins (Data from Mathys, 2003)

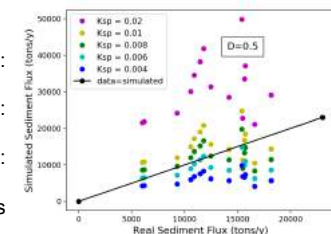
## Results

### Calibration

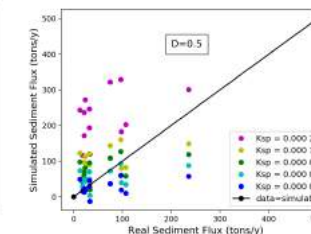
- Laval range values of  $Ksp$ :  $[0.004; 0.02] \text{ yr}^{-1}$
- Brusquet range values of  $Ksp$ :  $[0.00004; 0.0002] \text{ yr}^{-1}$
- Laval & Brusquet range values of  $D$ :  $[0.0001; 0.5] \text{ m}^2/\text{yr}$
- We found with the least squares method:  
→ Laval optimal  $Ksp = 8 \cdot 10^{-3} \text{ yr}^{-1}$   
→ Brusquet optimal  $Ksp = 6 \cdot 10^{-5} \text{ yr}^{-1}$

### Analysis

- **Erosion coefficient is strongly influenced by vegetation** as it is about 100 times higher for the low vegetated catchment.
- **Rainfall variability in the model is not enough** to account for the observed sediment yield variability.
- **No significant influence of vegetation on  $D$ .**



Annual simulated sediment flux in comparison with annual real sediment flux for a set of  $Ksp$  values and  $D=0.5$  on Laval watershed



Annual simulated sediment flux in comparison with annual real sediment flux for a set of  $Ksp$  values and  $D=0.5$  on Brusquet watershed

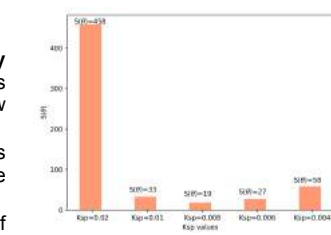


Illustration of quadratic sums  $S(\theta)$  as a function of  $Ksp$  chosen on Laval watershed

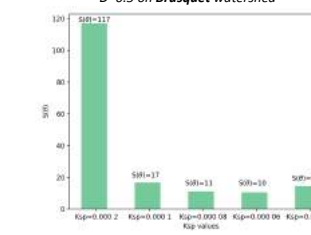


Illustration of quadratic sums  $S(\theta)$  as a function of  $Ksp$  chosen on Brusquet watershed

## Perspectives

- Need to add a **threshold in the erosion law** to account for the effect of rainfall/runoff variability on erosion
- Account for **transport-limited processes** and **improve the representation of hydrology**
- **Test the calibration on other catchments** of the observatory with different vegetation cover
- **Spatialize these erosion parameters** on our **vegetation maps**
- Incorporate a coupling between vegetation and erosion by **adding the feedback of erosion/topography on vegetation growth and mortality**

## References

Mathys et al., Catena 50, 2003  
Daniel E.J. Hobbey, Earth Surface Dynamics, 2017  
Tucker et al., Water Resources Research 36, 2000  
Ganti et al., Journal of Geophysical Research 117, 2012

# Towards operational hydrology for a thorough spatio-temporal exploration of the Critical Zone

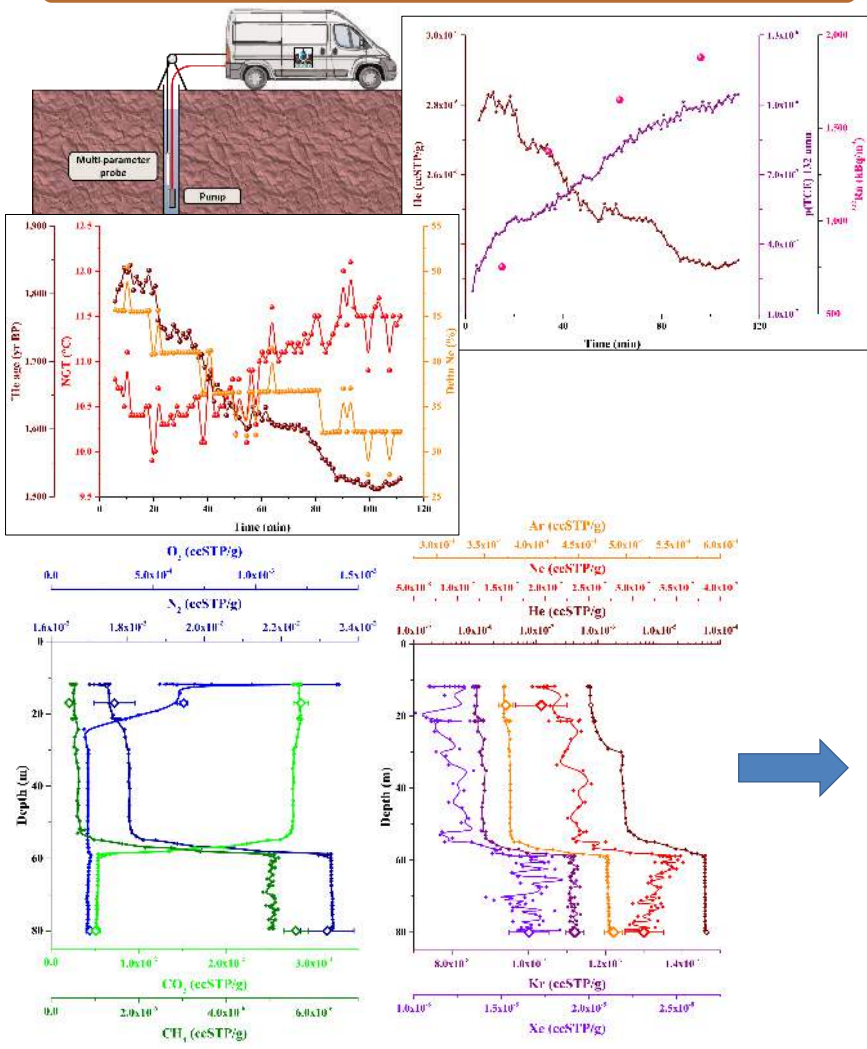
E. Chatton, T. Labasque, A. Guillou, L. Aquilina, T. Le Borgne, O. Bour, L. Longuevergne

## Abstract:

In view of the spatial and temporal variety and variability of flow dynamics and biogeochemical reactions occurring in the Hydrosphere a new investigation method is needed. This study approaches the concept of **“operational hydrology”** aiming to enhance either the **spatio-temporal distribution** and the **quality of environmental data** for a thorough exploration of the Hydrosphere.

To illustrate our approach, we present **natural and anthropogenic dissolved gas data** (He, Ne, Ar, Kr, Xe, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, BTEX, and some VOCs) measured in situ with a CF-MIMS (Chatton et al, 2017) installed in a mobile laboratory arranged in an all-terrain truck (CRITEX-Lab). This ongoing work focuses on groundwater and the field investigation of residence time distributions, recharge processes (origins), water flow paths and mixing, biogeochemical reactivity and contamination (sources).

## Groundwater recharge, residence time and mixing

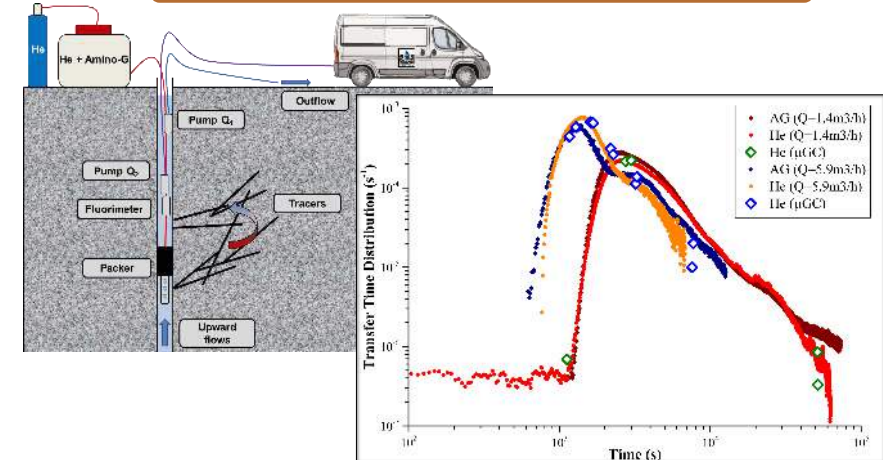


## Applications of dissolved gases:

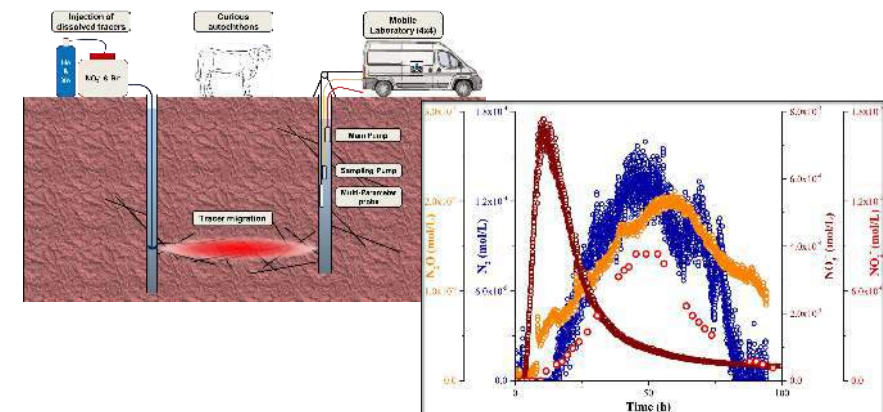
Field continuous dissolved gas measurements with the CF-MIMS have a very good potential for characterization of the:

- **Conservative and reactive transport** properties of saturated and unsaturated media (aquifer, river, lake and ocean).
- Distribution of **groundwater residence times** (<sup>4</sup>He dating).
- Groundwater **recharge** conditions (temperature, elevation).
- Groundwater **origins and mixing**.
- **Aquifer-river exchanges**.
- **Biogeochemical reactivity** in aquatic environments.

## Aquifer transport properties



## Biogeochemical reactivity



## References:

Chatton, E., T. Labasque, J. de La Bernardie, N. Guihéneuf, O. Bour and L. Aquilina, *Continuous and in situ monitoring of dissolved gases with a CF-MIMS*, Environmental Science and Technology, 51, 846–854, 2017.

# A NEW SENSOR OF SOIL MOISTURE AND SALINITY NETWORK OF AUTONOMOUS SENSORS

X. Chavanne\* et J.-P. Frangi



Institut de Physique du Globe de Paris et Univ. Paris Diderot,  
Sorbonne Paris Cité, UMR 7154 CNRS  
Case postale 7011 - F75205 Paris cedex 13, France (courriel à chavanne@ipgg.fr)

## INTRODUCTION

**GOALS:** a more accurate and reliable sensor for any porous medium. *In situ* continuous monitoring. Vertical profile. Real time. Wireless network of autonomous sensors. Commercial exploitation.

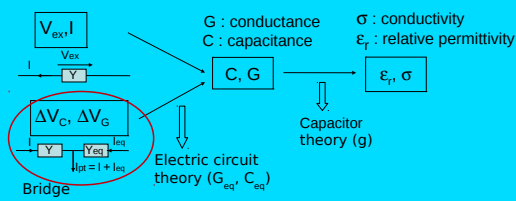
**APPLICATIONS:** - hydrological studies in a catchment or watershed area over time and space;  
- agriculture/agronomy (irrigation schedule, soil salinity monitoring, plant growth...);  
- civil engineering (ground stability, concrete aging...);  
- control of processes (concrete hardening, compost maturation, silo moisture...).

**PRINCIPLE:** sensitivity to soil dielectric permittivity  $\epsilon_r$ , the response of medium electric dipoles to sensor electric field.  
 $\epsilon_r = 80$  for water versus  $\epsilon_r = 2$  to 5 for a dry soil. However, a technique different from other  $\epsilon_r$  sensitive sensors.



## ADMITTANCE SELF-BALANCED BRIDGE

$Y = G + j2\pi fC$  (f from 1 to 32 MHz)



At first order

$$\sigma = -G_{eq}/g \Delta V_G$$

$$\epsilon_r = -C_{eq}/g \Delta V_C$$

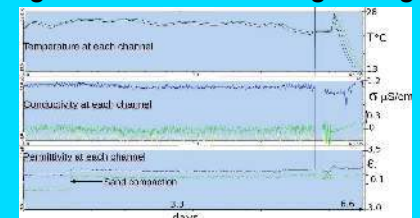
$G_{eq}$  and  $C_{eq}$  main bridge coefficients

$$g = \frac{\pi k}{\text{arccosh}(D/\phi)}$$

Parasitic lead and electrode inductances included with a simple physical model.



## High Resolution and Large Range



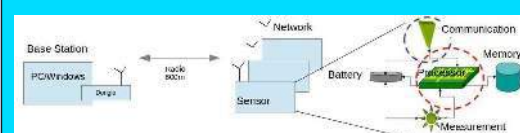
## Various prototypes



Laboratory studies and field tests

For commercial purpose

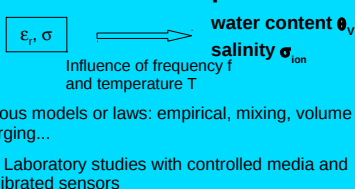
## Wireless network of autonomous sensors



Transfer and visualization directly on a computer.  
Issues addressed: - energy savings for autonomy (4 months +)  
- rate of transfer of large amount of data  
- low maintenance for long time in field

## NEXT STEPS

## Electric models of a porous medium

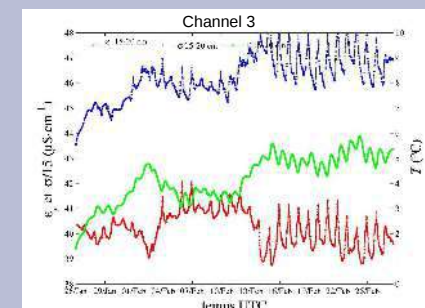
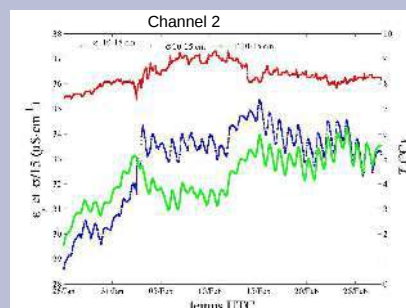
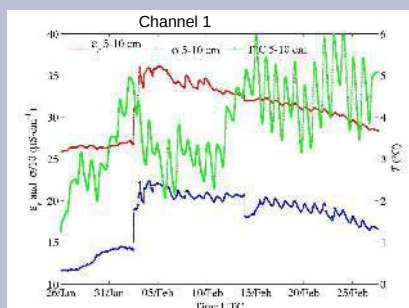


## Prototypes for commercial exploitation

Standardization, simplification and optimization of sensors, while accurate and rugged.  
Search for an industrial partnership



In the catchment of Draix-Bléone, Alpes de Haute-Provence



## CONTRIBUTIONS/PROJECTS

### Contributors:

Internship: E. Conejo, I. Bexi (PhD 2009-2013) and students.

Service providers: CAPAAB (analog electronics), O. Antipov (mechanics), Bleu Solid and FESYS (digital electronics, wireless network).

### Participation in research projects:

National program ECCO of CNRS/INSU: Waterscan project (2004-2007).  
Since 2014 part of the CRITEX project, awarded a grant under the national program Facilities of Excellence named Equipex « équipements d'excellence ».

## BIBLIOGRAPHY

- X. Chavanne and J. Frangi. Autonomous Sensors for Measuring Continuously the Moisture and Salinity of a Porous Medium. Sensors, to be published 2017.
- X. Chavanne and J. Frangi. Presentation of a complex permittivity-meter with applications for sensing the moisture and salinity of a porous media. Sensors, 14(9):1581515835, 2014.
- I. Bexi, X. Chavanne, E. Conejo, J.P. Frangi, "Validation of a permittivity-meter for porous media operating between 1 and 20 MHz". IEEE Trans. Instrum. Meas., vol. 61, no. 7, pp. 2000 - 2011, July 2012.
- I. Bexi Warsama, "Nouvel instrument de mesure de la permittivité complexe des sols : sonde Hymenet". Thèse de doctorat géophysique. École doctorale de sciences de la terre de l'IPGP. Déc. 2011.
- X. Chavanne, J. Frangi, and G. de Rosny, "A new device for in situ measurement of an impedance profile at 1-20 MHz". IEEE Trans. Instrum. Meas., vol. 59, no. 7, pp. 1850-1859, Jul. 2010.
- J.P. Frangi, G. de Rosny, X. Chavanne, D. Richard, A. Brûère, 2008. Device for measuring electrical properties of a water-containing medium. World Intel. Prop. Org. WO/2008/006973, Patent PCT/FR2007/01180, publication date: 17.01.2008.

# Electrical Resistivity Tomography (ERT) as a tool for investigation of subsoil in fault zone

V. Clauzon<sup>a</sup>, N. Bekkal<sup>a</sup>, V. Léonardi<sup>a</sup>, P. Brunet<sup>a</sup>, P. Marchand<sup>a</sup>, H. Jourde<sup>a</sup>

In north-Montpellier area, southern France, the karst catchment of the Lez spring (OZCAR - SOERE RBV, SNO KARST, MEDCYSS) is affected by major regional faults which impact groundwater flows. Indeed, fault zone contain main flow paths within the Lez karst aquifer. In order to understand the complex hydrogeological fault behavior in this hydrosystem, the structure of the fault zone has to be accurately characterized (geometry, offset, karstification...). We demonstrate here the efficiency of ERT method associated with geological field investigation to characterize the structure of a fault zone in carbonate formations.

## Fault architecture detection : Puech Carbonnier area

### Geological map: a field data

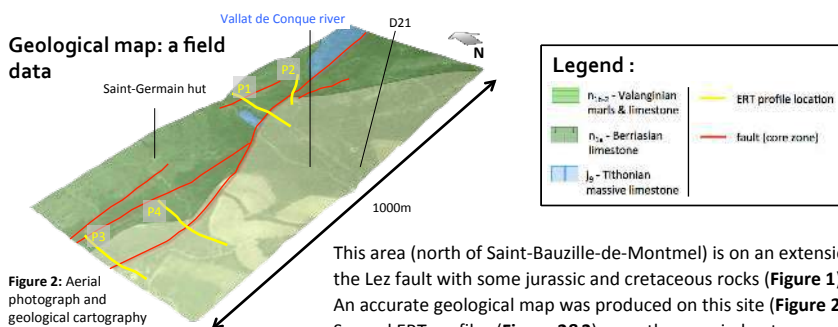


Figure 2: Aerial photograph and geological cartography on the studied area.

This area (north of Saint-Bauzille-de-Montmel) is on an extension of the Lez fault with some jurassic and cretaceous rocks (Figure 1)<sup>1,3</sup>. An accurate geological map was produced on this site (Figure 2)<sup>2</sup>. Several ERT profiles (Figure 2&3) were then carried out across the fault zone<sup>2</sup>.

### Example of the ERT use:

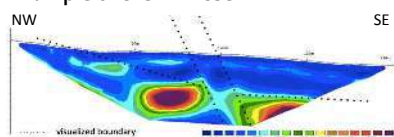


Figure 3: inversed ERT profile n°4 (P4) with a dipole-dipole array.

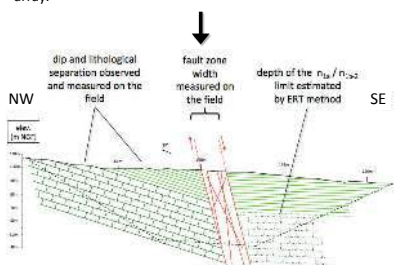


Figure 4: interpreted geological cross-section along P4 profile produced thanks to field observations and geophysical method<sup>2</sup>.

ERT method allows the identification of the limits (and thus their depth) between the different geological entities. Moreover, we can visualise the fault trajectory and dip (Figure 3). Resistivity values are compared with values from literature to identify the lithological nature of the subsoil.

A geological cross-section (Figure 4) can be produced with the cross-checking of field and tomographic data. ERT method is distorting angles values ; we have to correct them.

Finally, thanks to several cross-sections made on our studied area, we built a bloc diagram to represent the fault architecture in 3 dimensions (Figure 5).

### Final bloc diagram:

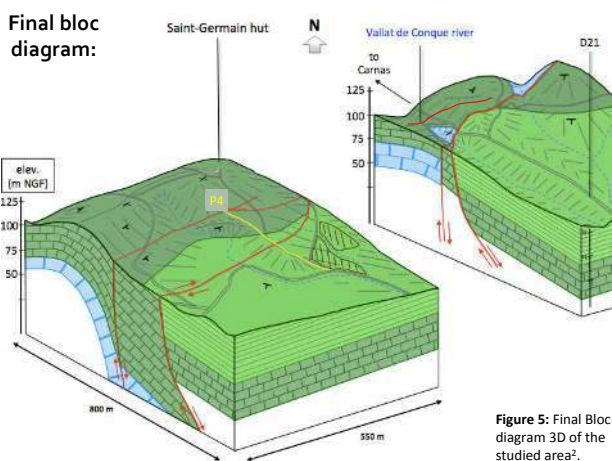


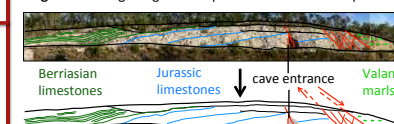
Figure 5: Final Bloc diagram 3D of the studied area<sup>2</sup>.

## Karst detection in le Triadou area

Along D68 road, an important outcrop is visible (Figure 6). This outcrop shows the Lez fault zone that separates Valanginian marls East and Jurassic limestones West<sup>3</sup>. We can also see the entrance of a karstic cave on a secondary fracture plane (Figure 6 & 7).

A 360m long ERT profile was installed at the base of the outcrop to crosscheck the surface geological information with data in depth (Figure 8). First, ERT profile confirms the interpretations of the site geological structure. On the other hand, we can identify the water table depth ( $\approx 65m$  NGF) corresponding to the average water table elevation on the Lez aquifer.

Figures 6 & 7: geological interpretation of the outcrop



Lastly, ERT method highlight the presence of a karstic network associated with the surface cave. Thus, we show a flooded karstic cave under the water table. Additionally, the west shallow low resistivity zone can be interpreted as a karstic conduct, probably filled with clay and link to the cave.

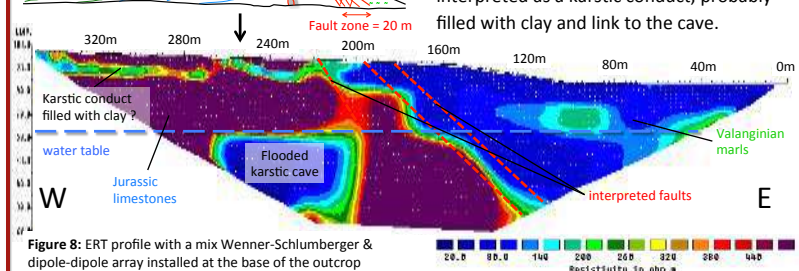
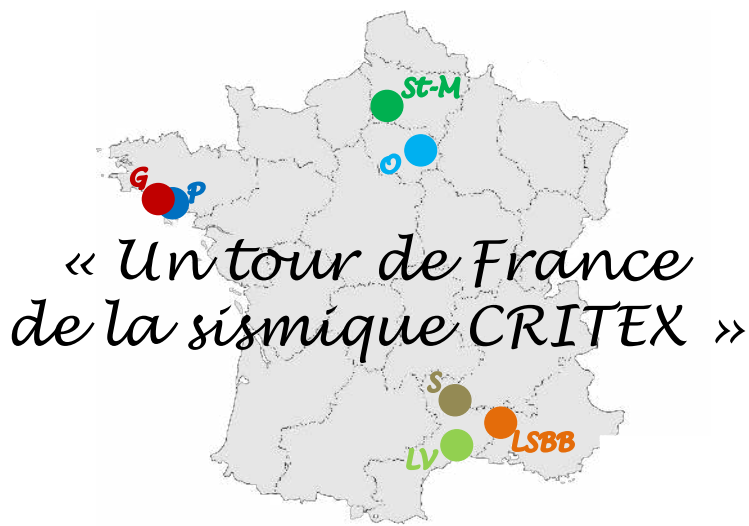


Figure 8: ERT profile with a mix Wenner-Schlumberger & dipole-dipole array installed at the base of the outcrop

These different studies carried out in carbonated context show that electric resistivity tomography could be very useful in order to characterize different limestone formations. Indeed, with this tool, subsoil and fault zone 3D structure are easily identifiable. Moreover, we demonstrate that the ERT method is very adapted for hydrogeological studies with the possibility of karst and/or groundwater detection.

### Bibliography :

- BRGM, 2003. France - Geological map of France 1:1,000,000, 4<sup>th</sup> ed..
- Clauzon, V., 2016. Dynamique des fluides en zone de faille. (Mémoire de Master 2), Master Eau - H3E. Université de Montpellier, Montpellier.
- Bonnet, A., Andrieux, J., Mattauer, M., Coubès, L., Paloc, H., 1971. Carte géologique de la France 1/50000 - Feuille de Montpellier (n°990).



# « Un tour de France de la sismique CRITEX »

Dangeard, M.<sup>1</sup>, Bodet, L.<sup>1</sup>, Pasquet, S.<sup>1,2</sup>, Bouchez, J.<sup>3</sup>, Chalikakis, K.<sup>4</sup>, Cheviron, B.<sup>5</sup>, Flipo, N.<sup>6</sup>, Guérin, R.<sup>1</sup>, Kuessner, M.<sup>3</sup>, Longuevergne, L.<sup>7</sup>, Rivière A.<sup>6</sup>, Schneider, S.<sup>1,7</sup>, Thiesson, J.<sup>1</sup>, Valdès-Lao D.<sup>1</sup>

## Orgesval

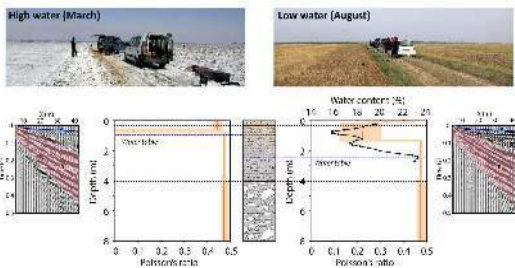
Contexte :

RBV / PIREN-SEINE / Oracle -- Hydrosystème continu multicouche

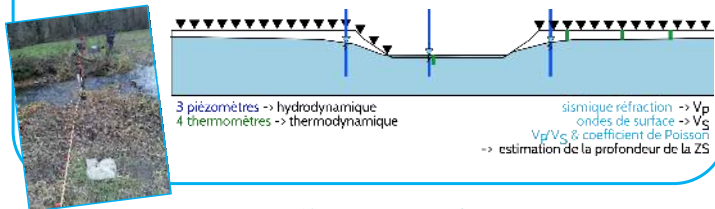
Porteurs : Ludovic Bodet<sup>1</sup>, Sylvain Pasquet<sup>1,2</sup>, Nicolas Flipo<sup>6</sup>  
Marine Dangeard<sup>1</sup>, Agnès Rivière<sup>6</sup>

Objectifs :

(1) validation 1D de l'approche consistant à estimer simultanément  $V_p$  et  $V_s$  pour l'estimation des contrastes de coefficients de Poisson à la surface de la Zone Critique (ZC) / estimation de la profondeur de la Zone Saturée (ZS - Pasquet et al. [2015a])



(2) time-lapse 2D des propriétés mécaniques de la ZC, inversion des données hydrologiques à l'aide de la sismique (aval des Avenelles, stage M2 Solenne Schneider<sup>7</sup> en cours)



## Saint-Martin-le-Noeud

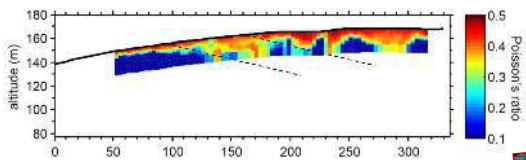
Contexte :

METIS - Carrière de craie souterraine, accès direct au continuum Zone Non Saturée (ZNS) - ZS

Porteurs : Danièle Valdès-Lao<sup>1</sup>, Roger Guérin<sup>1</sup>

Objectifs :

(1) caractérisation de la géométrie de la ZNS  
(2) détection des zones d'infiltrations préférentielles



## Guidel

Contexte :

H+ -- Hydrosystème fracturé, zone humide

Porteurs : Ludovic Bodet<sup>1</sup>, Laurent Longuevergne<sup>7</sup>, Marine Dangeard<sup>1</sup>

Objectif :

Projet : compaction du sol / évolution de la zone non-saturée suite à la mise en fonctionnement d'un système de pompage

- 1- Sorbonne Univ., UPMC Univ. Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, Paris, France  
2- Univ. of Wyoming, Wyoming Center for Environmental Hydrology and Geophysics, Wyoming, USA  
3- Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France  
4- Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, UMR 1114 EMMAH (IAPV-INRA), Avignon, France  
5- Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture, Montpellier, France  
6- Mines ParisTech, PSL Research University, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France  
7- Univ. Rennes I, CNRS, UMR 6118, Géosciences Rennes, Rennes, France  
(\*) marine.dangeard@upmc.fr

## Ploemeur

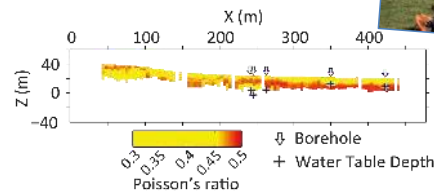
Contexte :

H+ -- Hydrosystème discontinu, contact granite/micaschiste

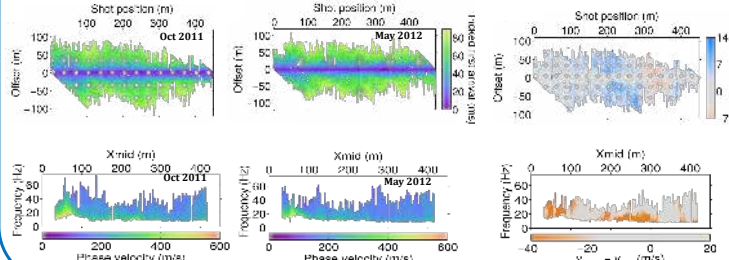
Porteurs : Ludovic Bodet<sup>1</sup>, Sylvain Pasquet<sup>1,2</sup>, Laurent Longuevergne<sup>7</sup>  
Marine Dangeard<sup>1</sup>, Julien Thiesson<sup>1</sup>

Objectifs :

(1) validation 2D de l'approche (Pasquet et al. [2015b])



(2) variations spatiales et temporelles des données sismiques lors d'un cycle « hautes eaux/basses eaux » (Dangeard et al. [2016])



## Sapine

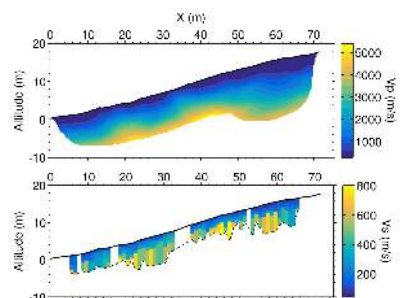
Contexte :

RBV / OHMCV -- Hydrosystème granitique fracturé

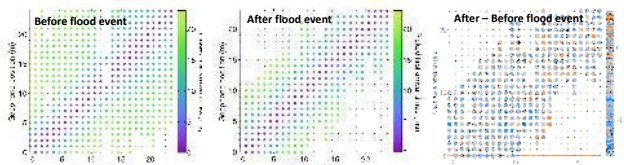
Porteurs : Marine Dangeard<sup>1</sup>, Marie Kuessner<sup>3</sup>, Julien Bouchez<sup>3</sup>, Ludovic Bodet<sup>1</sup>, Antoine Lucas<sup>3</sup>

Objectifs :

(1) définir les caractéristiques/géométrie superficielles ZC



(2) variations spatiales et temporelles 2D des données sismiques lors d'un événement pluvieux



## LSBB

Contexte :

H+ -- Domaine karstique, ZNS

Porteurs : Ludovic Bodet<sup>1</sup>, Konstantinos Chalikakis<sup>4</sup>, Marine Dangeard<sup>1</sup>, Naomi Mazzilli<sup>4</sup>

Objectif :

(1) Projet : complémentarités  $V_p$  &  $V_s$  et perméabilité RMP

## La Valette

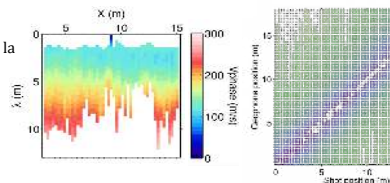
Contexte :

IRSTEA Montpellier -- Plateforme agricole sous panneaux solaires (agrivoltaïsme)

Porteurs : Bruno Cheviron<sup>5</sup>, Yassin Elamri<sup>5</sup>, Julien Thiesson<sup>1</sup>  
Marine Dangeard<sup>1</sup>, Ludovic Bodet<sup>1</sup>

Objectifs :

(1) caractérisation de la géométrie de la ZNS  
(2) approche time-lapse



## Références :

- Dangeard, M., Pasquet, S., Bodet, L., Guérin, R., Longuevergne, L., Thiesson, J. [2016]. Temporal variations of near-surface seismic data at the Ploemeur (France) hydrogeological observatory. 22<sup>ème</sup> congrès Near Surface Geophysics, du 4 au 8 septembre 2016 à Barcelone, Espagne.  
Pasquet, S., Bodet, L., Longuevergne, L., Dhemaied, A., Camerlynck, C., Rejiba, F., Guérin, R. [2015a]. 2D characterization of near-surface VP/Vs: surface-wave dispersion inversion versus refraction tomography. *Near Surface Geophysics* vol.13 (4), pp. 315-331.  
Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., Flipo, N., Guérin, R. [2015b]. Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined P, surface and SH-wave surveys: Insights from  $V_p/V_s$  or Poisson's ratios. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 113, pp. 23-50.



Journées CRITEX 2017  
Autrans, 11-12 Mai 2017

# Construire une courbe de tarage avec des jaugeages sans contact

Guillaume DRAMAIS<sup>1</sup>, Alexis BUFFET<sup>1</sup>, Jérôme LE COZ<sup>1</sup>, Flora BRANGER<sup>1</sup>, Benjamin RENARD<sup>1</sup>, Ivan HORNER<sup>1</sup>, Antoine GALLAVARDIN<sup>2</sup>, Isabelle BRAUD<sup>1</sup>

Sur une station hydrométrique mesurant le débit par analyse de séquences d'images avec en complément, des jaugeages au radar vélocimétrique de surface, on a pu construire rapidement une courbe de tarage étendue.



Station de l'Auzon – Montage des capteurs sur potence articulée

Automated River Gauging and Observation Station based on image Sequences

Développé pour l'acquisition d'images et de hauteur d'eau sans-contact, le système ARGOSS utilise des caméras « grand public » associées à un capteur de hauteur d'eau. Un ordinateur pilote l'acquisition des données et permet un accès aux données en temps réel via le Web.

- Station entièrement sans contact avec la rivière.
- Mesure de la hauteur d'eau 24h/24 et nuit (mesure radar).
- Déclenchement de l'acquisition à la demande ou sur dépassement de seuil.
- Calculs de vitesse par LSPIV (Large-Scale Particle Image Velocimetry) automatique sur serveur, ou par post-traitement au bureau.



La rivière Auzon dans tous ses états

## La nouvelle station de l'Auzon à Vogüé-Gare

L'Auzon est un affluent rive gauche de l'Ardèche au régime hydrologique méditerranéen, caractérisé par des périodes d'assecs et des crues éclair. Une station hydrométrique a été mise en service dans le cadre du projet de recherche ANR FloodScale (2012-2015) et de l'observatoire OHMCV. Ce site de mesure est piloté depuis Lyon, ce qui ne permet pas un suivi régulier et une réactivité suffisante pour jauger les événements soudains avec des méthodes classiques. Nous avons donc mis en œuvre sur ce site des mesures par analyse de séquences d'images (LSPIV), le radar vélocimétrique de surface (SVR) et utilisé les derniers outils développés pour l'hydrométrie. Cela a permis de construire une courbe de tarage rapidement pour fournir des chroniques de débit avec estimation des incertitudes aux chercheurs et hydrologues sur ce cours d'eau non jaugé auparavant.

## Notre boîte à outils

### pour l'hydrométrie (sans contact)

ARGOSS : Depuis 2008, une architecture évolutive pour la débitmétrie par vidéo. Copiée, mais jamais égalée ;-)

Fudaa-LSPIV : Une interface ergonomique pour le calcul du débit par analyse d'images (co-développement Irstea / EDF). <https://forge.irstea.fr/projects/fudaa-lspiv>

Barème : Pour le dépouillement des jaugeages (incluant radar de surface, calcul d'incertitude (Q+) et lien vers BaRatin). Sur demande à la DREAL Rhône Alpes pour les services de l'état. BaRatin : Pour aider au tracé de la courbe de tarage en prenant en compte les aprioris hydrauliques du site et les incertitudes sur les jaugeages. <https://forge.irstea.fr/projects/baratin>

BDOH : Une base de données pour pérenniser les chroniques de débit, les barèmes de tarage mais aussi de nombreux autres paramètres. <https://bdoh.irstea.fr/>



Jaugeages sans contact par radar mobile pendant une crue de l'Auzon

## Surface Velocity Radar

Arrivés sur le marché français en 2012, ils se sont imposés rapidement comme des outils indispensables dans la panoplie du jaugeur. Les SVR permettent de mesurer dans des gammes de débits élevées et lorsque les cours d'eau ne sont plus accessibles en toute sécurité.

- Sécurité des opérateurs et du matériel
- Rapidité d'exécution
- Inconvénients : la pluie, le vent, les calculs de débit basés sur l'extrapolation de la vitesse de surface.

## Hydrométrie au XX<sup>ème</sup> siècle\*

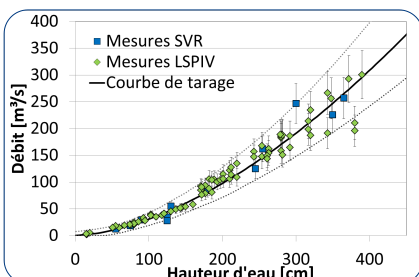


## Hydrométrie au XXI<sup>ème</sup> siècle\*



Construire une courbe de tarage sans mettre les pieds dans l'eau, c'est innovant, mais est-ce vraiment un progrès pour l'hydrométrie?

\* Librement inspiré de l'univers graphique de Cled'12 et des discussions de la liste de diffusion du Groupe Doppler Hydrométrie



Courbe de tarage de l'Auzon à Vogüé-Gare en seulement 3 ans (10/2013-12/2016)



www.irstea.fr

URHHLY<sup>1</sup> – DSI<sup>2</sup> – Irstea Centre de Lyon Villeurbanne

Contact :  
guillaume.dramais@irstea.fr



Le projet FloodScale est soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) contrat n° ANR 2011 BS06 027 qui contribue au programme HyMeX.

# Développement de capteurs chimiques innovants : exemples d'application

Brigitte Dubreuil, Huy Minh Do, Alan Castillo Villa, Philippe Behra

Laboratoire de chimie agro-industrielle, UMR 1010 INRA/INPT-ENSIACET, 4 allée Emile Monso, 31 030 TOULOUSE

Contact : philippe.behra@ensiacet.fr, brigitte.dubreuil@ensiacet.fr

## OBJECTIFS

Le principal objectif de la tâche WP4.3 est de **développer des capteurs chimiques innovants** (Figure 1) dédiés à la **surveillance de composés chimiques dans les eaux**. Actuellement, les travaux s'orientent vers le développement de **capteurs plus respectueux de l'environnement**. Ils sont basés sur le principe de la **reconnaissance biomimétique** et conçus, dans la mesure du possible, à partir de **matériaux bio-sourcés**, intégrant la notion d'**éco-conception**.

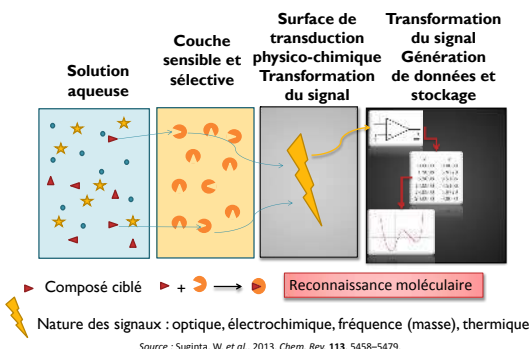


Figure 1. Schéma de principe d'un capteur chimique



Figure 2. Vue panoramique des installations

## EQUIPEMENTS

Les instruments de mesures et de réalisation des capteurs installés dans une salle dédiée (Figure 2), sont :

- 1) **Microspectroscopie Raman (LabRAM HR evolution, HORIBA Ltd)** : caractérisation des matériaux et étude des mécanismes d'interactions moléculaires
- 2) **Microbalance à cristal de quartz avec mesure de dissipation (QCM/D) (Q-Sense Explorer, Biolin Scientific Ltd)** : mesure de l'adsorption de très faibles masses (quelques ng/cm<sup>2</sup>) et des interactions moléculaires, basée sur la variation de la fréquence d'un cristal de quartz
- 3) **Potentiostat à bas-courant avec option impédance (SP-200, Bio-Logic Science Instruments)** : développement de capteurs, basés sur des méthodes de détection électrochimique (E)
- 4) **Système à résonance de plasmon de surface (SPR) (MP-SPR Navi™ 200 OTSO, BioNavis Ltd)** : étude des interactions entre ligand/couche réceptrice adsorbée sur une surface métallique par mesure de l'indice de réfraction au voisinage de l'interface
- 5) **Système de dépôt par centrifugation (NEW POLOS SPIN150i, SPS-Europe)** : réalisation de films minces (couches sensibles) pour les capteurs

Ces technologies ouvrent un large éventail de méthodes de détection (spectroscopique, indice de réfraction, massique, électrochimique) et peuvent être couplées (Figure 3 : E-SPR, E-QCM/D, E-Raman, E-QCM/D-Raman) afin d'améliorer les propriétés des capteurs et des méthodes de détection développées en termes de sélectivité. Elles permettent aussi de caractériser des échantillons prélevés dans les milieux naturels.

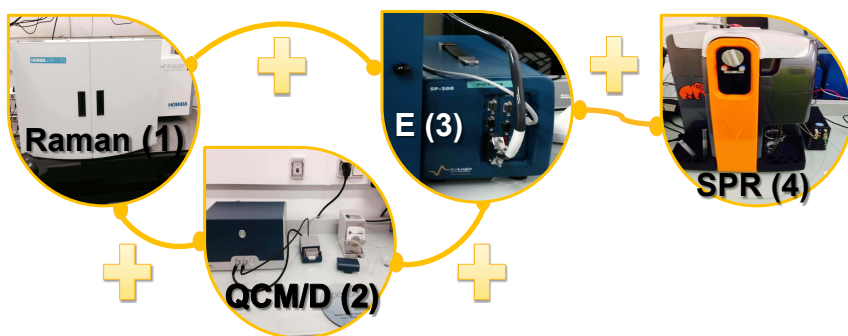


Figure 3. Illustration des différentes configurations de couplage des équipements

## THESE 2 : Capteur générique pour détecter des herbicides

Huy Minh Do (2017-2020, USTH)

Un **capteur générique** est développé pour **détecter des herbicides** dans les milieux aquatiques. La technologie est basée sur l'utilisation de **polymères à empreinte moléculaire (MIP)**. Dans une première approche, l'étude porte sur la réalisation d'une couche de MIP obtenus à partir de composés organiques classiques (Do et al., 2015). Après dépôt sur une électrode d'or, le **glyphosate, comme herbicide modèle**, est détecté par **voltammétrie E(3), combinée à la SPR(4)**. Les membranes à venir seront développées en utilisant des **polysaccharides bio-sourcés**. L'objectif est d'atteindre des propriétés optimales (sensibilité, stabilité et robustesse) selon une **démarche d'éco-conception** (faible impact environnemental/bas coût). Un projet associant des équipes de Toulouse, Lyon et Ho Chi Minh ville a été soumis à l'ANR.

## REMERCIEMENTS

Huy Minh Do est financé par une bourse du VIED (Vietnam International Education Development) et de l'Université Vietnam France, Université des Sciences et Technologies de Hanoi (USTH), Alan Castillo Villa par le Conacyt (Consejo Nacional en Ciencia y Tecnología, Mexique).

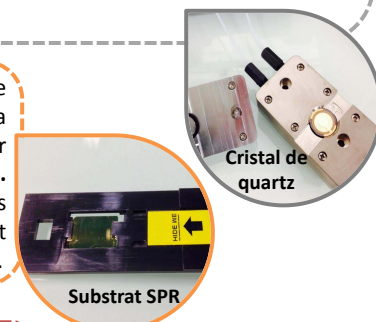
## REFERENCE

Do, M. H.; Florea, A.; Farre, C.; Bonhomme, A.; Bessueille, F.; Vocanson, F.; Nhu-Trang, T.-T.; Jaffrezic-Renault, N., 2015. Molecularly imprinted polymer-based electrochemical sensor for the sensitive detection of glyphosate herbicide. *Internat. J. Environ. Anal. Chem.* **95**, 1489-1501.

## THESE 1 : Capteur pour la spéciation du bore

Alan Castillo-Villa (2015-2018, Conacyt)

Un capteur est développé pour la spéciation du bore dans les eaux. Le mécanisme de détection visé est fondé sur les **propriétés complexantes du bore**. La voie de recherche suivie est l'utilisation de **composés bio-sourcés biocompatibles** pour réaliser la couche sensible et sélective. Elle est déposée à la surface d'un cristal de quartz. Actuellement, des essais sont réalisés à partir d'une matrice à base de **chitosane et de curcumine**. Deux méthodes de dépôt sont actuellement testées (centrifugation, greffage dynamique). La détection se fait par **mesure de variation de fréquence et de dissipation d'énergie à l'aide de la QCM-D(2)**.



# Approche intégrée : suivi des transferts géochimiques dans la zone critique du Katari (lac Titicaca – Bolivie)

Duwig, C.<sup>1</sup>, Guyard, H.<sup>1</sup>, Biron, R.<sup>1</sup>, Vince, E.<sup>1</sup>, Uzu, G.<sup>1</sup>, Spadini, L.<sup>1</sup>, Morel, M.C.<sup>1</sup>, Descloitres, M.<sup>1</sup>, Legtchenko, A.<sup>1</sup>, Ramos Ramos, O.<sup>2</sup>, Rodriguez, D.<sup>3</sup>, Martins, J.M.<sup>1</sup>

1. IGE, Grenoble, France. 2. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivie. 3. Ministerio de Medio Ambiente y Agua, Bolivie.

## Site et contexte

- bassin du Katari (2000 km<sup>2</sup>) sur l'Altiplano (entre 3800 et 6000 m): forte urbanisation (1.5 M d'habitants)
- Diverses activités anthropiques: extraction minière, activités industrielles formelles et informelles, l'agriculture et élevage extensifs
- Système de collecte des eaux usées sous-dimensionné et déficient
- Exutoire: le lac Titicaca, écosystème unique et fragile subissant des épisodes réguliers d'eutrophication



## Objectifs

- Quantification des flux d'eau et de contaminants associés (dissous et particulaires) dans les différents compartiments de la zone critique (Archundia et al., 2017a, 2017b, Chiron et Duwig, 2016)
- Adaptation de l'instrumentation et de l'échantillonnage pour un suivi fin aux échelles spatiales et temporelles adéquates
- Impact des contaminants sur l'écosystème, risques écototoxicologiques associés



Fig. 2: a. La rivière Katari avec le radar et le tube contenant le conductivimètre et le tuyau d'aspiration pour l'ISCO; b. Jauge Owen et pluviomètre; c. datalogger Arduino et sonde d'humidité du sol; d. Prélèveuse ISCO

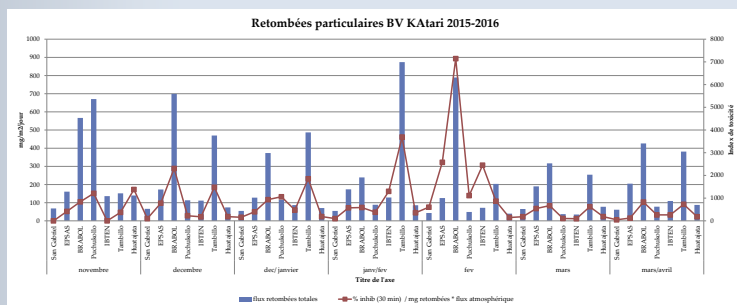


Fig. 5: Evolution temporelle et spatiale du flux de retombées totales d'éléments traces métalliques et de l'indice de toxicité déterminé par test Microtox sur *Vibrio Fischeri*. Données G. Uzu

## Bibliographie

Archundia D., Duwig C., Lehenbre F., Chiron S., Morel M.-C., Prado B., Bourdat-Deschamps M., Vince E., Flores Aviles G., Martins J.M.F., 2017a. Antibiotic pollution in the Katari subcatchment of the Titicaca Lake: major transformation products and occurrence of resistance genes. *Science of the Total Environment*, 576, 671–682.

Archundia D., Duwig C., Spadini L., Uzu G., Guédrón S., Morel M.C., Cortez R., Ramos Ramos O., Chincheros J., and Martins J.M.F., 2017b. How uncontrolled urban expansion increases the contamination of the Titicaca lake basin (El Alto - La Paz, Bolivia). *Water, Air and Soil Pollution*, 228:44.

Chiron S., Duwig C., 2016. Biotic nitrosation of diclofenac in a soil aquifer system (Katari watershed, Bolivia). *Science of the Total Environment*, 565:473-480.

Brienza M., Duwig C., Pérez S., Chiron S., 2017. 4-nitroso-sulfamethoxazole generation in soil under denitrifying conditions: Field observations versus laboratory results. *Journal of Hazardous Materials*, accepted



Fig. 1: Bassin du Katari entre la Cordillère Royale et le Lac Titicaca. Localisation des différents instruments.

## Instrumentation, mesures et échantillonnage (Fig. 2)

- Data logger Arduino associé à différents capteurs (humidité du sol, température, pluie, conductivité électrique)
- Jauges Owen pour l'analyse des dépôts humides
- ISCO installé à l'exutoire du bassin + radar + conductimètre
- Campagne de géophysique (TDEM et RMP) pour caractérisation du substrat et des aquifères
- Echantillonnages et jaugeages manuels par saison
- Eléments étudiés: Sédiments en suspension, ETM et CO (dissous et particulaire), nutriments et médicaments (diclofenac et Sulfamethoxazole), coliformes et *E. Coli*, gènes de résistance.

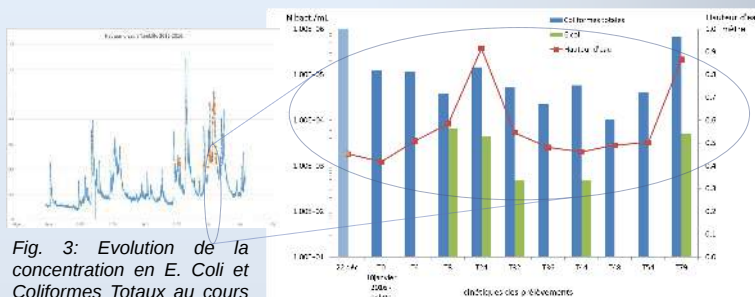


Fig. 3: Evolution de la concentration en *E. Coli* et Coliformes Totaux au cours de la crue. Données E. Vince.

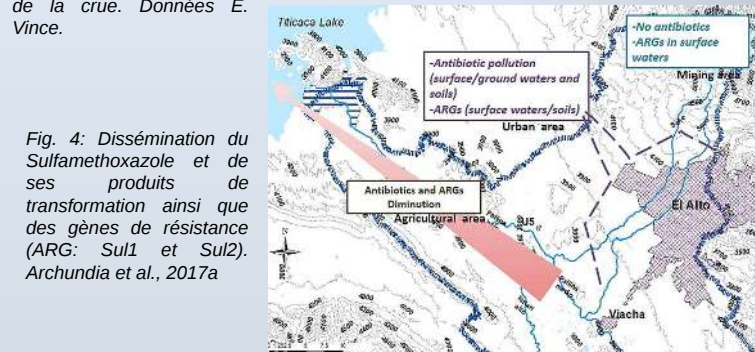


Fig. 4: Dissémination du Sulfamethoxazole et de ses produits de transformation ainsi que des gènes de résistance (ARG: Sul1 et Sul2). Archundia et al., 2017a

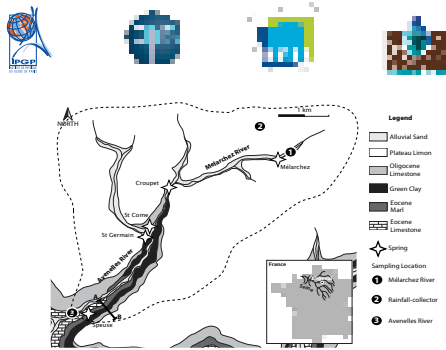
## Résultats et Perspectives

- Flux d'eau et de contaminants très dynamique dans ce bassin d'altitude sous climat semi-aride (Fig. 3)
- Dissémination de gènes de résistance au SMX dans tout le réseau hydrographique (Fig. 4)
- Certaines activités industrielles sont reliées à des flux de métaux importants et posent des risques écototoxicologiques (Fig.5)

**Le Lac Titicaca et ses bassins versants sont fortement impactés par le changement global et constituent un site unique pour étudier les interactions entre dynamiques urbaines, contaminations et processus biogéochimiques et écologiques.**

## Remerciements

Ce programme a été financé en partie par le LABEX OSUG@2020, ANR grant # ANR-10-LABX-56" et par EC2CO : « Evaluation des risques liés à la dissémination des antibiotiques et de leurs impacts sur les fonctions écologiques des sols dans le bassin versant du Katari (Lac Titicaca, Bolivie) ».

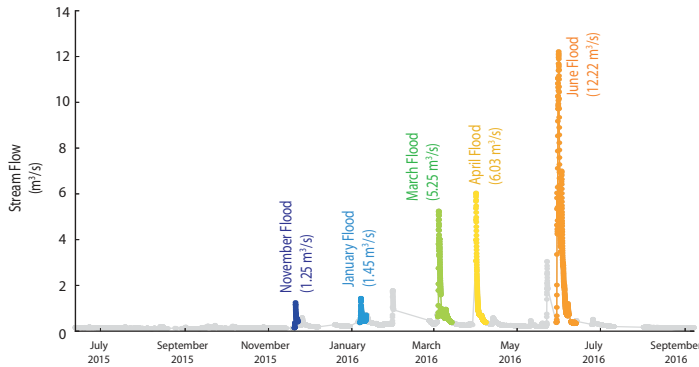
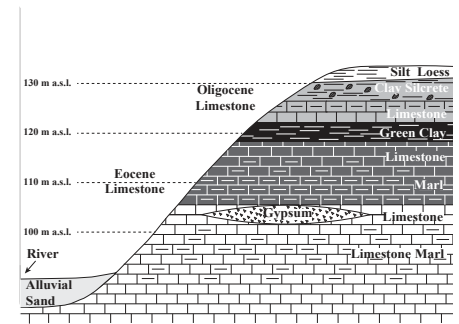


## New insights for Concentration-Discharge relationships (C-Q): High frequency of stream water chemistry

PAUL FLOURY<sup>1,2</sup>, JÉRÔME GAILLARDET<sup>1</sup>, JULIEN BOUCHEZ<sup>1</sup>,  
ERIC GAYER<sup>1</sup>, GAËLLE TALLEC<sup>2</sup>

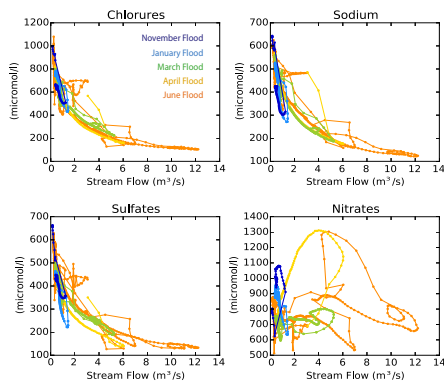
1- Institut de Physique du Globe de Paris  
2- Institut de Recherche en Sciences et Technologies pour  
l'Environnement et l'Agriculture

floury@ipgp.fr



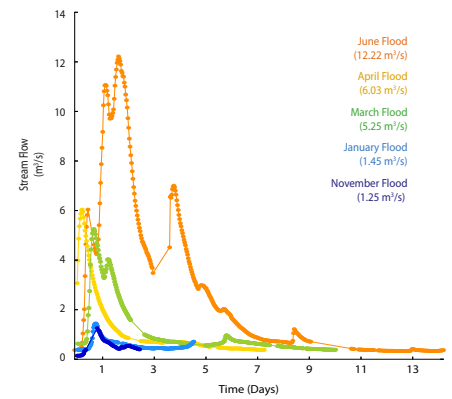
The year 2016 was exceptional by the number of flood events and their intensity.

Five major floods have been recorded.  
We present the C-Q recorded for each of the flood events.



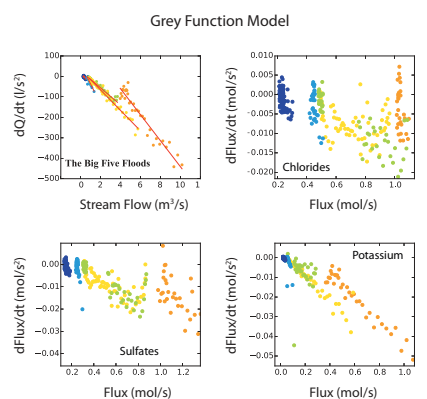
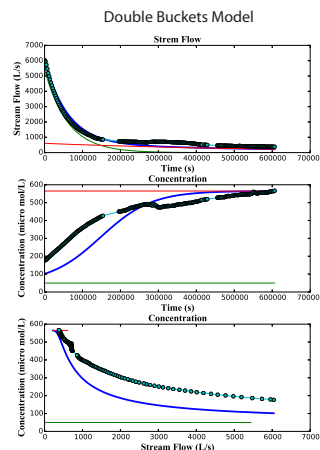
C-Q of river water is a powerful tool to track the coupling between water flow and chemical reactions in the Critical Zone.

The RL allows us to revisit the C-Q at the highest time resolution ever reported [1].



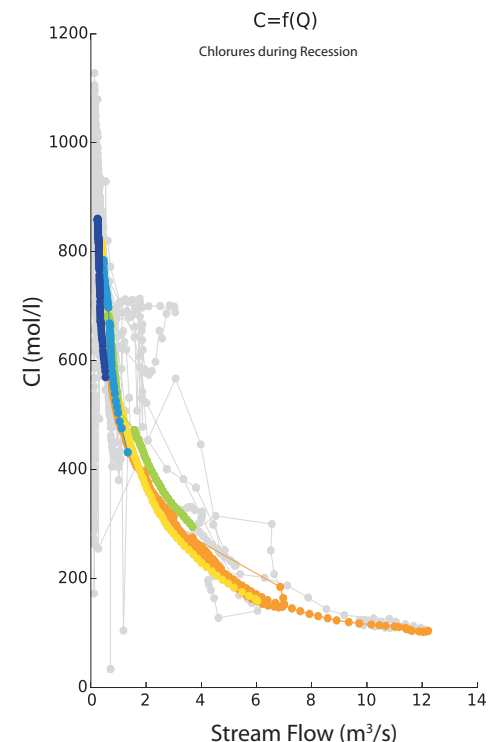
We observe i) element-specific C-Q  
ii) C-Q loops, the size and the excentricity of which decrease with the intensity of the flood.

The most reproducible C-Q patterns are observed for  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , whereas  $\text{K}^+$  and  $\text{NO}_3^-$  present a more erratic behaviour.



We focus on the recession of each flood event, where precipitation and evapotranspiration can be considered as negligible.

We examine several ways of interpretation such as a basic "double-bucket mixing" model as well as a "grey box" model [2].



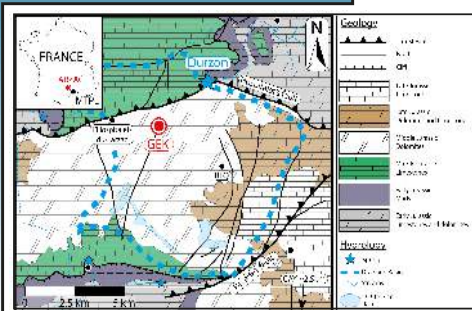


## 1) Problem

? How to get representative hydrological information at the field scale (~100 x 100 m) in a complex critical zone?  
→ Integrative and complementary geophysical methods: gravimetry (total water storage changes) and seismic velocity changes (depth sensitivity)

## 2) Site overview

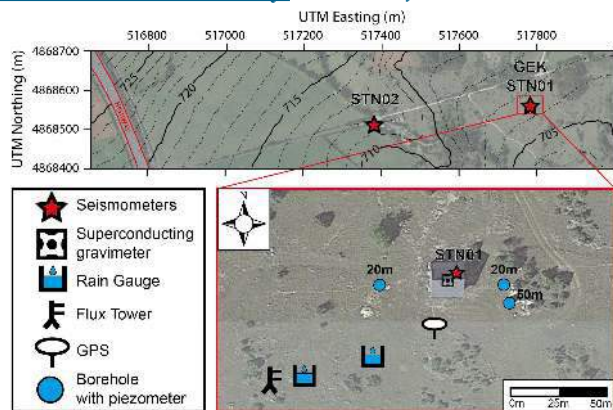
### The Durzon Karstic Basin



- 210 km<sup>2</sup>
- Dolostones
- Only 1 spring
- Unjary karst system
- Deep unsaturated zone
- Important storage in the epikarst

### The «GEK» Observatory

«Geodesy in Karstic Environment»

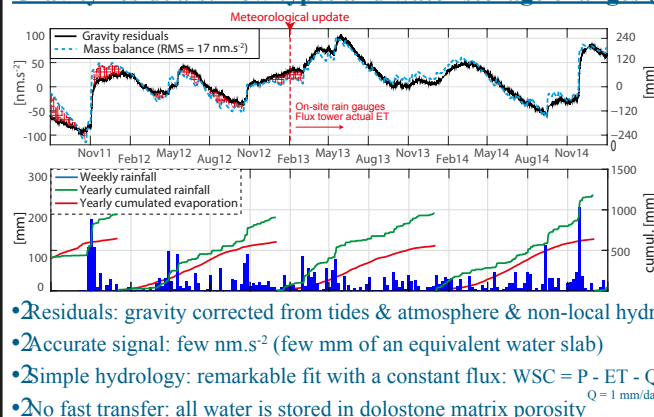


8 x 8 m building in a low-noise environment

- One *iGrav* superconducting Gravimeter - 1 Hz since 2011
- Two seismometers - 250 Hz from Oct. 2014 to Nov. 2015
- Local meteorological data (2 rain gauges & 1 flux tower)

## 3) Hydrological induced signals

### Gravity residuals: flow types and water storage changes



- Residuals: gravity corrected from tides & atmosphere & non-local hydro
- Accurate signal: few nm.s<sup>-2</sup> (few mm of an equivalent water slab)
- Simple hydrology: remarkable fit with a constant flux: WSC = P - ET - Q
- No fast transfer: all water is stored in dolostone matrix porosity

### V<sub>R</sub> Seismic velocity changes: a timer for infiltrations

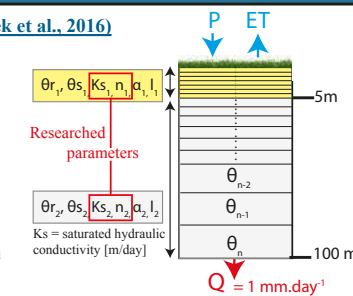


- Noise origin: national highway (400 - 800 m to the West)
- V<sub>R</sub> ~ V<sub>S</sub>: decreases while saturation increases
- Deep storage: 6-8 Hz signal → 20 to 60 m
- Slow infiltration: 5 months delay between rainfalls and minimum dV/V

## 4) Physical modeling

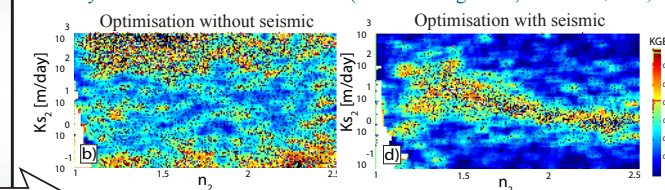
### Hydrus 1-D model (Šimůnek et al., 2016)

- Flows in unsaturated porous media
- 2D model
- Simple model with 2 layers
- Bottom flux: 1 mm.day<sup>-1</sup>



### Inversion • Optimisation: Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999)

- Objective function: KGE (maximization to 1, Gupta et al., 2009)
- V<sub>S</sub> changes with saturation: Biot-Gassmann theory
- V<sub>R</sub> (6-8 Hz) simulations: Herrmann (2013)
- Gravity simulations: water slab effect (with building mask, Fores et al., 2017)



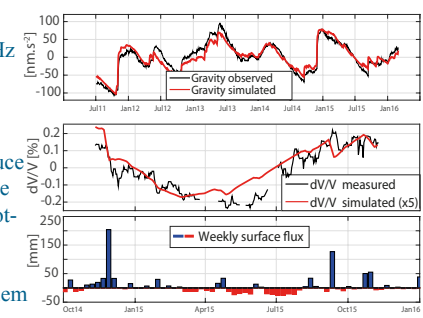
- Clear constraint on the 2<sup>nd</sup> layer parameters from seismic data
- Important trade off between parameters

### Results

- Both gravity and 6-8 Hz velocity changes are reproduced...

- But we only reproduce the dV/V shape, not the amplitude with the Biot-Gassmann theory

→ Petrophysical problem



## 5) Conclusions and perspectives

- Nondestructive method, great potential for the study of complex critical zones
- Petrophysical problem under investigation: 1) water-dolomite chemical effect ? 2) Saturation-variable anisotropy ? 3) Initial velocity model?

**Acknowledgments & data policy** All the continuous measurements from the observatory freely available through the on-line database of the DORE2H+ and the DSU DOREME: <http://hplus.ore.fr/> ; <http://www.oreme.univ-montp2.fr/>. Project funding by ANR DORE2H+ and DSU DOREME.2

### References

- Fores, B., Champollion, C., Le Moigne, N., Bayer, R., & Chéry, J. (2017). Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification. *Geophysical Journal International*, 208(1), 269-280.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. A., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and MSE performance criteria: implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1), 80-91.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1015-1016.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—Searching parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(1), 47-60. doi:10.1046/j.1365-2466.1999.00838.x
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T., & Sejda, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. *Water Use Journal*, 10(1).

# Development and deployment of a passive sampling system in groundwater to characterize the Critical Zone through isotope tracing

Gal F.<sup>(1)</sup>, Négrel P.<sup>(1)</sup>, Chagué B.<sup>(1)</sup>

Poster reference:  
EGU2017-18562 / X1-211

(1) BRGM, 3 Avenue C. Guillemin, BP 36009, F-45060 ORLEANS cedex 2



## 1 Objectives:

- Better understand the transfers of dissolved chemical elements in the Critical Zone (0-100 m depth), this constantly evolving boundary layer where rock, soil, water, air and living organisms interact.
- Benefit from the intrinsic properties of passive samplers: mimicking of bioaccumulation processes (labile elements) and capacities for in-situ pre-concentration of species by using sorption onto solid sequestration phase.
- Add information: not only consider the information on concentration but also the information on isotope fingerprinting.

## 2 On what does this method rely on? ➔ Passive Sampling

Many passive sampling techniques have been developed in the last 20 years, mostly for freshwater monitoring. The **diffusive gradient in thin film (DGT)** technique is widely used for trace metal monitoring (Zhang and Davison, 1995) even if its use remains challenging due to the very low levels of concentrations to be measured and the temporal variability of the contamination (Uher *et al.*, 2013). Similarly, **polar organic chemical integrative sampler (POCIS)** are used for assessing the presence and potential impacts of organic contaminants (Alvarez *et al.*, 2007). Passive sampling techniques often provide **time-weighted average (TWA)** concentrations of targeted chemicals to determine impacts on the ecosystem but these techniques are also gaining interest for regulatory monitoring (Dabrin *et al.*, 2016; Uher *et al.*, 2013).

## 3 What is the novelty? ➔ Improve reliability of passive sampling under low-flow regimes

When deployed under low-flow conditions, DGT samplers suffer from the existence of a too large **Diffusive Boundary Layer (DBL)** that increases the thickness of the diffusion layer. This DBL has to be considered to calculate TWA concentrations for low-flow regimes (Uher *et al.*, 2013). It often relies on the use of several DGT devices with hydrogels of different thicknesses. The **Rate of Sampling (RS)** of POCIS samplers, that has to be determined to calculate TWA, may be altered when the water agitation conditions vary or when biofouling exists.

- Here we introduce the use of a **system that allows reproducible use of DGT or POCIS passive samplers**, by inducing a constant and laminar flow inside a specific holder, mimicking water agitation existing in surface waters. Considerations about low-flow or variation of flow regime can then be reasonably neglected.
- Two goals are pursued: *i)* getting representative evaluations of TWA and, based on sorption capacities, *ii)* using the pre-concentration of elements in view of **enhancing the laboratory measurement of isotope ratios** for selected species.

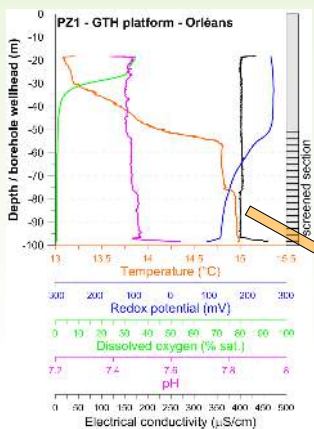
## 4 Passive sampling system for low-flow waters

The system has been **designed** to meet some mandatory requirements: *i)* its ability to be **used in many boreholes**; *ii)* its ability to **operate at least at 100 m depth**; *iii)* its robustness and **simplicity of use** in the field; *iv)* its **versatility**. The design thus relies on **dedicated DGT or POCIS holders** that are mounted in line with a small pump (battery operated, variable regime) in the basic configuration. Several holders can be mounted allowing the monitoring of trace metals and organic compounds in the meantime. **Optional items** may be added to monitor *i.e.* Electrical Conductivity or Water Temperature at the depth of sampling, or to isolate the sampling horizon using packers. At the time being all boreholes having a diameter of **2.5 inches or more** can be investigated. The design of the holders has been calculated using hydrodynamic flow considerations and successfully tested at lab. prior first field deployments. Possible cross-contamination by the material has been searched for (blank measurements). Patenting is underway (n° FR 1751476 – DIAPASON system).

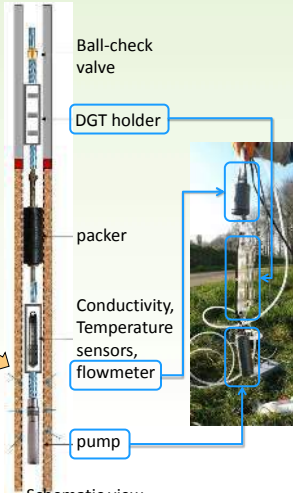
## 5 First field deployments (DIAPASON – DGT)

- **March 2016:** deployment during 7 days at 30 m depth in Brittany. Flow rate: 0.3 l/min (3 m<sup>3</sup> in 7 days).
- **April 2016:** deployment during 15 days at 30 m depth in same borehole. Flow rate: 0.5 l/min (10 m<sup>3</sup> in 15 days).

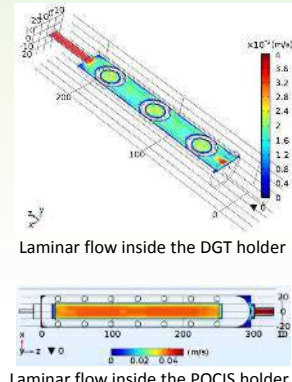
### STEP 1: get a good knowledge of the borehole properties (locations of the screens, main water circulation zones)

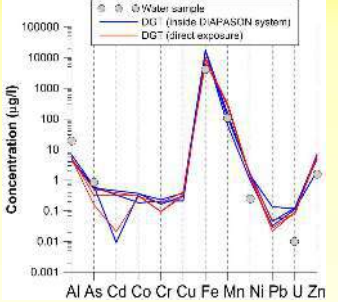


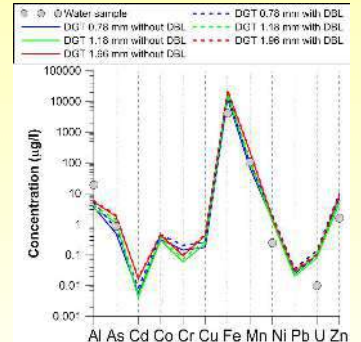
### STEP 2: deploy the DIAPASON system



### STEP 3: let the system run for days or weeks. Rely on controlled conditions to get optimized accumulation of elements







- Borehole with significant water flow to enable comparison between standard deployment procedure and DIAPASON deployment: good agreement ☺.
- Good agreement with water samples and detection of elements non-monitored using classical sampling.
- Sr, Li, Be or B also sorbed onto DGT (no concentration calculation – poor knowledge of diffusion coefficient).

- Use of DGT of 3 different thicknesses of diffusive gel to check that DBL calculation can be avoided.
- Good agreement between concentrations calculation considering or not considering DBL effect + good agreement with March 2016 data.

## 6 Conclusions

The DIAPASON system allows to better constrain fluid circulation in boreholes for passive sampling. By this, it is supposed to give more confidence in TWA concentration monitoring of labile metals and potentially of some organic compounds (to be tested). Thanks to the accumulation of trace metal species, it also seems to be possible to use DGT and the DIAPASON holder to facilitate laboratory procedures when isotope ratios of trace metals have to be measured. This seems to be promising for *e.g.* Pb but this has to be further tested as fractionation linked to diffusion may exist for other species (such as Zn; Desauty *et al.*, 2017).

References: Alvarez D.A. *et al.*, 2007, Tool for monitoring hydrophilic contaminants in water: polar organic chemical integrative sampler (POCIS), *Comprehensive Analytical Chemistry*, Vol. 48, Pages 171-197.  
Dabrin A. *et al.*, 2016, Metal measurement in aquatic environments by passive sampling methods: Lessons learning from an in situ intercomparison exercise, *Environmental Pollution* 208, 299-308.  
Desauty A.-M. *et al.*, 2017, Coupling DGT passive samplers and multi-collector ICP-MS: A new tool to measure Pb and Zn isotopes composition in dilute aqueous solutions, *Chemical Geology* 450, 122-134.  
Uher E. *et al.*, 2013, DGT measurement in low flow conditions: diffusive boundary layer and lability considerations, *Environ. Sci.: Processes Impacts*, 15, 1351-1358.  
Zhang H., Davison W., 1995, Performance characteristics of diffusion gradients in thin films for the in situ measurement of trace metals in aqueous solution, *Anal. Chem.* 67, 3391-3400.

# Le radon-222 dans la Zone Critique : Exemple du bassin versant de La Sapine, Mont Lozère, France

Girault, F.<sup>1</sup>, Perrier, F.<sup>1</sup>, Gaudemer, Y.<sup>1</sup>, Martin, P.<sup>2</sup>, Didon-Lescot, J.-F.<sup>3</sup>

1. Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS UMR 7154, Paris, France. (girault@ipgp.fr)  
2. Centre de Recherches CNRS, UMR 7300 ESPACE, Université d'Avignon, Avignon, France. 3. Centre de Recherches CNRS, UMR 7300 ESPACE, Saint-Christol-lez-Alès, Avignon, France.



## Résumé

La zone critique<sup>1</sup> est un domaine transitionnel<sup>2</sup> comprenant de nombreuses interfaces dynamiques et dans lequel des échanges d'énergie et de masse ont lieu continuellement entre ses différents compartiments et son environnement immédiat. Ces échanges, notamment gazeux, restent généralement difficiles à quantifier précisément.

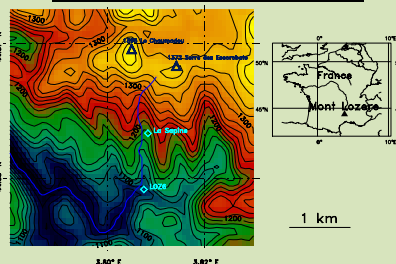
Le radon-222, gaz rare radioactif de demi-vie 3,82 jours provenant de la désintégration alpha du radium-226, est principalement présent dans l'environnement sous formes gazeuses et dissoutes. Il cherche à s'échapper par les réseaux connectés du milieu poreux. Traceur puissant des processus d'échange de la phase air, de part sa nature radioactive, il est relativement facile à mesurer, sur le terrain ou au laboratoire.

Le bassin versant de La Sapine (France)<sup>3-6</sup>, situé sur le flanc sud du Mont Lozère, a une superficie de 0,5 km<sup>2</sup> et une lame d'eau écoulee d'environ 1200 mm/an. Le ruisseau coule à travers une hêtraie d'altitude. La roche encaissante est le granite porphyroïde calco-alcalin à biotite du Pont-de-Montvert.

Sur ce bassin, nous avons quantifié la capacité des différents compartiments de la zone critique à émettre du radon (concentration en radium effectif<sup>8</sup>,  $EC_{Ra}$ ). La quantité  $EC_{Ra}$  a été mesurée sur plus de 70 échantillons incluant roches, sols et végétaux. Les valeurs d' $EC_{Ra}$  sont assez élevées et varient de 2,9 à 87 Bq kg<sup>-1</sup>. Le taux de transfert du radium du sol vers les plantes et l'impact du contenu en radium de la roche sur le sol peuvent ainsi être étudiés. La concentration en radon (et en radium)<sup>9,10</sup> dissous dans l'eau de la rivière a été mesurée de sa source à la confluence. Ses variations nous indiquent les zones de recharge et de mélanges, et contraignent le temps de résidence de l'eau à l'échelle du bassin. Enfin, ces résultats sont comparés aux premières données obtenues sur le bassin de Valescure (France) dont la roche encaissante est différente.

## 1. Contexte et méthodes

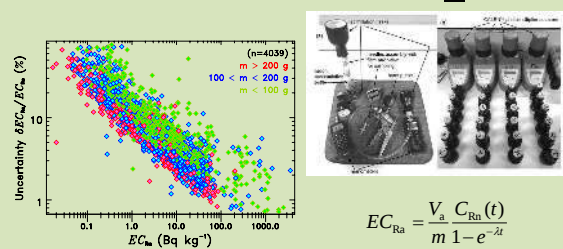
### Le bassin versant de La Sapine :



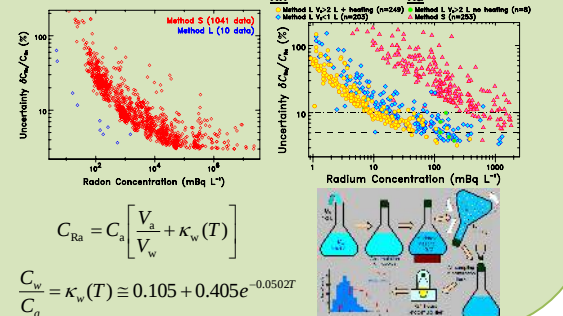
### La rivière, le sous-bois et la roche encaissante de La Sapine :



### Concentration en radium effectif $EC_{Ra}$ :

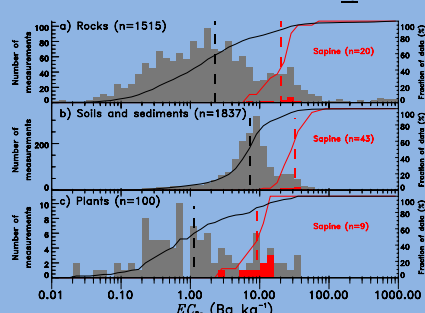


### Concentration en radon $C_{Rn}$ et radium $C_{Ra}$ dans l'eau :

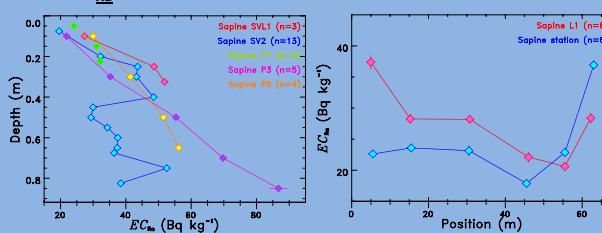


## 2. Résultats : Terme source radon des roches, sols et végétaux

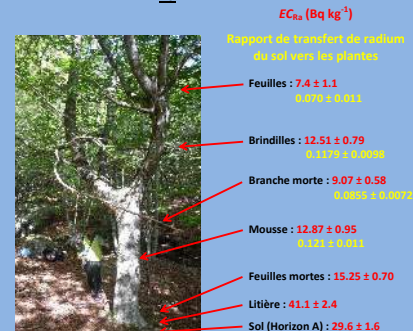
### Distributions des valeurs d' $EC_{Ra}$ :



### $EC_{Ra}$ de profils verticaux et horizontaux de sols :



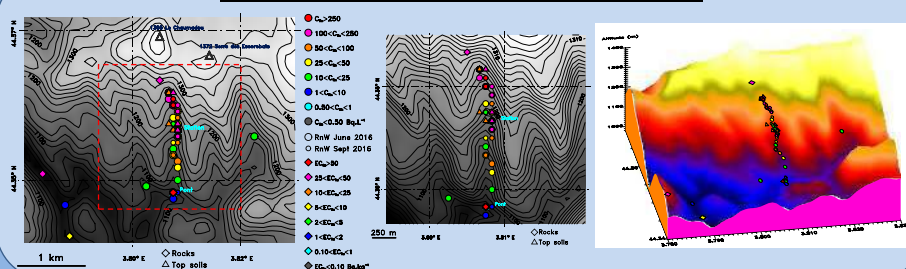
### $EC_{Ra}$ d'un hêtre :



## Références

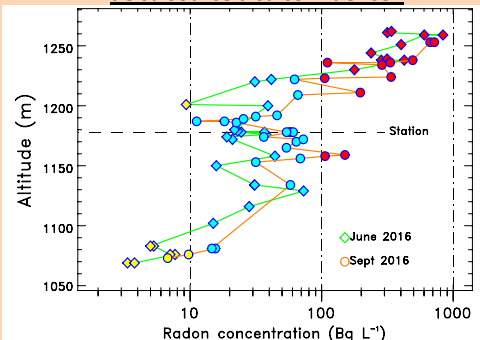
- Lin, H. Earth's Critical Zone and hydrogeology: concepts, characteristics, and advances. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 25-45 (2010).
- Perrier, F. & Le Mouél, J.-L. Stationary and transient thermal states of barometric pumping in the access pit of an underground quarry. Sci. Total Environ. 550, 1044-1056 (2016).
- Durand, P., Neal, C., Lelong, F. & Didon-Lescot, J. F. Hydrochemical variations in spruce, beech and grassland areas. Mont Lozère, southern France. J. Hydrol. 129, 57-70 (1991).
- Didon-Lescot, J.-F., Guillet, B. & Lelong, F. Nitrate in streamwater as an indicator of forest status and forest ecosystem manipulations: Example at Mont-Lozère (South-East France). C. R. Acad. Sci. Paris. 327, 107-113 (1998).
- Martin, C. Espaces en terrasses et prévention de risques naturels en Cévennes. UMR 8012 "ESPACE", Montpellier, 32p. (2006).
- Trambly, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., Todorovik, D. & Domergue, J.-M. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modelling. J. Hydrol. 387, 176-187 (2010).
- Girault, F. & Perrier, F. Measuring effective radium concentration with large numbers of samples. Part I - Experimental method and uncertainties. J. Environ. Radioact. 113, 177-188 (2012).
- Perrier, F., Girault, F. & Bouquerel, H. Effective radium concentration in rocks, soils, plants, and bones. Geol. Soc. Lond. S. P. 451, doi:10.1144/SP451.1148 (2016).
- Perrier, F., Aupiais, J., Girault, F., Przylibski, T. A. & Bouquerel, H. Optimized measurement of radium-226 concentration in liquid samples with radon-222 emanation. J. Environ. Radioact. 157, 52-59 (2016).
- Girault, F., Perrier, F. & Przylibski, T. A. Radon-222 and radium-226 occurrence in water: A review. Geol. Soc. Lond. S. P. 451, doi:10.1144/SP451.1143 (2016).

### Bilan : Radon dans la Zone Critique de La Sapine :

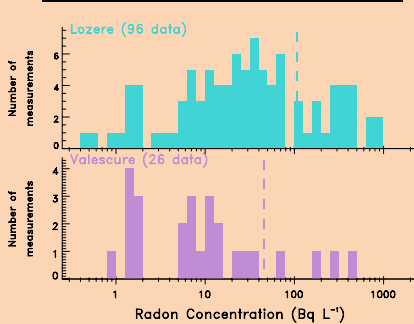


## 3. Résultats : Radon et radium dans l'eau de la Sapine

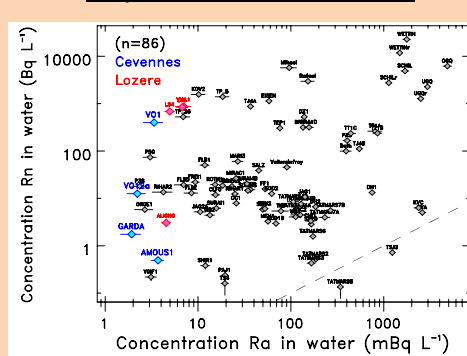
### Concentration de radon dans l'eau de La Sapine de sa source à sa confluence :



### Comparaison La Sapine - Valescure :



### Couple radon-radium dans l'eau :



# Imagerie géophysique de la zone non saturée au-dessus de la carrière de craie de Saint Martin le Nœud (Oise, France)

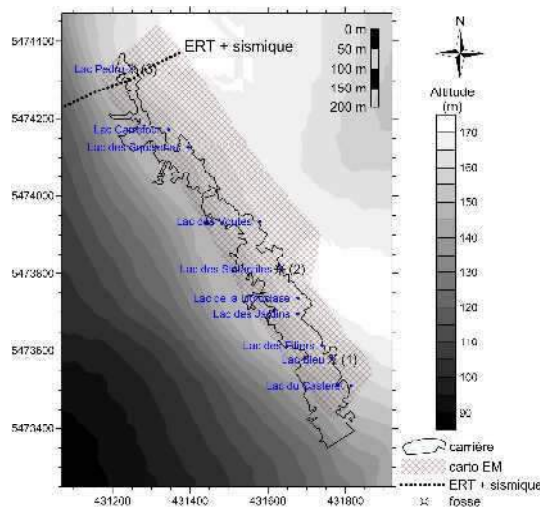
Roger GUÉRIN, Danièle VALDÈS-LAO, Marine AUDEBERT, Sarah BARHOUM, Ludovic BODET, Marine DANGEARD, Philippe GOMBERT, Sylvain PASQUET, Quentin VITALE

## Contexte (voir poster Valdès-Lao et al.)

**Site étudié :** carrière souterraine abandonnée de craie de Saint-Martin-le-Nœud, à environ 80 km au nord de Paris, sur un dôme topographique et piézométrique, sur le flanc nord-est de l'anticlinal de Bray, qui s'étend sur environ 1200 m de long (dans la direction nord-ouest – sud-est) et 150 m de large, et qui se trouve entre 20 et 30 m de profondeur par rapport à la surface

**Intérêt :** présence de lacs souterrains permanents créés par l'affleurement de la zone saturée permet de décrire la variabilité spatiale et temporelle de la géochimie des eaux souterraines au sein de la carrière

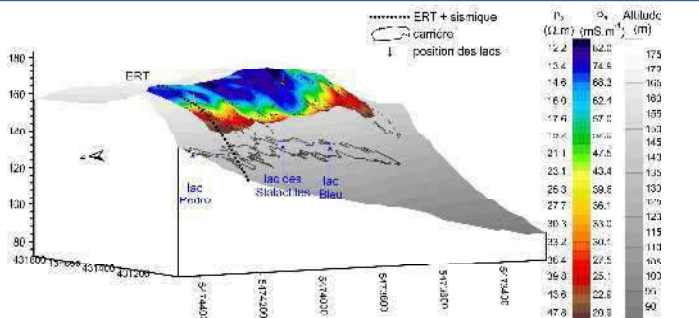
**Objectif :** (i) étude des processus d'infiltration et de dissolution dans la zone critique, (ii) caractérisation de la géométrie et des propriétés physiques de la zone non saturée et leur influence sur les variations de la qualité des eaux souterraines



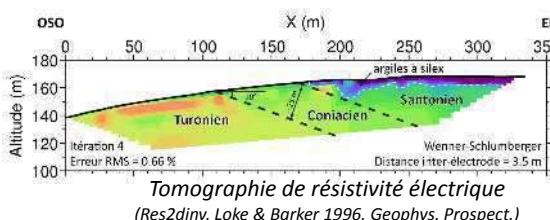
*Carte topographique et emplacement : (i) de la carrière souterraine et des lacs dans cette carrière, (ii) des trois fosses réalisées en surface à l'aplomb des trois lacs : Bleu (1), des Stalactites (2), Pedro (3), (iii) de la carte électromagnétique à faible nombre d'induction et (iv) de la tomographies de résistivité électrique et de la sismique*

## Results

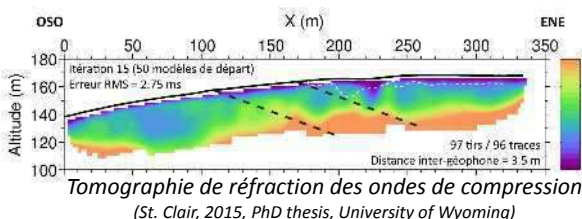
**Cartographie par induction électromagnétique (EMI) :** conductivité électrique apparente allant de 20 à 85 mS.m<sup>-1</sup>, proxy de l'épaisseur des formations superficielles (recouvrant la craie) : limons des plateaux et argiles à silex : la partie ouest de la carrière est caractérisée par des faibles conductivités et donc de faibles épaisseurs, tandis que l'épaisseur augmente au sommet du plateau



*Vue 3D de la carte de conductivité électrique apparente (obtenue avec le conductivimètre EM31 en mode dipôle magnétique vertical) superposée à la topographie*



**Tomographie de résistivité électrique (ERT) :** (i) couche conductrice au-dessus d'un substratum résistant, (ii) pendage géologique du flanc nord-est de l'anticlinal de Bray indiquent des structures géologiques plus profondes, (iii) limite entre différentes couches de craie

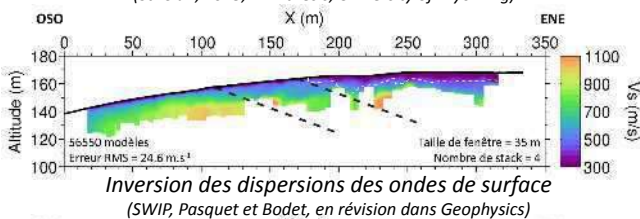


## Sismique (voir poster Bodet et al.) :

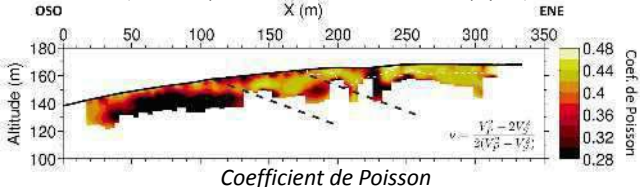
Section de tomographie de réfraction des ondes de compression (trajectoire la plus courte) :

Section issue de l'inversion des dispersions des ondes de surface : limite entre les argiles à silex et la craie

Pas de détection claire des différentes craies et du pendage



Section de coefficient de Poisson = proxy des variations de saturation et porosité, et donc des zones d'infiltration préférentiel dans la zone non saturée ?



**Conclusion :** l'imagerie géophysique, effectuée depuis la surface, confirme la complexité des processus d'infiltration qu'il s'agit maintenant d'observer depuis les lacs souterrains, notamment via une cartographie de la percolation

# Long-term hydraulic behavior of heterogeneous aquifers under transient conditions

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes1, France

Guillaumot, L.<sup>(1)</sup>, Longuevergne, L.<sup>(1)</sup>, Bour, O.<sup>(1)</sup>, Lavenant, N.<sup>(1)</sup>, Schuite, J.<sup>(1)</sup>, Courtois, Q.<sup>(1)</sup>

The critical zone, from watershed area to depth aquifer (>30 m) focuses on societal and environmental issues. Groundwater, as a major water storage, must be managed in a sustainable way to ensure both environmental and anthropic needs. Today, we need to understand hydrologic behaviors at various spatiotemporal scales to predict the response of the critical zone to futur anthropic and climatic pressures. In this way understanding water balance perturbation and natural flows re-distribution induced by pumping is important. Processes occurring in the hydrologic system are characterized more or less directly by physical and chemical observations like hydraulic head, soil deformation or conductivity variations. So, as transient boundary conditions are partially known, multidisciplinary approach can help us to better model long-term system response to anthropic and climatic destabilizations.

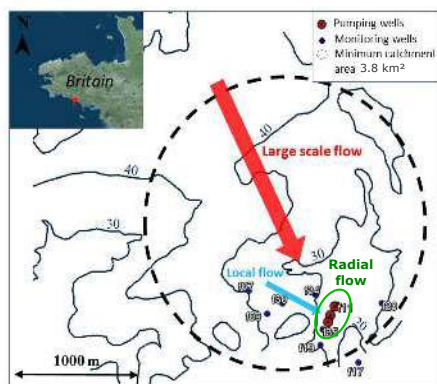
Here, we propose simple hydro(geo)logical models to represent processes with two transient boundary conditions over 23 years: recharge and pumping rate. The studied site is a fractured aquifer subject to a municipal pumping of 1 Mm<sup>3</sup>/yr since 1991 and located in Ploemeur (Britanny, France). This work is supported comparing a neighboring system in a similar geological context but still in a natural state. Field sites are part of the ORE H+ observatories network. Next, deformation and hydrochemical data integration allows the model to be better constrained. Thus, we provide information on hydrodynamic parameters but also we asses the impact of boundary conditions and of heterogeneity on the long-term hydrologic response.

## Information content of various observations

### Pluridisciplinary monitoring:

- Hydraulic heads } wells network on different compartments
- Hydrochemistry } → GPS and tiltmeters
- Deformation

| Information type | Potential contribution                                         |
|------------------|----------------------------------------------------------------|
| Piezometry       | pressure head propagation, hydrodynamic parameters, water flow |
| Hydrochemistry   | water pathways, residence time, porosity                       |
| Deformation      | storativity, flow direction, flow propagation (tilt)           |
| Temperature      | water pathways/origins, porosity                               |



Global view of the Ploemeur site combining information at different scales; large scale direction is provided by seasonal deformation data; local flows are provided by the piezometric network; topography range from 20 to 45 masl; minimum catchment area is estimated considering a groundwater recharge rate of 275 mm/yr.

Integrated processes understanding

## Field site

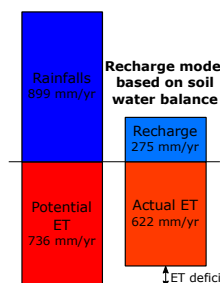
### Geological setting:

- Fractured aquifer in granitic context
- ~ horizontal contact zone granite/micaschiste
- N30 fault
- Smooth topography (20 m/km)

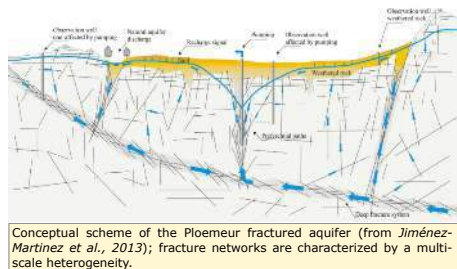
### Boundary conditions:

- Pumping since 1991 at 1 Mm<sup>3</sup>/yr
- Temperate climate

### Climate data

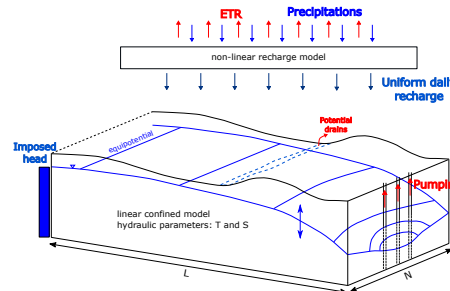


Mean annual data from Meteo France station at 4 km from the field site; recharge model assumes no runoff; potential evapotranspiration PET is estimated by Montheilh method; recharge is groundwater recharge.



Conceptual scheme of the Ploemeur fractured aquifer (from Jiménez-Martínez et al., 2013); fracture networks are characterized by a multi-scale heterogeneity.

## Simple analytical and numerical models



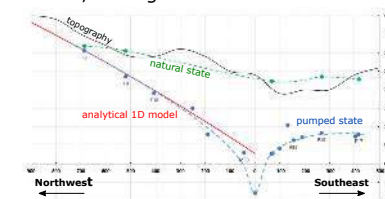
Conceptual hydro(geo)logical model implemented on ModFlow allowing to take into account topography impact and punctual wells; next, a sub-surface unconfined layer have been added.

### Initial model:

- Analytical 1D transient model (1991-2014)
- Parameters: Transmissivity (T), Storage (S), Length (L), Width (N)

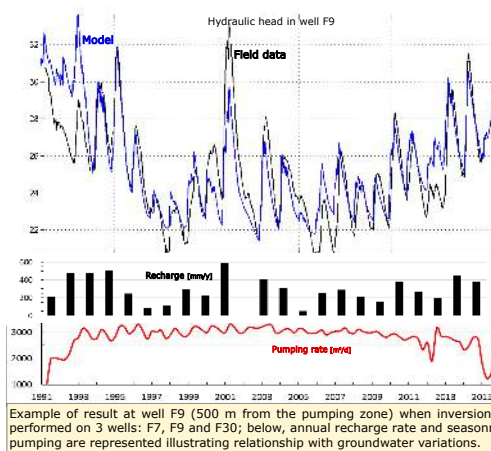
### ModFlow models:

- 2D transient model considering topography and 3 punctual wells
- 1 confined layer
- Next, adding a sub-surface unconfined layer



Hydrogeological NW-SE section of the site comparing observed and modeled water levels; topography is the minimal topography around NW direction; altitude is in meter above sea level. Note that in 2D local topographic minimums control probably the natural state. Here we choose a simple 1D representation even if wells location is more distributed in the field.

## Results exploring the parameters set



Example of result at well F9 (500 m from the pumping zone) when inversion is performed on 3 wells: F7, F9 and F30; below, annual recharge rate and seasonal pumping are represented illustrating relationship with groundwater variations.

### Comparing modeled and observed hydraulic heads:

- Homogeneous model with an imposed head explains long-term behavior for variable annual recharge rates whatever the well location
- The two first years involves sub-surface inertia? Outflows by topography decrease slowly as pumping propagates

### Major results with inversion on 23-years simulation:

- Storage and Characteristic Time are constrained using 1 calibration well
- These parameters are independant of the observed well
- Other parameters are constrained using 2 calibration wells

### Inversion on fictive heterogeneous and homogeneous models:

- Long-term hydraulic behavior is independant of local heterogeneity
- Uncertainty about T and L estimation is inherent to model structure

### Storage estimation (5 %) is high

compared to deformation data ( $10^{-3}$ ) Schuite et al.(2015); Biessy et al.(2011) and considering a confined aquifer

Stepwise model improvement includes the separation of the confined & unconfined layers to satisfy both low storage from deformation and high storage capacity inferred from well data.

## Conclusion

### Considering transient boundary conditions at field scale:

- Simple model explains long-term variations, heterogeneity may impact local water levels
- Topography & pumping impacts are highlighted:
  - regarding hydrogeological section before/after pumping disconnects topography
  - comparing temporal variations between different wells for natural and pumped sites
- Storage and characteristic time are well constrained and independant of the calibration well
- Even for confined aquifer, long-term storage coefficient tends to sub-surface porosity

### Outlook:

- Exploring informative content of different observables
- Studying recharge processes to improve prediction ability

# Modélisation par volumes finis de données EMI SLINGRAM sur le site du Strengbach (Alsace)

Julien Guillemoteau<sup>\*1</sup>, Pascal Sailhac<sup>2,3</sup>

1- Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam (Allemagne)

2- Laboratoire Géosciences Paris-Sud, UMR 8148, Université Paris-Sud

3- Institut de Physique du Globe de Strasbourg IPGS - UMR7516, Université de Strasbourg

Contact: julien@geo.uni-potsdam.de

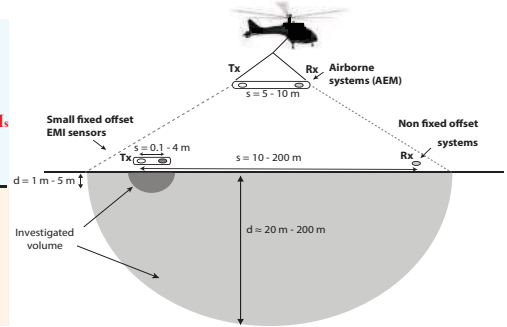
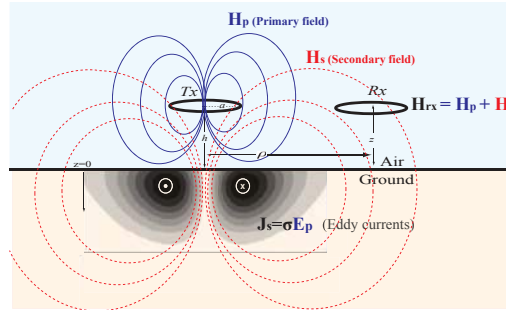


## Résumé

La méthode électromagnétique induction (EMI) en mode SLINGRAM (double dipôle magnétique) est sensible à la résistivité électrique du sous-sol jusqu'à 200m de profondeur. Son domaine d'investigation recoupe celui de la méthode électrique par courant continu (DC) (WP6.3) et celui de la méthode audio-magnéto-tellurique avec source contrôlée (CSAMT) (WP6.5). Contrairement aux méthodes DC et CSAMT, la méthode EMI SLINGRAM ne requiert pas de couplage avec le sol, ce qui présente deux avantages : 1- il est possible de couvrir de grandes surfaces pour un coût d'acquisition modéré ; 2- cette méthode est moins sensible aux variations hautes fréquences de la topographie. Pour interpréter numériquement les données EMI en présence de topographie, il est alors possible d'utiliser la méthode des volumes finis, qui est une méthode de modélisation numérique moins coûteuse que la méthode des éléments finis.

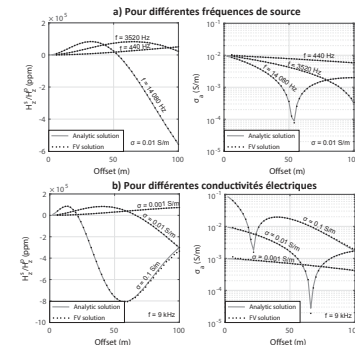
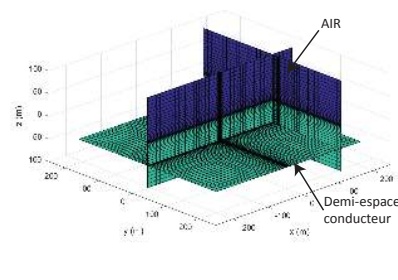
Dans cette étude, nous modélisons des données EMI SLINGRAM multi-offsets en prenant comme exemple le site du bassin versant du Strengbach (OHGE, Alsace). Dans un premier temps, nous montrons que notre programme de modélisation par volumes finis permet d'isoler l'effet de la topographie sur les données. Nous montrons ensuite la capacité de l'EMI SLINGRAM à caractériser les principales structures précédemment identifiées par la méthode DC.

## La méthode induction électromagnétique (EMI) en mode "SLINGRAM"

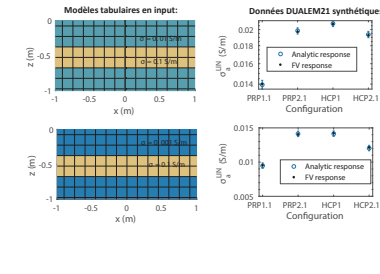


## Modélisation de données synthétiques pour un milieu complexe en 3D avec la méthode des volumes finis (FV) :

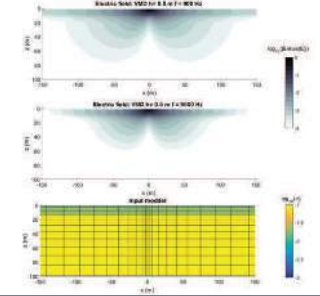
Nous avons d'abord effectué des tests pour un milieu homogène afin de pouvoir comparer les réponses numériques (FV) avec les réponses analytiques :



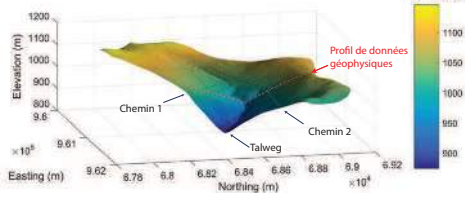
Nous avons ensuite effectué des tests pour un milieu tabulaire. Dans ce cas également, il est possible de comparer les réponses numériques (FV) avec les réponses analytiques. Dans le cas ci-dessous, je présente des données DUALEM21s :



Le code FV permet de calculer le champ EM dans l'ensemble de l'espace, c.à.d. aussi à l'intérieur du sous-sol. La modélisation de la dynamique du champ électrique dans le sous-sol est notamment cruciale pour l'implémentation d'un code d'imagerie/inversion :



## La réalité du bassin versant du Strengbach



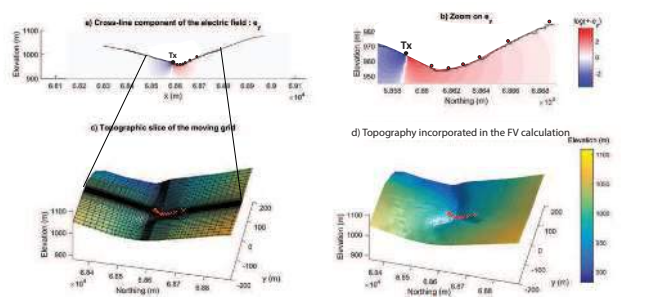
1) La topographie présente des variations considérables aux mêmes échelles (10 m - 100 m) que l'empreinte de la méthode EMI SLINGRAM.

2) Les zones investiguées font, en général, plusieurs dizaines d'hectares. Par exemple, le profil en question (points rouges dans le graphique ci-dessus) a une longueur largement plus grande (1 km) que l'empreinte latérale des mesures EMI (10 - 100 m). Modéliser toute la zone couverte par les mesures avec les volumes finis demanderait beaucoup de mémoire alors que cela n'est pas nécessaire.

Il est nécessaire de modéliser l'effet de la topographie sur les données EMI SLINGRAM pour des offsets entre 20 et 200 m.

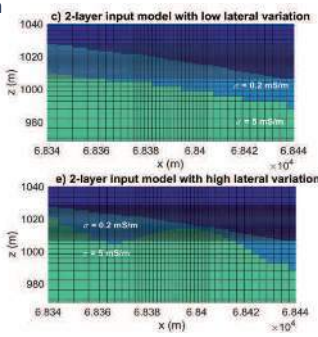
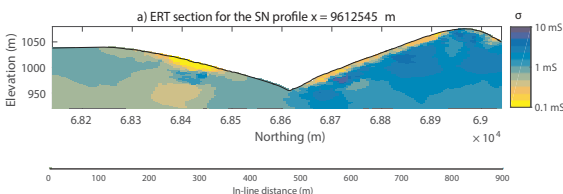
Pour optimiser le temps de calcul sans perdre de précision sur les résultats, nous modélisons les données avec un maillage 3D FV "glissant" le long du profil.

Ce maillage glissant le long du profil discrétisé de manière optimale la topographie et le modèle de sous-sol localement pour chaque position de source. Pour le cas ci-dessous, nous considérons des sondages multi-offsets (20 m, 30 m, 40 m, 50 m, 70 m et 100 m) et une fréquence unique (1.7 khz) :



## Premiers résultats synthétiques pour un profil S-N à x = 9612545 m

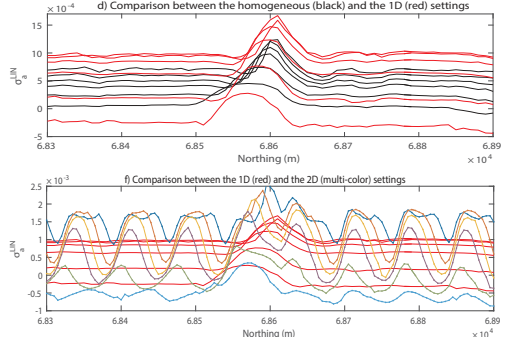
Nous considérons un profil S-N (x = 9612545 m) pour lequel une section de tomographie de résistivité électrique (ERT) est disponible. Dans cette coupe, on peut voir que la résistivité électrique du sous-sol est relativement élevée (100 Ohm - 10 000 Ohm).



Dans les graphiques b, d et f, nous considérons des profils EMI SLINGRAM multi-offset pour une fréquence de source égale à 28160 Hz. Dans le graphique b, nous considérons un modèle de sous-sol homogène ayant une conductivité électrique de 1 mS/m (1000 Ohm) afin d'identifier l'amplitude de l'effet de la topographie.

Nous considérons ensuite un milieu à deux couches suivant la forme de la topographie (graphiques c et d).

Pour finir (graphiques e et f), nous analysons le cas d'un milieu à deux couches aux propriétés similaires qui présente de fortes variations latérales.



## Conclusion

Un code de modélisation de données EMI SLINGRAM est proposé. Avec l'implémentation du maillage hétérogène glissant, ce programme est spécialement adapté aux caractéristiques d'échantillonnage typiques pour des mesures EMI sur un bassin versant. Ce code peut tourner sur un ordinateur portable (1 CPU 2.93 GHz et 12 Go de RAM). L'exemple du site du Strengbach montre clairement que l'effet de la topographie doit être pris en compte au niveau du fond de la vallée. Sur le reste du profil, si le milieu présente une géométrie tabulaire, une inversion 1D est envisageable. Cependant, si le milieu présente des variations latérales, il faudra utiliser une approche 2D ou 3D. Une cartographie EMI SLINGRAM pourrait être effectuée justement pour détecter ces zones "1D" et faciliter le positionnement des mesures CSAMT.

# Spatialisation des données de teneurs en eau à l'échelle de la parcelle agricole, par tomographie de résistivité électrique et méthodes géostatistiques

Hocine Henine, Rémi Clément, Matthieu Dorel, Cédric Chaumont, Julien Tournebize.

Irstea, unité HBAN, 1 rue Pierre-Gilles de Gennes, 92761 ANTONY cedex.

Contacts : [hocine.henine@irstea.fr](mailto:hocine.henine@irstea.fr)



Grenoble, 10,11 et 12 mai 2017

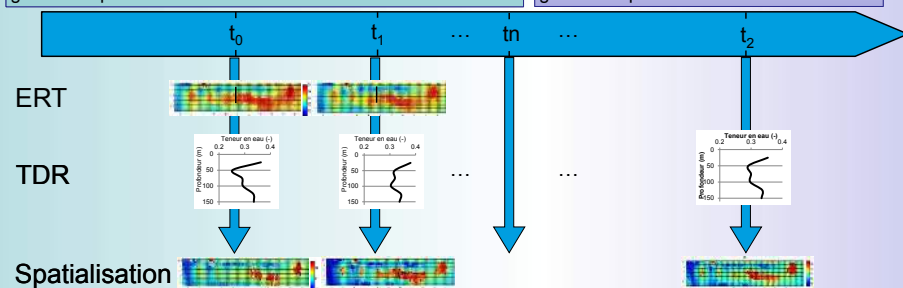
## Contexte et objectif

La connaissance des processus de subsurface reste limitée en raison du manque d'accessibilité et de l'hétérogénéité de cette dernière. Il existe un besoin pressant d'obtenir des informations détaillées sur la structure, les propriétés et les états du sol et du sous-sol. Cette information est une condition préalable à une meilleure compréhension et prédiction des écoulements souterrains et du transfert des polluants. Les progrès accomplis sont freinés par le caractère « ponctuel » de la plupart des protocoles de mesure conventionnels - une limitation qui augmente même avec l'investigation des couches les plus profondes.

Ce projet propose de construire au travers des outils géostatistiques une plateforme pour assimiler les données géophysiques et les mesures directes, pour une meilleure caractérisation spatio-temporelle de la teneur en eau dans le sol.

**Construction du modèle géostatistique :**  
Intégration des données de sources différentes pour une meilleure spatialisation des variables avec le modèle géostatistique

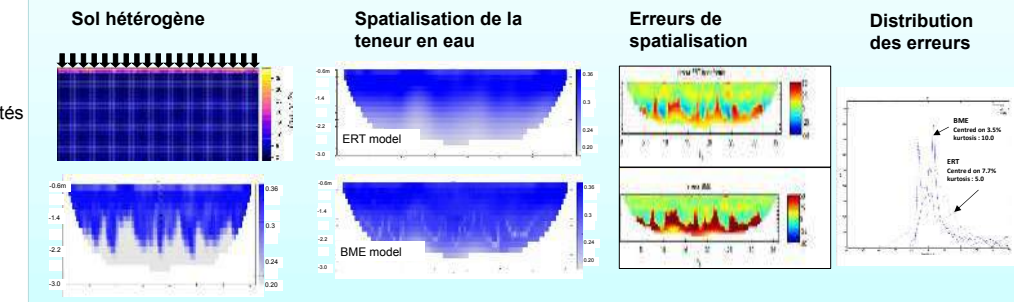
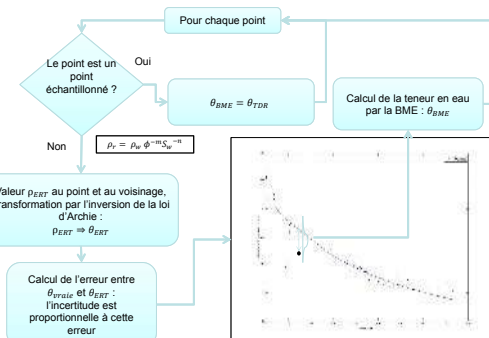
**Prévision :**  
Prévoir l'état de saturation du sol à partir d'une mesure localisée avec le modèle géostatistique.



## Algorithme de spatialisation et application sur un jeu de données synthétiques

### L'algorithme de spatialisation :

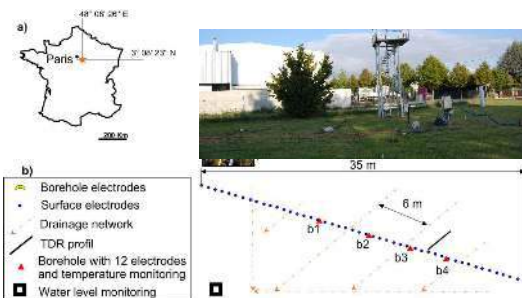
- ✓ Les données ponctuelle : données certaines
- ✓ Les données générées à partir de la résistivités électriques : données incertaines.



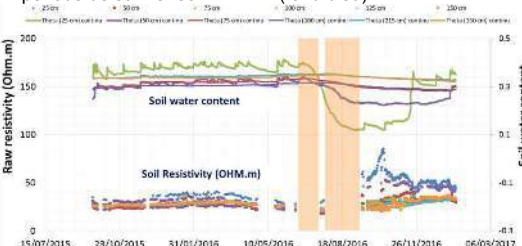
### Application

- ✓ L'algorithme BME permet d'améliorer considérablement la répartition spatiale de la teneur en eau du sol grâce à une intégration rigoureuse des mesures de l'ERT et TDR.
- ✓ Cependant, l'amélioration des résultats ne sont pas significatives pour toutes les simulations: les erreurs dues à l'inversion géophysique restent après l'application de l'algorithme BME.

## Application sur un jeu de données réelles : expérimentation de Boissy-le-Châtel



Variation de la teneur en eau sur le profil vertical et la période de suivi avec l'ERT 2D (fond bleu)



Variation des paramètres de la loi d'Archie en fonction de la profondeur

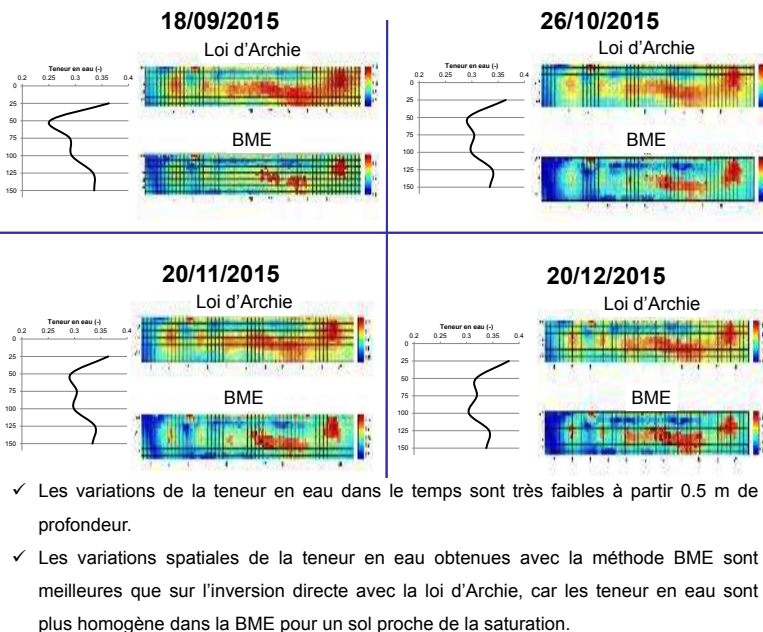
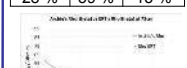
| Argile | Limons | Sables |
|--------|--------|--------|
| 26 %   | 68 %   | 6 %    |



| Argile | Limons | Sables |
|--------|--------|--------|
| 37 %   | 57 %   | 6 %    |



| Argile | Limons | Sables |
|--------|--------|--------|
| 28 %   | 59 %   | 13 %   |



- ✓ Les variations de la teneur en eau dans le temps sont très faibles à partir 0.5 m de profondeur.
- ✓ Les variations spatiales de la teneur en eau obtenues avec la méthode BME sont meilleures que sur l'inversion directe avec la loi d'Archie, car les teneur en eau sont plus homogène dans la BME pour un sol proche de la saturation.

## Conclusion

L'application de la méthode BME sur le jeu de données synthétiques montre ainsi que la BME permet d'améliorer les techniques de spatialisation standards. Un suivi temporel journalier de la résistivité électrique sur une saison hydrologique est en cours de réalisation sur le site de Boissy le Châtel (Observatoire GIS ORACLE, BDOH©, <http://bdoracle.irstea.fr>) bénéficiant de l'appui de L'EQUPEX-CRITEX (avec la mise à disposition d'un Syscal pro 72 électrodes).

## Partenaires et supports



# Développement d'un système d'imagerie hyperspectrale par drone

Marion Jaud <sup>\*1</sup>, Jérôme Ammann <sup>1</sup>, Nicolas Le Dantec <sup>1,2</sup>, Philippe Grandjean <sup>3</sup>, Dragos Constantin <sup>4</sup>, Yosef Akthman <sup>4</sup>, Pascal Allemand <sup>3</sup>, Christophe Delacourt <sup>1</sup>

1. Laboratoire Géosciences Océan - UMR6538, IUEM ; 2. CEREMA, DTecEMF/ER ;

3. Laboratoire de Géologie de Lyon - UMR 5570 ; 4. TOPO Lab - EPFL Lausanne

L'objectif de ce projet est la mise au point d'un drone équipé d'un capteur d'imagerie hyperspectrale sensible dans le visible et le proche infra-rouge. Ce type de plateformes offre un grand potentiel pour l'étude des paramètres physico-chimiques, biologiques et géologiques de la « Zone Critique ». L'intégration du capteur hyperspectral sur le drone implique de nombreux développements tant technologiques que méthodologiques afin de corriger géométriquement et radiométriquement les données hyperspectrales.

**Plateforme :** drone octocoptère DroneSys HALO\_8

Taille : Ø 1,2 m Poids : 13,4 kg Charge utile : 5 kg

Autonomie en vol : ~ 10 min → ~ 7-8 ha couverts pour un vol standard

**Segment sol :**

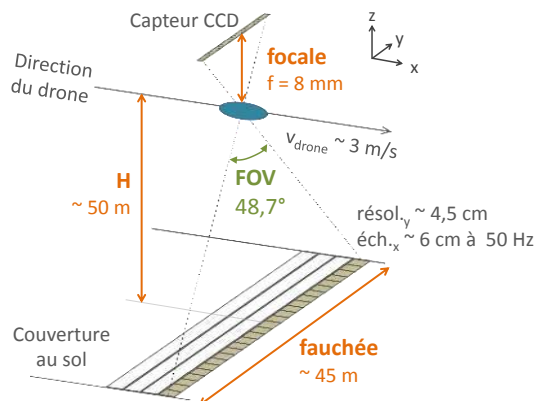
- Station de navigation
- Station de contrôle de l'acquisition en temps réel

**Capteurs de navigation :**

- GPS RTK bi-fréquence – antenne dual 80 cm
- Centrale inertielle IMU 3 axes Ekinox\_D (SBG System®) - précision : 0,05°

**Capteurs imageurs :**

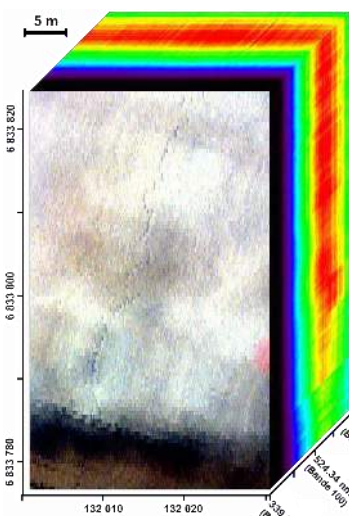
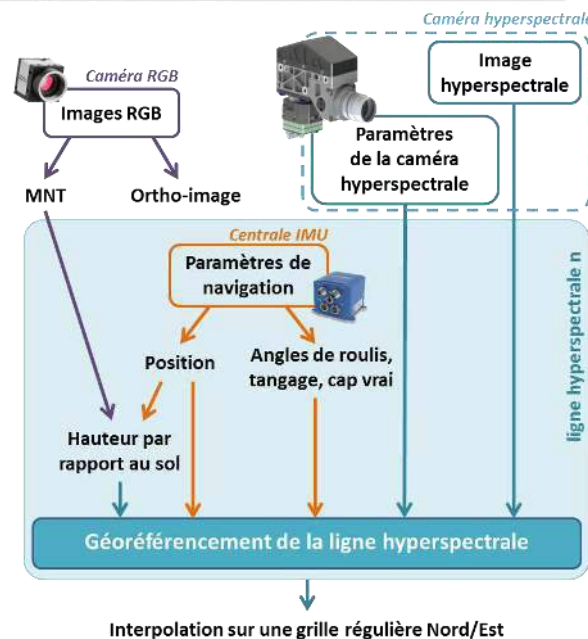
- Caméra RGB uEye (IDS®) global shutter – 1,9 Mpix
- Caméra hyperspectrale MicroHyperspec® (Headwall®)  
capteur VNIR (400-1000 nm) – 250 bandes – résolution spectrale 1,85 nm  
technologie *pushbroom* utilisant le déplacement du drone  
→ seul capteur embarquable sur drone avec ces caractéristiques



Configuration d'acquisition des lignes hyperspectrales

Le géoréférencement ligne à ligne nécessite de connaître précisément les paramètres de position et d'attitude du drone à chaque instant d'acquisition

La qualité du géoréférencement est très dépendante des conditions de vent (vitesse, orientation)

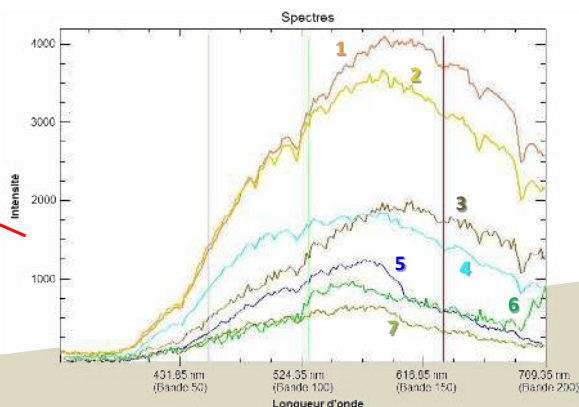


Cube hyperspectral

Lignes hyperspectrales géoréférencées



Spectres mesurés en différents points



## Développements en cours

- Amélioration de la liaison radio RTK pour la transmission des corrections aux GPS embarqués
- Utilisation des images RGB pour le calcul des paramètres de navigation par stéréo-photogrammétrie en cas de perte de la liaison RTK
- Corrections radiométriques (méthodes d'étalonnage via un Spectralon®, corrections atmosphériques)

# Stratégies d'optimisation d'acquisition par drone pour limiter les distorsions lors de la reconstruction 3D par les logiciels PhotoScan® et MicMac®



Marion Jaud <sup>\*1</sup>, Sophie Passot<sup>2</sup>, Pascal Allemand<sup>2</sup>, Nicolas Le Dantec<sup>1,3</sup>,  
Philippe Grandjean<sup>2</sup>, Jérôme Ammann<sup>1</sup>, Christophe Delacourt <sup>1</sup>



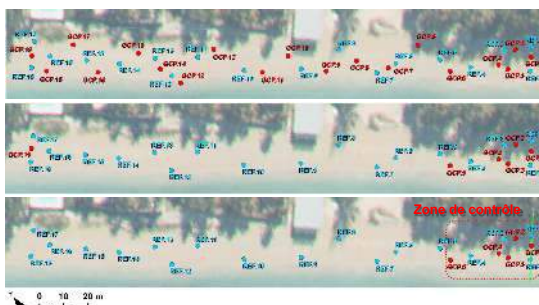
Drone  
photogrammétrique

La photogrammétrie à Très Haute Résolution spatiale (<10 cm) a connu une révolution au cours des dernières années, profitant de l'explosion du marché des drones mais également du développement de logiciels de traitement grand public basés sur l'approche « Structure-from-Motion » (SfM). Cependant, les levés linéaires (par exemple le suivi d'une plage ou d'une rivière) apparaissent généralement comme des cas problématiques en raison de distorsions induisant une courbure du Modèle Numérique de Surface (MNS) généré. L'adoption d'une stratégie d'acquisition adaptée et en adéquation avec la méthode de traitement permet de limiter ces effets.

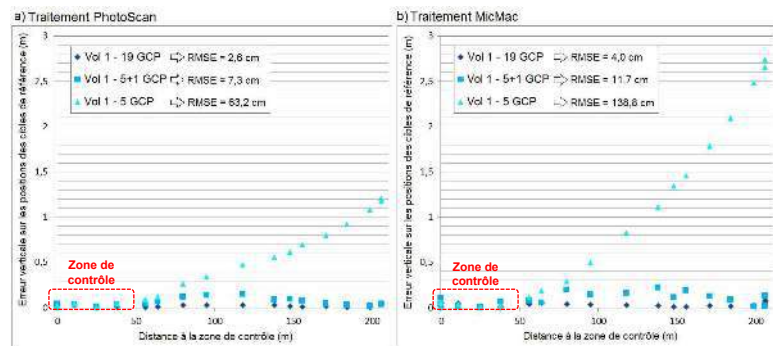
## Impact de la répartition des points de calage

Pour un plan de vol « classique » (lignes de vol parallèles à une altitude de 50 m, appareil photographique visant au nadir), en l'absence de points de calage (Ground Control Points – GCP) répartis sur toute la zone, les distorsions peuvent induire des erreurs élevées dans la reconstruction du MNS : jusqu'à 1,2 m avec PhotoScan® et 2,7 m avec MicMac® après 150 m sans GCP.

Une distance inter-GCP de 150 m permet de limiter les effets de distorsions en-deçà des 10 cm.



Configurations de répartition des points de calage GCP  
et des points de référence pour le calcul de l'erreur



Evaluation de l'erreur sur 8 points de référence

## Impact de la stratégie d'acquisition

Lorsqu'il est impossible de mesurer des GCP sur certaines parties de la zone d'étude (inaccessibilité, temps de levé limité), les distorsions qui affecteront le MNS généré peuvent être limitées en adoptant une stratégie d'acquisition pertinente.

4 scénarios de vol sont comparés. Les traitements sont ensuite effectués avec i) PhotoScan®, ii) MicMac® avec un modèle de distorsion 'F15P7' et iii) MicMac® avec un modèle de distorsion de Fraser.

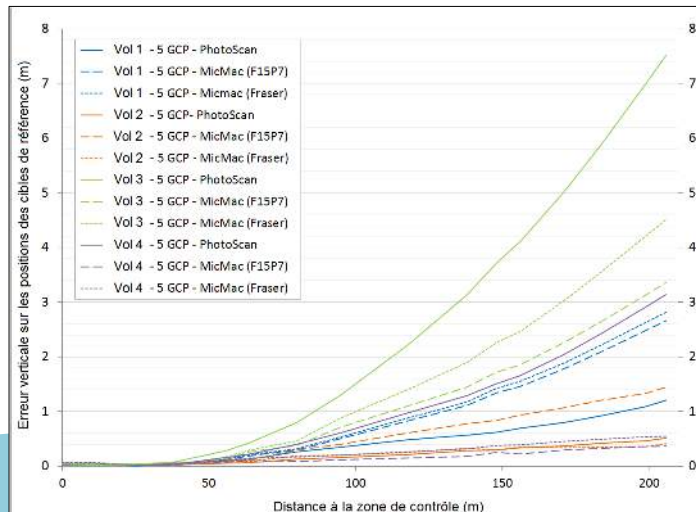
Les stratégies de levé diversifiant les angles de prises de vue permettent de réduire sensiblement les effets de courbure dans la restitution du MNS.

| Vol 1                                                                | Vol 2                                                                | Vol 3                                                              | Vol 4                                                                      |
|----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|
| lignes de vol parallèles<br>altitude : 50m<br>caméra visant au nadir | lignes de vol parallèles<br>altitude : 50m<br>caméra dépointée (40°) | Trajectoire cycloïdale<br>altitude : 53m<br>caméra visant au nadir | lignes de vol parallèles<br>altitude : 40m / 60m<br>caméra visant au nadir |
|                                                                      |                                                                      |                                                                    |                                                                            |
| Vol automatique                                                      | Vol automatique                                                      | Vol manuel                                                         | Vol automatique                                                            |
| 83 images                                                            | 73 images                                                            | 115 images                                                         | 93 images                                                                  |
| 1,68 cm/pix                                                          | 1,64 à 2,95 cm/pix                                                   | 1,69 cm/pix                                                        | 1,33 et 1,77 cm/pix                                                        |

|                                                      | Vol 1 – 5 GCP | Vol 2 – 5 GCP | Vol 3 – 5 GCP | Vol 4 – 5 GCP |
|------------------------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| RMSE Traitement PhotoScan                            | 63,2 cm       | 27,9 cm       | 388,5 cm      | 161,8 cm      |
| RMSE Traitement MicMac (modèle de distorsion F15P7)  | 138,8 cm      | 81,4 cm       | 175,6 cm      | 21,4 cm       |
| RMSE Traitement MicMac (modèle de distorsion Fraser) | 146,8 cm      | 25,8 cm       | 234,9 cm      | 32,9 cm       |

### Conclusion

La répartition spatiale des GCP est un paramètre clé pour obtenir une restitution fiable de la topographie. En cas de répartition sub-optimale des GCP, la qualité de la restitution topographique dépend de la bonne adéquation entre la stratégie d'acquisition et le logiciel de traitement via le modèle de distorsion implémenté. Les meilleurs résultats sont obtenus pour MicMac F15P7 avec des lignes de vol à différentes altitudes ou pour PhotoScan avec une caméra dépointée.



\* marion.jaud@univ-brest.fr

1. Laboratoire Géosciences Océan - UMR6538, IUEM ; 2. Laboratoire de Géologie de Lyon - UMR 5570 ; 3. CEREMA, DTecEMF/ER

#### Résumé :

**La tomographie hydraulique consiste à solliciter les systèmes hydrogéologiques à différents points en mesurant la réponse en pression dans les forages d'observation. Cette technique est en plein essor pour son potentiel de caractérisation détaillée des aquifères (ex: diffusivité hydraulique). L'innovation technique proposée consiste à générer une sollicitation périodique avec une amplitude et une fréquence contrôlées. En faisant varier la fréquence, il est ainsi possible d'étudier les propriétés du milieu à différentes échelles. (voir WP2.2. Hydrogéodésie. J.Schuite and al)**

#### Caractéristiques techniques:

- Génération d'un signal périodique sinusoïdal
- Possibilité de faire varier la période et l'amplitude du signal
- Système d'acquisition et pilotage à distance du treuil pour certaines applications (20m)
- Régulation en vitesse (Arduino) avec positionnement précis de la fréquence et de l'amplitude
- Visualisation temps réel du déplacement du slug

#### Développement technique

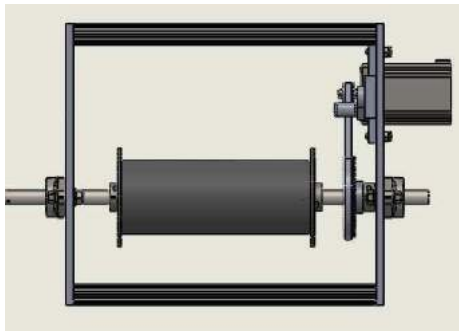


Fig1 : Vue de face du treuil

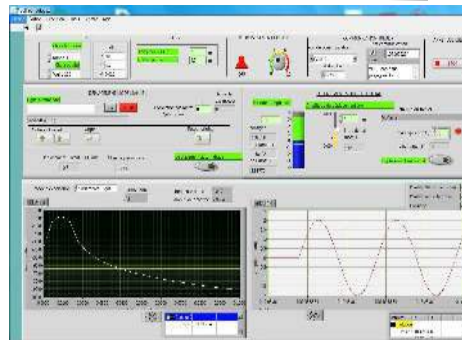


Fig2 : logiciel de pilotage et monitoring du treuil sous Labview

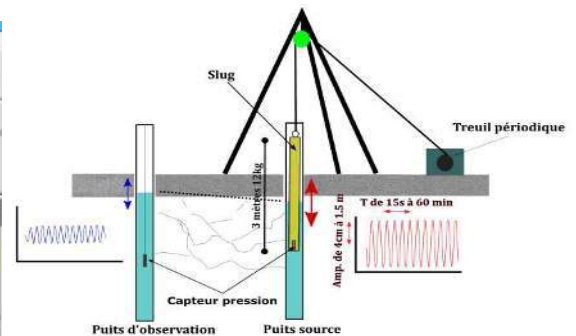


Fig3 : Schéma du dispositif

#### Avantages du dispositif

##### Nature fréquentielle du signal

Amélioration du rapport signal sur bruit de l'instrumentation de suivi

##### Atténuation du signal en fonction de la fréquence

Analyse possible de la réponse avec l'échelle

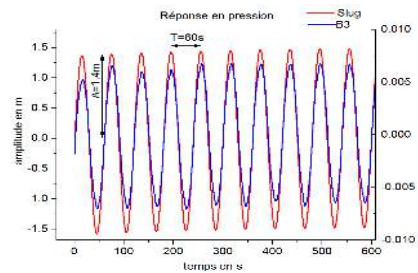
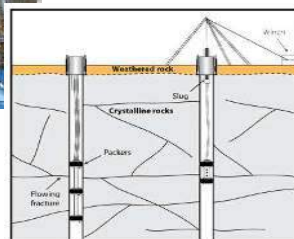
Ne génère pas d'écoulement large échelle

Application de la méthode dans des conditions particulières (intrusion eaux salines, contaminants)

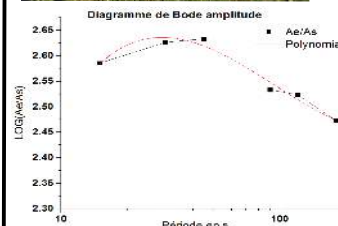
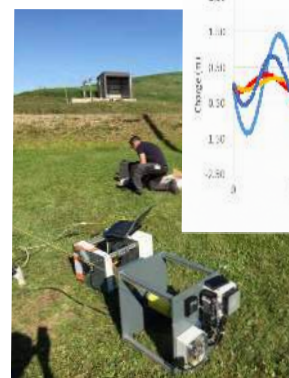
Etude des propriétés du milieu

Fonction de transfert (Amplitude/Dephasage)  
Diffusivité du milieu

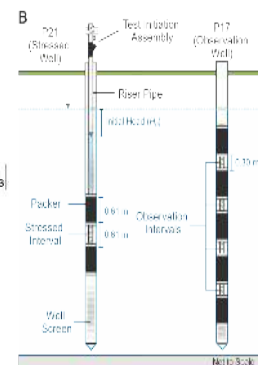
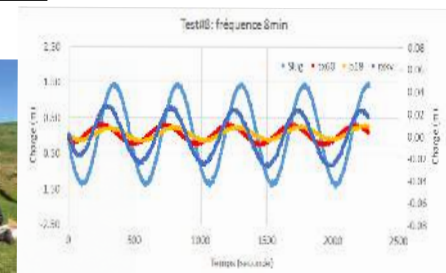
#### Expériences / Résultats



Tests hydromécaniques sur le site de Ploemeur (SOERE H+)



Tomographie hydraulique sur le site de St Lambert (Quebec, Canada)



**Références :** Becker, M. W., & Gultinan, E. (2010). Cross-hole periodic hydraulic testing of inter-well connectivity. In Thirty-fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University.

Cardiff, M., Bakhos, T., Kitanidis, P. K., & Barrash, W. (2013). Aquifer heterogeneity characterization with oscillatory pumping: Sensitivity analysis and imaging potential. Water Resources Research, 49(9), 5395-5410.

# Des flux d'eau aux flux de matières en suspension et de contaminants associés : gestion d'un réseau de stations hydro-sédimentaires sur le Rhône

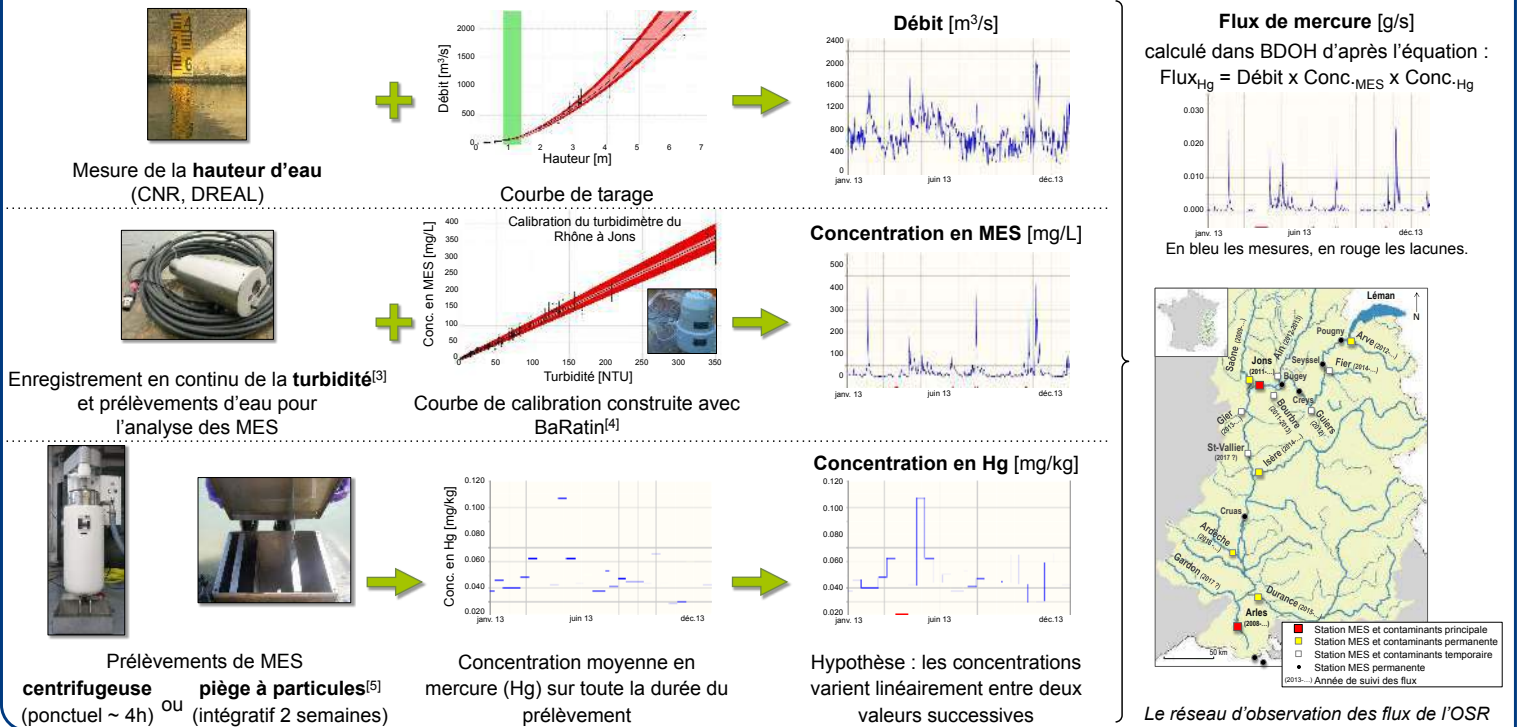
C. Le Bescond<sup>1</sup>, F. Thollet<sup>1</sup>, G. Poulier<sup>1</sup>, S. Gairoard<sup>2</sup>, H. Lepage<sup>3</sup>, F. Branger<sup>1</sup>, L. Jamet<sup>1</sup>, N. Raidelet<sup>1</sup>, O. Radakovitch<sup>2</sup>, A. Dabrin<sup>1</sup>, M. Coquery<sup>1</sup>, J. Le Coz<sup>1</sup>, I. Braud<sup>1</sup> — Contact : chloe.le-bescond@irstea.fr

<sup>1</sup>Irstea, Lyon-Villeurbanne, France ; <sup>2</sup>Cerege, Aix-en-Provence, France ; <sup>3</sup>IRSN, Saint-Paul-lez-Durance, France

## Contexte

L'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR, depuis 2009) vise à **quantifier les flux de matières en suspension (MES) et de contaminants associés** (métaux, PCB, radioéléments,...) sur le Rhône et ses principaux affluents, à des échelles temporelles allant de l'évènement hydrologique aux bilans pluri-annuels. Des **stations hydrométriques existantes** ont été équipées d'un turbidimètre pour le suivi en continu des **concentrations en MES** et d'un dispositif de prélèvement de MES pour le **suivi qualitatif**. Les données générées sont stockées dans BDOH<sup>[1,2]</sup> pour permettre les calculs de flux de manière automatique. Cependant, les chroniques contiennent inévitablement des lacunes (panne, donnée invalidée,...). Quelle est l'**influence de la méthode d'estimation** de ces lacunes sur les **calculs de flux particuliers** ?

## Stratégie d'observation des flux particuliers dans l'OSR



## Comparaison de méthodes d'estimation des lacunes

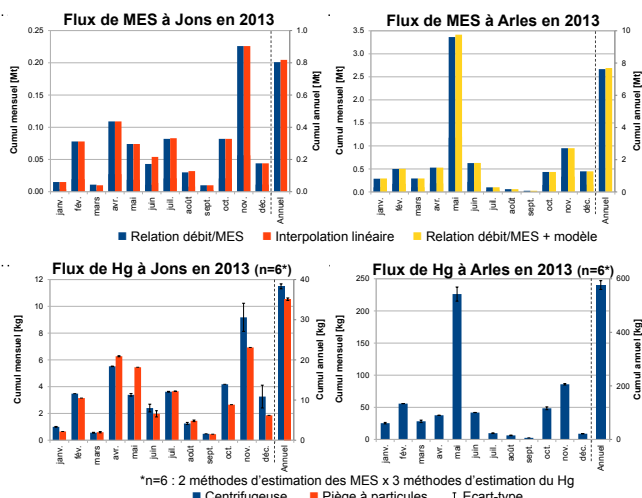
Les données de MES et de Hg aux stations de **Jons** et d'**Arles** ont été reconstituées pour l'année 2013 selon plusieurs méthodes. Les **flux de MES et de Hg** ont été calculés aux **échelles annuelle et mensuelle**, puis comparés.

Reconstitution des chroniques de **MES** par :

- une **relation débit/MES** ;
- **interpolation linéaire** entre 2 valeurs successives ;
- une **relation débit/MES** couplée à un **modèle numérique** pour la propagation hydraulique.

Reconstitution des chroniques de **Hg** par 3 méthodes :

- **interpolation linéaire** entre 2 valeurs successives ;
- **duplication** de la valeur précédant la lacune ;
- une **teneur moyenne** établie par régime hydrologique (base, crue, chasse).



## Conclusions

- **Influence négligeable** (<5%) de la méthode d'estimation des lacunes **sur les cumuls** de MES et de Hg en 2013.
  - **Différence** de 9% entre les **cumuls** de Hg calculés avec les chroniques de **piège** et de **centrifugeuse** en 2013.
  - Différences entre les **cumuls mensuels** en 2013 :  
- en moyenne <4% pour les MES ;  
- de 1% à 36% pour le Hg, jusqu'à 55% entre les chroniques issues de centrifugation et de piège.
- **Eviter les calculs de flux sur des périodes mensuelles lacunaires.**

## Perspectives

- Estimer les données de MES avec une **relation débit/MES** et les données de Hg issues de **piège** avec une **teneur moyenne** par régime hydrologique.
- Calculer les flux de MES et de Hg, et leur incertitude, sur la période de suivi OSR 2011-2016.
- Equiper le réseau hydrométrique opérationnel de turbidimètres, **vers un réseau national de mesure des flux de MES** ?

## Références et remerciements

- <sup>[1]</sup> Branger *et al.* (2014) — Le projet Base de Données pour les Observatoires en Hydrologie : un outil pour la bancarisation, la gestion et la mise à disposition des données issues des observatoires hydrologiques de long terme à Irstea, Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau, vol. 1, p. 33-38.
- <sup>[2]</sup> Thollet *et al.* (2015) — Observatoire des Sédiments du Rhône, Irstea. <https://doi.org/10.17180/OBS.OSR>
- <sup>[3]</sup> Navratil *et al.* (2011) — Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment, Journal of Hydrology, v. 398, no. 3, p. 246-259.
- <sup>[4]</sup> Le Coz *et al.* (2014) — Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach, Journal of Hydrology, v. 509, p. 573-587.
- <sup>[5]</sup> S. Gairoard *et al.* (2007) — The German Environmental Specimen Bank. Sampling, processing, and archiving sediment and suspended particulate matter, J Soils Sediment, v. 7, no. 6, p. 361-367.
- Le projet Observatoire des Sédiments du Rhône (ZABR) est financé par l'Union Européenne, le Plan Rhône, le FEDER, CNR, EDF, l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, la Région PACA, la Région Rhône-Alpes et la Région Languedoc-Roussillon. Les auteurs remercient tous les partenaires d'Irstea, du Cerege, de l'IRSN et du MIO pour leur contribution, les prélèvements, les analyses chimiques ainsi que pour le développement et l'alimentation de BDOH.

## Introduction

La donnée de débit est certainement la donnée la plus accessible sur un grand nombre de bassins versants et sur des durées très longues. Le débit intègre horizontalement sur le bassin versant, mais également verticalement sur les différents compartiments.

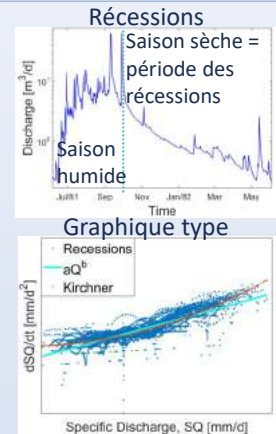
Approche : utiliser les récessions pour discriminer verticalement les différentes contributions aquifères

Deux paramétrisations :

➤ Loi puissance (classique) :  $-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \Rightarrow$  temps de réponse du bassin :  $t_c = 1/a$  pour  $b = 1$

➤ Kirchner<sup>1</sup> :

$$\ln\left(-\frac{dQ/dt}{Q}\right) = c_1 + c_2 \ln(Q) + c_3 \ln^2(Q) \Rightarrow \ln\left(-\frac{dQ}{dt}\right) = c_1 + (c_2+1) \ln(Q) + c_3 \ln^2(Q)$$



## Deux méthodes

**Point commun** pour la sélection des récessions :

Pour une récession :

- $dQ/dt < 0$
- 10 premiers jours
- Durée > 30 jours

**Critère de la méthode 1 :**

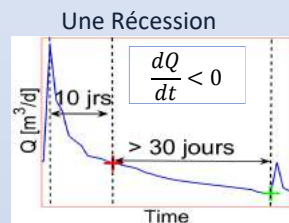
uniquement  $dQ/dt < 0$

**Apport de la méthode 2 :**

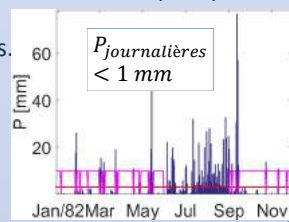
Prend en compte les précipitations.

Pour une récession :

- P journalières < 1 mm



Critère sur les précipitations



## Informations sur les sites étudiés

- Des contextes très différents
- Neige/glace négligeable

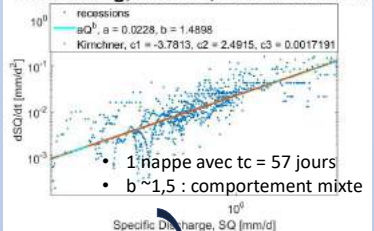
Tableau descriptif :

|         |                                      | Nepal     |                  | Bretagne |                     |                     |             |
|---------|--------------------------------------|-----------|------------------|----------|---------------------|---------------------|-------------|
|         |                                      | Daradhung | Bagmati          |          | Ellé Fauouët        |                     | Ellé Arzano |
|         | Aire (Km²)                           | 808       | 3648             |          | 145                 | 578                 |             |
|         | Géol.                                | Metased.  | Metased. et sed. |          | Cristallin fracturé | Cristallin fracturé |             |
|         | Climat                               | Mousson   | Mousson          |          | Océanique           | Océanique           |             |
|         | Q <sub>0,75</sub> /Q <sub>0,25</sub> | 4.7       | 6.1              |          | 6.8                 | 4.8                 |             |
| méth. 1 | a                                    | 2,3E-02   | 1,5E-02          | 1,5E-02  | 3,5E-02             | 2,4E-02             | 2,3E-02     |
|         | b                                    | 1,49      | 0,69             | 1,92     | 1,45                | 0,50                | 1,59        |
|         | Temps de rép. (jrs)                  | 57        | 52               | 53       | 33                  | 36                  | 30          |
| méth. 2 | a                                    | 2,5E-02   | 1,3E-02          | 1,6E-02  | 3,5E-02             | 4,6E-02             |             |
|         | b                                    | 1,75      | 1,00             | 1,81     | 0,97                | 1,54                |             |
|         | Temps de rép. (jrs)                  | 65        | 75               | 45       | 27                  | 39                  |             |

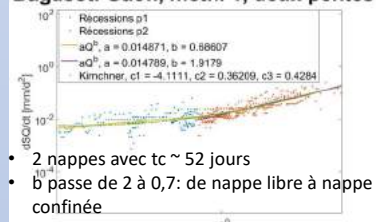
Méthode 1 :

- Népal (saisonnier)

**Daradhung, méth. 1, modèle linéaire**

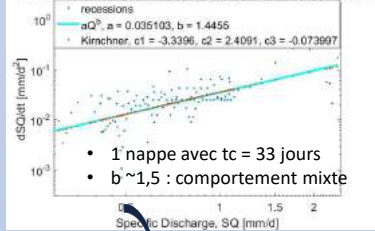


**Bagasoti Gaon, méth. 1, deux pentes**

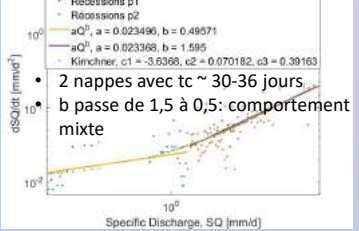


- Bretagne (non saisonnier)

**Ellé Fauouët, méth. 1, modèle linéaire**



**Ellé Arzano, méth. 1, deux pentes**

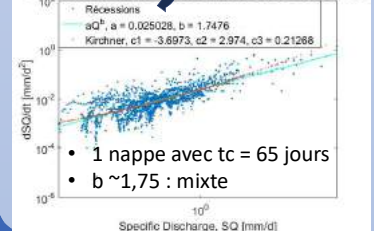


- Méthode 2 :

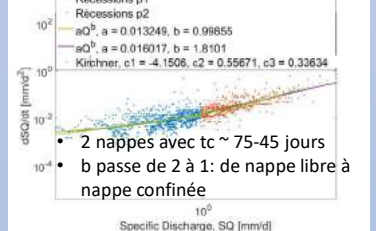
- ✓ Mêmes comportements
- ✓ Paramètres de même ord

- Népal

**Daradhung, méth. 2, modèle linéaire**

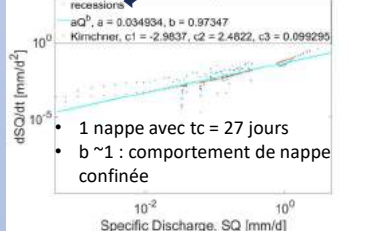


**Bagasoti Gaon, méth. 2, deux pentes**

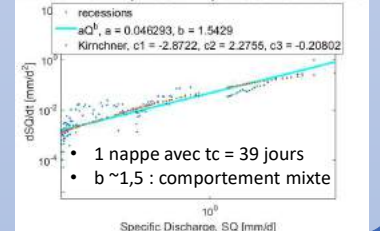


- Bretagne

**Ellé Fauouët, méth. 2, modèle linéaire**



**Ellé Arzano, méth. 2, modèle linéaire**



- 2 méthodes ~ Paramètres équivalents obtenus

- Des ord de débits différents obtenus parfois => paramètres différents

- Méthode 2 => plage d'ord plus grande => permet de voir des comportements invisibles avec méthode 1 sur les bassins non-saisonniers

## Conclusion

### Remerciements

Ce travail de recherche est soutenu par le projet CRITEX

### Références

1. Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2).
2. Wittenberg, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13(5), 715-726.

# MRS inversion for water volume

Legchenko<sup>1\*</sup>, J-F. Girard<sup>2</sup>, J-M. Baltassat<sup>2</sup> and N. Mazzilli<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IRD / LTHE, Grenoble, France ; <sup>2</sup>BRGM, France; <sup>3</sup>Avignon University, France.

## Introduction

It is known that inversion of Magnetic Resonance Sounding (MRS) data is ill-posed. It means that experimental signals can be fitted equally well by different inverse models. These models are called the equivalent models. Selection of the best model from the pool of equivalent models can be done using additional information about solution (boreholes, other methods) or assumptions about solution shape.

One of the most popular methods is the Tikhonov regularization (Legchenko and Shushakov, 1998). It allows obtaining unique solution based on the assumption of the smoothness of the inverse model. Assumptions on the solution shape can be also used for performing blocky inversion (Mohinke and Yaramanci, 2002). In both cases the smoothness constraint or the number of block for inversion may be not fully justified, especially when investigating 2-D and 3-D targets (Legchenko et al., 2011) and obtained equivalent solutions do not provide straightforward information about uncertainty in the inverse model.

Uncertainty in the inverse model can be estimated using different methods. The singular value decomposition (SVD) allows estimating resolution of the linear inverse problem for a general case without investigating particular data sets (Weichman et al., 2002). The Monte Carlo inverse modeling allows investigating solution space for both linear and non-linear inverse problems and could be applied to the analysis of any particular data set (Guillen and Legchenko, 2002; Chevalier et al., 2014). The linear programming technique was also reported to be used for investigating solution space considering different limitations applied to the solution selection (Guillen and Legchenko, 2002).

The majority of reported approaches to MRS data inversion do not take into account the fact that different volumes of water may produce similar signals and consequently different equivalent models may provide different volumes of water. We used this property of MRS inverse problem for developing a simple and practically convenient approach for investigation of the uncertainty in the inverse model. We propose to use the total or partial volume of water under MRS loop as the criterion for selection of the inverse models. Instead of using only one unique solution we propose additionally to take into account solutions that provide the minimum and the maximum volumes of water. Thus, we obtain three inverse models: an optimal model (considered to be the best for any justified reason) and two models that are equivalent to the best model but corresponding to the maximum and the minimum volumes of water. We applied this criterion to investigation of the Tête Rousse glacier where estimation of the maximum and the minimum possible volumes of water accumulated in the glacier was a matter of particular importance (Vincent et al., 2012; Legchenko et al., 2014).

## Method

MRS measurements can be carried out by measuring either free induction decay (Legchenko and Valla, 2002) or spin echo (Legchenko et al., 2010) signals. In both cases MRS integral equation can be approximated by a system of algebraic equations and in a matrix notation the approximating equation can be written as

$$\mathbf{A}\mathbf{w} = \mathbf{e}_0 \quad (1)$$

where  $\mathbf{A}$  is a rectangular matrix of  $I \times J$ ,  $\mathbf{e}_0 = (e_{0,1}, e_{0,2}, \dots, e_{0,I})^T$ ,  $e_{0,i} = e_0(q_i)$  is the set of experimental data,  $\mathbf{w} = (w_1, w_2, \dots, w_J)^T$ ,  $w_j = w(\Delta z_j)$  is the water content and the symbol  $T$  denoting transposition.

For resolving Equation (1) we assume a non-negative solution ( $w_j \geq 0$ ) and optimization is carried out so that

$$\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (a_{i,j} w_j - e_{0,i})^2 = \min. \quad (2)$$

For inversion, one of the three approaches can be used.

- 1) If MRS signal has only real part (no dephasing) then inversion can be carried out using amplitudes (Legchenko and Shushakov, 1998). In this case  $a_{ij}$  and  $e_{0,i}$  are real numbers. The amplitude inversion is simple and has advantage to be robust.
- 2) If dephasing takes place then  $a_{ij}$  and  $e_{0,i}$  are complex numbers and inversion should be carried out using complex signals (Weichman et al., 2002; Braun et al., 2005). Inversion of complex signals has better resolution but requires data of a good quality and accurate mathematical model.
- 3) If the mathematical model or/and data quality are not accurate enough but dephasing takes place then inversion can be performed using complex numbers but optimizing only amplitudes. In this case experimental and theoretical signals ( $e_{0,i}$  and  $e_{mod,i}$  respectively) are complex numbers but optimization is carried out for the amplitudes. This procedure can be written as

$$\begin{aligned} \text{Re}(e_{mod,i}) &= \sum_{j=1}^J \text{Re}(a_{i,j} \times w_j) \\ \text{Im}(e_{mod,i}) &= \sum_{j=1}^J \text{Im}(a_{i,j} \times w_j) \\ e_{mod,i} &= \sqrt{\text{Re}(e_{mod,i})^2 + \text{Im}(e_{mod,i})^2} \\ e_{0i} &= \sqrt{\text{Re}(e_{0,i})^2 + \text{Im}(e_{0,i})^2} \\ \text{RMSE} &= \sqrt{I^{-1} \sum_{i=1}^I (e_{mod,i} - e_{0,i})^2} = \min \end{aligned} \quad (3)$$

This approach is a compromise between two previous cases and has the disadvantage to be a non-linear inversion.

For investigating resolution of Equation (1) we assume that the inverse problem is linear and noise is normally distributed. In this case we can use the SVD analysis (Aster et al., 2005). For that, we can present the matrix  $\mathbf{A}$  as

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{S}\mathbf{V}^T \quad (4)$$

where  $\mathbf{U}$  is an of  $I \times I$ , orthogonal matrix representing the data space,  $\mathbf{V}$  is an  $J \times J$ , orthogonal matrix representing the model space and  $\mathbf{S}$  is  $I \times J$  diagonal matrix with nonnegative diagonal elements called singular values. The resolution can be estimated using the model resolution matrix  $\mathbf{R}_m$ , which is a symmetric matrix  $J \times J$  describing how well the recovered model is able to represent the original model

$$\mathbf{R}_m = \mathbf{V}\mathbf{V}^T \quad (5)$$

Let  $\mathbf{I}$  be the identity matrix. If  $\mathbf{R}_m = \mathbf{I}$  then the model will be perfectly recovered by the inversion. Otherwise the resolution is not perfect. SVD can be carried out so that the smallest singular values are significant and hence  $\mathbf{R}_m = \mathbf{I}$ . It is one of the possible ways to obtain a more stable regularized solution.

Another possibility is based on the well-known Tikhonov regularization method applying the smoothness-constrain. In order to find an approximate solution of the Equation (1), this method supposes minimization of the Tikhonov functional

$$M(\eta) = \|\mathbf{A}\mathbf{w} - \mathbf{e}_0\|_{L_2}^2 + \eta^2 \|\mathbf{w}\|_{L_2}^2 = \min, \quad (6)$$

where  $h>0$  is the smoothing factor.

The model resolution matrix for the Tikhonov regularization can be written as

$$\mathbf{R}_{m,\eta} = \mathbf{F}\mathbf{V}\mathbf{V}^T, \quad (7)$$

where  $\mathbf{F}$  is  $J \times J$  diagonal matrix with diagonal elements given by the filter factors

$$f_j = \frac{s_j^2}{s_j^2 + \eta^2}, \quad (8)$$

with  $s_j$  being the singular values.

For estimating inversion uncertainty caused by experimental noise we assume independent and identically distributed normal data errors  $s_{\epsilon}$ . In this case the covariance for the model becomes

$$\text{Cov}(\mathbf{w}_{\eta}) = \sigma^2 \mathbf{V}\mathbf{F}\mathbf{S}^{-2}\mathbf{V}^T. \quad (9)$$

The corresponding 95% confidence intervals for  $w_i$  can be computed as

$$\mathbf{w} = \mathbf{w}_{\eta} \pm \mathbf{w}_{0.95\eta}, \quad (10)$$

where

$$\mathbf{w}_{0.95\eta} = 1.96 \times \sqrt{\text{diag}(\text{Cov}(\mathbf{w}_{\eta}))}, \quad (11)$$

and the 1.96 factor arises from the definition of the 95% confidence intervals. Note that the use of regularization renders solution more stable but less accurate. Selection of the smoothing factor is a tradeoff between stability and accuracy.

It follows from Equation (9) that the data uncertainty  $s$  is an important criterion for inversion. In MRS the data uncertainty is composed of three major components: experimental error caused by external and internal noise ( $s_N$ ), discretization of the integral equation ( $s_{\Delta}$ ) and consistency of the mathematical model and the subsurface ( $s_C$ ).



$$\sigma = \sigma_N + \sigma_{\Delta} + \sigma_C. \quad (12)$$

In NUMIS system noise is estimated in the noise measuring window before injecting the first pulse. Measured average amplitude of the noise ( $E_N$ ) is a relatively stable parameter characterizing noise and the phase of the noise records can be considered as random value relative to the pulse. If the noise magnitude stays relatively stable during measuring then we can assume that noise amplitude varies in the interval between  $-E_N$  and  $+E_N$ . As the phase is random we can assume that noise has normal distribution around zero and that the measured noise amplitude corresponds to the 95% confidence interval of the normal distribution. Under these assumptions we obtain an estimation of the noise standard deviation as

$$\sigma_N = E_N / 1.96 \approx E_N / 2. \quad (13)$$

Note that the estimation given by Equation (13) is an approximation because noise is measured before the pulse and thus, the true noise added to the MRS signal is known only approximately. The second component of the data uncertainty  $s_{\Delta}$  depends on the matrix  $\mathbf{A}$  and on the regularization. Indeed, it is known that inversion acts as a filter. The bandwidth of this filter depends on the filter factor (Equation 8) and on the number of model layers. Larger number of layers makes the bandwidth larger and consequently  $s_{\Delta}$  smaller. Geological noise  $s_C$  is usually unknown because the subsurface is unknown and thus we have an additional uncertainty caused by the imperfection of our mathematical model.

Discretization of the integral equation consists of defining in the matrix  $\mathbf{A}$  the depth  $z_i$  and thickness  $Dz_j$  of model layers so that

$$0 \leq z_j \leq z_{\max}, \Delta z_j = z_{j+1} - z_j, z_{\max} = \sum_{j=1}^J \Delta z_j. \quad (14)$$

It is also recommended to respect (Legchenko and Shushakov, 1998)

$$\Delta z_1 \leq \Delta z_2 \leq \dots \leq \Delta z_j \leq \dots \leq \Delta z_J. \quad (15)$$

Number of model layers for inversion can be selected with respects to Equations (14) and (15) so that  $\mathbf{R}_m \approx \mathbf{I}$  (Equation 5).

When inversion is linear and noise has normal distribution Equation (10) allows estimating uncertainty for each value  $w_{mod,j}$  given by the Tikhonov regularization. However, these conditions are not always respected and equivalent solutions can be additionally investigated using the Monte Carlo approach. For that, we generate models randomly varying each value  $w_j$  within the uncertainty given by SVD

$$w_j = (w_{mod,j} - w_{0.95j}) + 2 \times w_{0.95j} \times \text{random}(0,1), \quad (16)$$

and considering only positive water contents  $w_j \geq 0$ . For generating pseudo-random numbers ranging between 0 and 1 the multiply-with-carry method was used (Marsaglia and Zaman, 1991).

For selecting equivalent solutions we propose to use such a physically justified parameter as the volume of water under MRS loop computed as

$$V(\mathbf{w}) = \sum_{j=1}^J w_j \Delta z_j. \quad (17)$$

where  $w_j$  and  $Dz_j$  are the water content and thickness of corresponding layer  $j$ . Note that this parameter can be easily extended to the 2-D and 3-D inversions.

Then, we consider the best model with  $V = V_{mod}$  and two extreme models equivalent to the best model with corresponding volumes  $V_{\max}$  and  $V_{\min}$ . These extreme models can be selected by the Monte Carlo method for the data uncertainty  $s$  so that

$$\begin{cases} V_{\min}(\mathbf{w}) = \min_N(V_{\mathbf{w}}) \\ V_{\max}(\mathbf{w}) = \max_N(V_{\mathbf{w}}) \\ \text{RMSE}(V_{\min}) = \text{RMSE}(V_{\max}) = \text{RMSE}(V_{\max}) = \sigma \end{cases}, \quad (17)$$

where  $N$  is the number of models.

The extreme solutions corresponding to  $V_{\min} = V(\mathbf{w}_{\min})$  and  $V_{\max} = V(\mathbf{w}_{\max})$  can be also found by minimizing the following functions

$$M_{\min}(\alpha) = \|\mathbf{A}\mathbf{w}_{\min} - \mathbf{e}_0\|_{L_2}^2 + \alpha V(\mathbf{w}_{\min}) = \min, \quad (18)$$

$$M_{\max}(\alpha) = \|\mathbf{A}\mathbf{w}_{\max} - \mathbf{e}_0\|_{L_2}^2 + \alpha V(\mathbf{w}_{\max}) = \min, \quad (19)$$

where  $V(\mathbf{w})$  is computed using Equation (17) and for both  $V_{\min}$  and  $V_{\max}$  the penalty function for volume is assumed to be linear and  $\alpha$  is selected so that

$$\text{RMSE}(V_{\min}) = \text{RMSE}(V_{\max}) = \sigma. \quad (20)$$

Optimization is carried out using the best model ( $w_{mod,j}$ ) and varying the water content in each layer ( $w_j \geq 0$ ) within the 95% confidence interval around the best model

$$(w_{mod,j} - w_{0.95j}) \leq w_j \leq (w_{mod,j} + w_{0.95j}). \quad (21)$$

Thus, the inversion flowchart consists of a few steps: SVD-based discretization of the linear equation with respect to Equations (5, 14, 15); inversion of MRS data with or without regularization and estimate of the uncertainty (Equation 11); investigation of the solution space with the Monte-Carlo method and selection of the equivalent models corresponding to the  $V_{\max}$  and  $V_{\min}$  criteria using the Monte Carlo (Equations 16, 17) or regularization methods (Equations 18-20).

## Results

We demonstrate our approach with a synthetic model consisting of a well-defined water-saturated layer ( $w=20\%$ ) located at a depth between 50 and 60 m. For modeling we assumed a  $100 \times 100 \text{ m}^2$  square loop and the Larmor frequency of 2000 Hz. Synthetic signal was contaminated by a 30-nV random noise. We discretize the integral equation using the resolution matrix as the criterion (Equations 14, 15). We consider two cases: non-damped inversion ( $h=0$ ), smooth inversion ( $h=h_f$  is selected after Tikhonov regularization) and damped inversion (a small regularization with  $h=h_f/10$ ).

Figure (1) shows the damped and the smooth solutions and corresponding synthetic signals. Summary of the inversion results is presented in Table (1). One can see that estimated water volume is largely dependent on the assumed shape of the solution. Consequently, if reliable information about the solution is not available (sharp or smooth) then the extreme solutions should be selected considering different inversion algorithms. In our example  $V_{\min}$  solution should be selected from the damped inversion and  $V_{\max}$  from the smooth inversion. In this case, extreme solutions corresponding to  $V_{\min}=2.19 \text{ m}^3/\text{m}^2$  and  $V_{\max}=3.23 \text{ m}^3/\text{m}^2$  are shown in Figures (1a) and (1b) respectively.

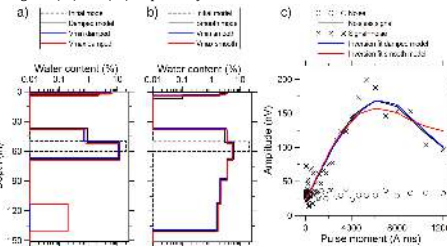


Figure 1. Equivalent models and corresponding MRS signals.

| Parameter                                              | Damped | Smooth |
|--------------------------------------------------------|--------|--------|
| Synthetic noise estimate (nV)                          | 15.8   | 15.8   |
| RMSE (nV)                                              | 16.57  | 18.82  |
| Volume initial model (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> ) | 2.0    | 2.0    |
| Volume min (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )           | 2.19   | 3.04   |
| Volume inverse model (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> ) | 2.23   | 3.14   |
| Volume max (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )           | 2.41   | 3.23   |

Table 1. Summary of the inversion results corresponding to the damped and smooth solutions.

## Conclusions

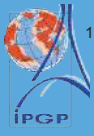
In this paper we presented an approach for estimation of the inversion uncertainty based on computing the maximum and the minimum water volumes provided by different solutions as the criterion of selection of the extreme equivalent models. For the analysis we used the Monte Carlo and the regularization methods applied taking into account preliminary estimates of the solution uncertainty provided by the SVD analysis. We demonstrated numerical implementation of our approach for the 1-D case using a well-defined synthetic model contaminated by random noise.

## References

- Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2005. Parameter Estimation and Inverse Problems. Elsevier Academic Press.
- Braun, M., Herrich, M., and Yaramanci, U., 2005. Complex inversion of MRS data: New Surface Geophysics, 3, 155–163, doi: 10.3997/1873-0604.2005011.
- Chevalier, A., Legchenko, A., Girard, J-F., Desclottes, M., 2014. 3D Monte Carlo inversion of Magnetic Resonance measurements. Geophysical Journal International, 198, 216–228, doi: 10.1093/gji/ggu091.
- Guillen, A. and 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, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00139-8.
- Guillen, A. and Legchenko, A., 2002. Application of linear programming techniques to the inversion of proton magnetic resonance measurements for water prospecting from the surface. Journal of Applied Geophysics, 50, 149–162, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00136-2.
- Legchenko, A.V. and Shushakov, O.A., 1998. Inversion of surface NMR data. Geophysics, Vol. 63, 75–84, doi: 10.1190/1.144329.
- Legchenko, A. and Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics, 50, 3–19, http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00127-1.
- Legchenko, A., Vouillamoz, J-M., Roy, J., 2010. Application of the magnetic resonance sounding method to the investigation of aquifers in the presence of magnetic materials. Geophysics, 75(6): 1.91–1.100, doi: 10.1190/1.3494596.
- Legchenko, A., Desclottes, M., Vincent, C., Goyard, H., Garambois, S., Chalkakis, K., and Eversky, M., 2011. Three-dimensional magnetic resonance imaging for groundwater. New Journal of Physics, 13, 025022, doi: 10.1088/1367-2630/13/2/025022.
- Legchenko, A., Vincent, C., Baltassat, J-M., Girard, J-F., Thibert, E., Gagliardini, O., Desclottes, M., Gilbert, A., Garambois, S., Chevalier, A., and Goyard, H., 2014. Monitoring water accumulation in a glacier using magnetic resonance imaging. The Cryosphere, 8, 155–166, doi: 10.5194/tc-8-155-2014.
- Marsaglia, G. and Zaman, A., 1991. A new class of random number generators: Annals of Applied Probability, 1, 462–480, doi: 10.1214/aop/1177005878.
- Mohinke, O. and Yaramanci, U., 2002. Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing. Journal of Applied Geophysics, 50, 163–177, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00135-0.
- Vincent, C., Desclottes, M., Garambois, S., Legchenko, A., Goyard, H., Lefebvre, E., and Gilbert, A., 2012. Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). Journal of glaciology, 58, 211, 866–878, doi: 10.3189/2012jglu11378.
- Weichman, P.R., Lam, D.R., Ritzwiler, M.H. and Lavery, E., 2002. Study of surface nuclear magnetic resonance inverse problems. Journal of Applied Geophysics, 50, 129–147, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00135-0.

# Combining Uranium and Boron Isotope Ratios to Trace Anthropogenic Salinity Inputs to the Rio Grande River in Southwest USA

Lin MA<sup>1\*</sup>, Sandra GARCIA<sup>1</sup>, Syprose NYACHOTI<sup>1</sup>, Pascale LOUVAT<sup>2</sup>,  
Jerome GAILLARD<sup>2</sup>



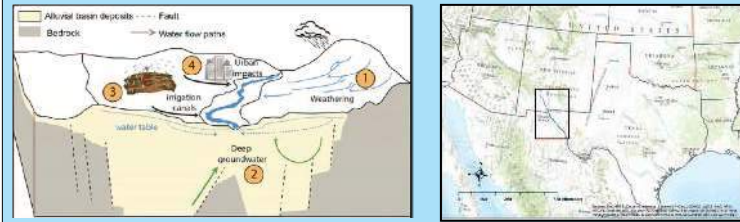
<sup>1</sup> Department of Geological Sciences, University of Texas at El Paso, El Paso, TX 79968

<sup>2</sup> Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France. \* lma@utep.edu



## Introduction

The Rio Grande is an important source of irrigation water in the semi-arid southwest USA. High salinity in the Rio Grande in this region, similar to many other arid land rivers, has affected soil quality and crop productivity. Salinity contributions to Rio Grande may come from anthropogenic (agriculture practices, urban activities) and natural (groundwater upwelling, chemical weathering) sources. We combine two novel anthropogenic isotope tracers (U and B) to identify and quantify these salinity sources.



**Fig. 1:** (Left) a simplified conceptual model of multiple salinity sources in the Rio Grande watershed. Natural sources: 1) chemical weathering; 2) upwelling of deep groundwater; and anthropogenic sources: 3) agriculture; 4) urban activities. (Right) General location of the study area.

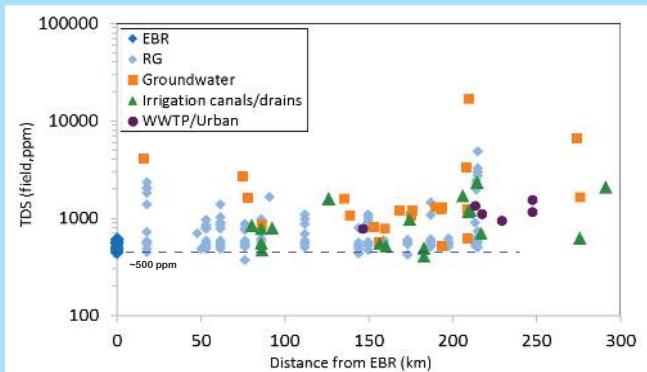
## Study area



**Fig. 2:** Our study area focuses on a 200 km long stretch of the Rio Grande from Elephant Butte Reservoir (EBR) in New Mexico to El Paso, Texas, near the US-Mexico border.

## Background

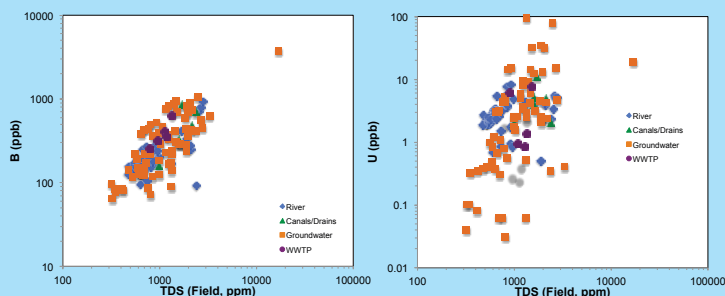
U isotope tracer ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) is indicative of agriculture-sourced salinity due to the presence of U in phosphorous fertilizers and B isotope tracer ( $\delta^{11}\text{B}$ ) is powerful in resolving urban sourced salinity due to its presence in urban wastewater.



**Fig. 3:** Salinity of the Rio Grande from irrigation (high flow) to non-irrigation (low flow) season increases downstream and is higher during low flow season. Irrigation season salinity level is indicated by dashed blue line. All salinity end-members have high TDS values.

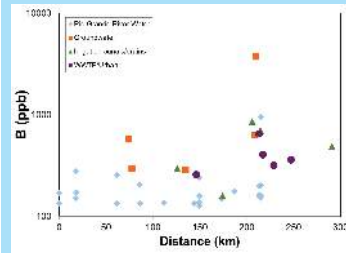
## Results

From 2015 to 2016, we collected monthly samples at 15 sites along a 200-km stretch of the river from Elephant Butte Reservoir, NM to El Paso, TX, as well as irrigation canals, city drains, wastewater effluents, and groundwater in this region. High TDS values in these water samples in general correlate well with their high B and U concentrations.

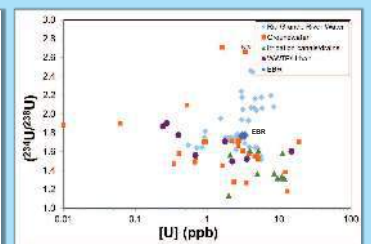
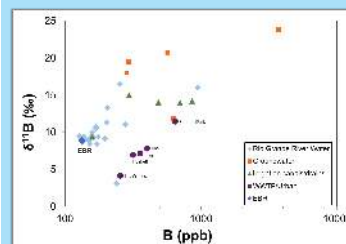
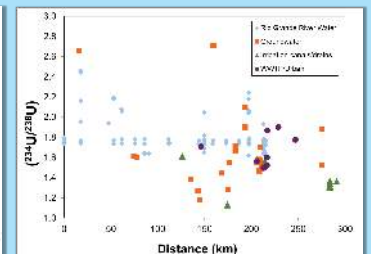
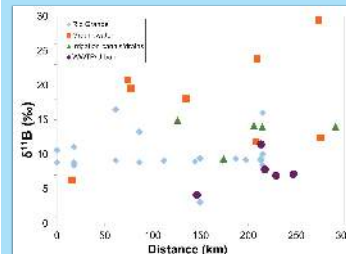
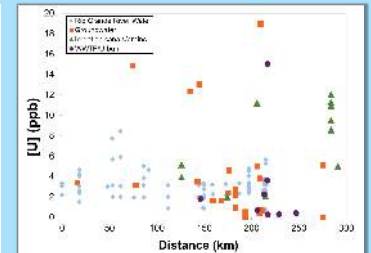


**Fig. 4:** Correlation between TDS and U and B concentrations.

## Boron systematics



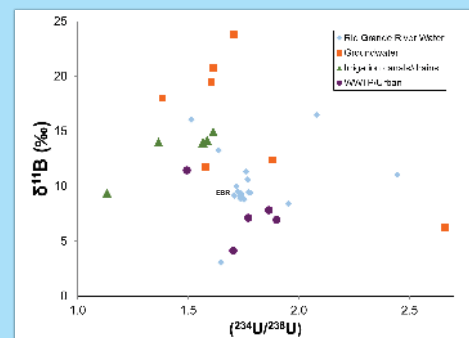
## Uranium systematics



**Fig. 5:** B and U concentrations and isotope ratios in Rio Grande samples.

## Discussion

Our results show that the deep groundwater end-member has distinctively high ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) and  $\delta^{11}\text{B}$  ratios; the agricultural water end-member has distinctively low ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) and intermediate  $\delta^{11}\text{B}$  ratios; the urban water end-member has distinctively low  $\delta^{11}\text{B}$  ratios and intermediate ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) ratios. ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) and  $\delta^{11}\text{B}$  ratios in the Rio Grande river water reveal multiple and variable salinity inputs from geological, agricultural, and urban sources. High TDS values, high ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) and  $\delta^{11}\text{B}$  values suggest that natural upwelling of groundwater is significant in the Rio Grande near Elephant Butte. Rio Grande waters from the Mesilla Valley region have characteristic lower ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) values, possibly sourced from fertilizers that are extensively used in the region.  $\delta^{11}\text{B}$  values in Rio Grande near cities such as El Paso suggest mixing of anthropogenic salinity end-members such as treated city wastewater.



**Fig. 6:** B and U isotope systematics.

## Summary

U and B isotope systematics are powerful tracers to solve salinity inputs from deep groundwater, agriculture, and urban activities. This study improves our understanding of how human activity impacts water quality and elemental cycles in a semi-arid river.

# MRS INSIGHTS IN KARST UNSATURATED ZONE

Mazzilli N.<sup>1</sup>, Legchenko<sup>2\*</sup> A., Boucher M.<sup>2</sup>, Chalikhakis K.<sup>1</sup>, Jourde H.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Avignon University ; <sup>2</sup>IRD / LGE ; <sup>3</sup>HydroSciences Montpellier



## Introduction

Karst aquifers are characterized by a highly heterogeneous and organized structure, which results in a specific hydrodynamic behavior. Conceptual model of karst structure is composed of : (i) a soil and epikarst zone, (ii) an infiltration zone, and (iii) a saturated zone (see Figure 1).

The epikarst is the uppermost zone of exposed karstified rocks, where permeability due to fissuring and diffuse karstification is substantially greater than that of the underlying infiltration zone (Klimchouk 2004). Thickness of the epikarst is commonly estimated to range from a few meters to 10-15 m. It depends on lithology and on the geomorphological history of the rock. The unsaturated zone consists of both the soil - epikarst and infiltration zones. The infiltration zone connects the epikarst to the saturated zone. Therefore, epikarst drainage is controlled by the vertical hydraulic conductivity of the underlying infiltration zone.

The unsaturated zone plays a key role in karst recharge and contaminant attenuation processes. Recent work emphasizes the water storage role of the epikarst in the karst system. Indeed, low permeability of the infiltration zone combined with an irregular pattern of vertical conduits may result in water storage within the epikarst system.

In this work we investigate MRS potential for the characterization the unsaturated zone of karst hydrosystems. The main questions addressed are: (i) does water storage within the unsaturated zone of karst yield quantifiable MRS measurements ? if so, (ii) is MRS suitable for quantifying the spatial variability of unsaturated zone water content ?, and (iii) can MRS provide additional insight into karst structure and functioning ? To the author's knowledge, this study constitutes the first application of the MRS method to the unsaturated zone of karst aquifers.

Specific attention was paid to signal uncertainty and model equivalencies.

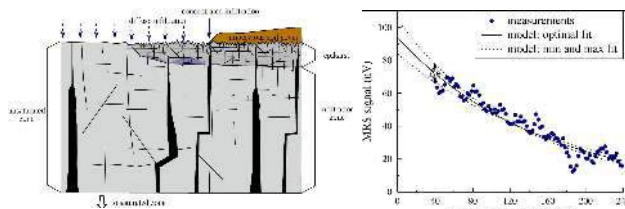


Fig. 1 . Conceptual model of karst unsaturated zone. The relative importance of these compartments in the hydrological functioning depends on rock texture and structure in addition to the genesis of the karst aquifer. Modified after Klimchouk, 2004.

Fig. 2. Uncertainty assessment for the MRS signal parameters. The graph shows the recorded signal amplitude as a function of time after the current pulse is terminated

## Material & Method

16 experimental sites were selected for MRS investigation in the Larzac plateau area, based on the following two criteria: (i) diversity and spatial representativeness of the hydrogeological and geomorphological setting, and (ii) ambient electromagnetic noise conditions, which can affect MRS data quality (Girard 2005, Legchenko 2007). All selected sites are located within, or close to, the Durzon spring catchment. Average thickness of the unsaturated zone in the study area is 100 m. We assessed the hydrogeological and geomorphological setting of the experimental sites based on the approach proposed by the European COST Action 620 on "Vulnerability mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers" (Daly 2002).

### Hydrogeological interpretation of MRS results

The parameters derived from the magnetic resonance signal are the volumetric MRS water content ( $\theta_{MRS}$ ), the longitudinal relaxation time ( $T_1$ ) and the observed transverse relaxation time ( $T_2^*$ ) versus depth. Relaxation times  $T_1$  and  $T_2^*$  depend on the distance between the water molecule and the rock surface: the shorter the distance, the shorter the relaxation times.  $T_1$  and  $T_2^*$  are thus affected by pore size (Grunevald 2011) and by saturation because in unsaturated media water remains near the rock (Lubczynski 2005). The mean distance of water molecules to pore surface matters only if the pore space dimension is smaller than a few millimeters. In larger pores or conduits we measure the relaxation time of bulk water.

Measuring  $T_2^*$  is easier and faster than measuring  $T_1$  because the  $T_1$  assessment requires the use of a two-pulses protocol with a variable delay between pulses (Legchenko 2004). However,  $T_2^*$  is also affected by local heterogeneities of the local magnetic field and hence is often a less reliable parameter than  $T_1$  (Farrar 1971). In the Larzac area, where the subsurface is composed of limestone and dolomite that have low magnetic susceptibility,  $T_2^*$  relaxation time can be safely used.

### Field Setup

MRS data acquisition have been conducted in July 2009, April 2010, October 2010, May 2011, August 2011 and January 2012. The coincident transmitting / receiving loop configuration which is the most suitable for 1-D application was implemented. In most sites, eight square loops (composed of two squares of 40 m side) was required because of the high noise level. Prior to acquisition, we checked the noise frequency spectra for spike or harmonic noise. Spikes were not detected at any of our monitoring sites. Most noise came from harmonics. The post-processing procedure consisted of: (i) stacking, (ii) 14 Hz band pass filtering, (iii) notch filtering, (iv) synthetic signal generation and verification that the adopted filters do not damage the signal. The number of stacks was set between 100 and 400 depending on ambient noise. As a result, sounding duration ranged from 4 to 8 hours, which limited soundings to only one or two per day. Estimated maximum resolution depths ranged from 32 to 59 m depending on the measuring setup and the signal to noise ratio.

### MRS Signal Uncertainty

MRS signal measurements are sensitive to ambient electromagnetic noise (either natural or anthropic). Noise during signal measurement is estimated using MRS records before the energizing pulse is applied. In this study, we considered as acceptable all MRS signal parameter sets (signal amplitude  $e$  and  $T_2^*$  relaxation time) that yielded a 10% increase in the root mean squared error (RMSE) fitting error as compared to the optimal RMSE. Uncertainty bounds are thus derived from the min and max values of MRS parameters that provide an acceptable fit (up to -10% from the optimal RMSE). This approach is similar to the GLUE uncertainty assessment method (Beven 1992). The uncertainty estimation procedure is illustrated in Figure 2. The 10% threshold was set as follows. For each pulse, we generated a set of synthetic MRS records composed of measured MRS signal with added random noise of the amplitude corresponding to noise measurements before the pulse. This synthetic signal was processed using the same filtering as for the real data. The standard deviation of the estimated  $e$  and  $T_2^*$  representing uncertainty in the signal parameters. We have found that for presented data set the standard deviation was varying between 6 and 9% of the signal amplitude and we prescribe the safe value of 10% as the uncertainty estimate.

## Inversion approach and model uncertainty

Least-squares inversion of the MRS signal was performed using SAMOVAR software 11x62 based on amplitude processing of complex signals using the Thikhonov regularization (Legchenko 2004). The goal of the inversion process is to find the  $(\theta_{MRS}, T_2^*)$  distribution with depth (i.e., the 1-D model) that best accounts for the recorded MRS signal. The workflow inversion procedure used in this study can be summarized as follows (Legchenko 2002): (i) the inversion of the initial amplitude leads to the water content distribution  $(\theta_{MRS}, T_2^*)$ , (ii) each  $(\theta_{MRS}, T_2^*)(t, z)$  is fit by an exponential function, thus providing the  $T_2^*$  values.

The solution of the inversion problem is not unique because: (i) the measured data is corrupted by noise, and (ii) buried water layers that have equal water volumes (product of water content per layer thickness) can yield equivalent MRS responses (Legchenko 2002). The inversion problem must therefore be constrained either by reducing the number of model parameters (block inversion, i.e. small number of discrete layers having individual water contents and boundary depths), or by constraining the model parameters (smooth inversion, i.e. larger number of layers with fixed boundaries but minimized variation of water content between adjacent blocks) (Yaramanci 2007).

We targeted the soundings performed this study to different geological units and we had no information regarding lithological variations with depth. We therefore use a smooth, singular value decomposition (SVD)-based inversion procedure (Legchenko 2013) that requires no a priori knowledge on the data :

(i) model layers (number and bounds) are selected with respect to singular values distribution. Assuming a zero smoothing factor, the number of layers is set so that without regularization the resolution matrix is close to the identical matrix. (ii) then the smoothing factor is chosen as a compromise between the smoothness of solution and the accuracy of data fit. In general, a larger smoothing factor makes it possible to stabilize the inversion but degrades resolution and datafit.

The SVD inversion also provides an estimate of the solution uncertainty given by the standard deviation of the inverse model. To estimate the vertical resolution of the inversion, we use the primary diagonal of the model resolution matrix ("depth resolution") which shows how well the particular layers can be resolved. Values close to one correspond to well resolved layers in the inversion results. We also estimate the maximum resolution depth, which is arbitrary defined as the maximum depth of layers with a depth resolution of 0.5. The maximum resolution depth is always smaller than the sounding investigation depth.

## Results

Soundings performed at 14 of the 16 selected sites meet the quality criteria, thirteen of them have an average S/N > 2, which confirms (i) the applicability of the MRS method to the study area, and (ii) the fact that water storage in the unsaturated zone of karst may yield measurable MRS signals. No significant temporal change in the signal amplitude and relaxation time is observed, which means that water storage variations are below the MRS detection threshold.

Significant variability is observed in both the initial amplitude and the relaxation time of the MRS signals. For example, for eight square loops measured initial amplitudes range from less than 20 nV up to 220 nV whereas average noise is about 15 nV. MRS parameters make it possible to discriminate between different geological settings. For all loop settings, average  $T_2^*$  is higher than 120 ms for soundings performed in the ruiniform dolomite environment whereas it is lower than 100 ms for siliceous limestones. It was impossible to estimate  $T_2^*$  of marly limestone because of the small signal amplitude (below 20 nV).

The vertical distribution of water content observed in core samples at one site and generalized as a result of to MRS prospecting enable us to improve conceptual models of water storage in karst systems. Indeed, the epikarst is usually assumed to have a large capacitive function as compared to that of the underlying infiltration zone and thus to play a major role in seasonal water storage (Klimchouk 2004). In the Durzon karst system, the dominant role of the epikarst in seasonal water storage is shown by surface-to-depth gravity surveys (Deville 2011). Even so, MRS investigations for the most part show constant or increasing water content and relaxation time with depth.

Assuming a 10 m maximum epikarst thickness, it is also seen that for most soundings, the average MRS water content is higher in the infiltration zone than in the epikarst zone.

These results suggest that, at the watershed scale, the infiltration zone is the major water storage entity for permanent water storage. This has important consequences for the quantity and quality of recharged water because a high water content in the soil and rock facilitates the piston flow effect (Lange 2010). In the Durzon spring catchment, surface runoff is limited due to the mild relief but the high water content of the infiltration zone may as a result speed up the flood dynamics. The outflow of highly mineralized water during flood events (Bondu 2012) is also consistent with long residence time in the infiltration zone.

The infiltration zone's key role in water storage was already shown in the 600-m thick infiltration zone of the Fontaine de Vaulcure karst system (Emblanch 2003). Our findings show that the infiltration zone may also play a key role in karst systems with moderate-thickness (~100 m) infiltration zones. This result cannot be generalized to all karst systems because structure and therefore functioning of karst aquifers varies widely. However, the dominant role of the epikarst, which is often assumed in conceptual models should be tempered.

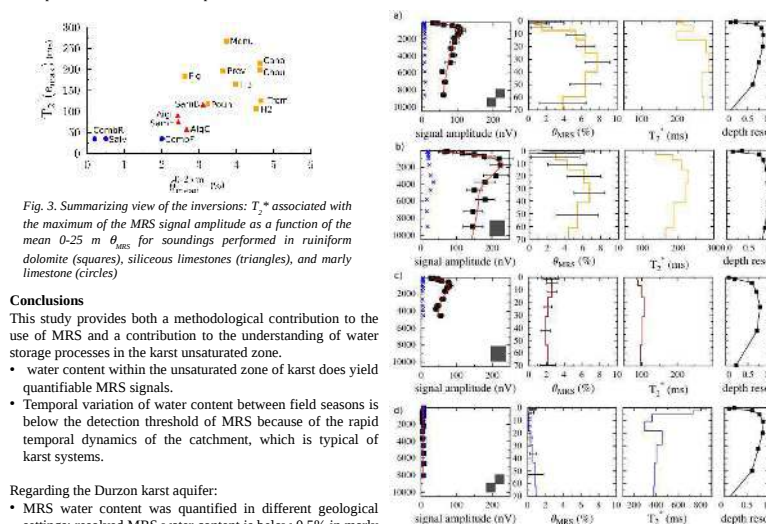


Fig. 3. Summarizing view of the inversions:  $T_2^*$  associated with the maximum of the MRS signal amplitude as a function of the mean 0-25 m  $\theta_{MRS}$  for soundings performed in ruiniform dolomite (squares), siliceous limestones (triangles), and marly limestone (circles)

## Conclusions

This study provides both a methodological contribution to the use of MRS and a contribution to the understanding of water storage processes in the karst unsaturated zone.

- water content within the unsaturated zone of karst does yield quantifiable MRS signals.
- Temporal variation of water content between field seasons is below the detection threshold of MRS because of the rapid temporal dynamics of the catchment, which is typical of karst systems.

Regarding the Durzon karst aquifer:

- MRS water content was quantified in different geological settings: resolved MRS water content is below 0.5% in marly limestones, and ranges from 2.5 to 5 % in siliceous limestones and from 2 to 20 % in ruiniform dolomite.
- In most soundings, MRS water content is either constant or increases with depth, which demonstrates that the infiltration zone may be the major water storage entity for permanent water storage.

## References

- Beven K., 2002. Towards a coherent philosophy for modelling the environment, Proceedings of the royal society A, 458(2026)
- Bondu-Cruel, R., 2012. Utilisation des traces atmosphériques émergeantes pour caractériser les conditions de recharge et les temps de résidence des eaux dans les systèmes karstiques: Master's thesis, Université Montpellier II.
- Deville S., C. Champollion, J. Chey, E. Dorel, R. Mayer, P. Vernant, 2011. Studying unsaturated karst water storage properties by time lapse surface depth gravity measurements: American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract G43C-07, C7.
- Emblanch, C., G. Zuppi, J. Maury, B. Blavoux, and C. Rastet, 2003. Carbon 13 of TDC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaulcure karst system (Southeastern France): Journal of Hydrology, 279, 262-274.
- Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution: Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 2, 1-13.
- Lange, J., Y. Arbel, T. Grodz, and N. Greenbaum, 2010. Water percolation process studies in a mediterranean karst area: Hydrological Processes, 24, 1866-1879.
- Legchenko, A., and Valla, P., 2002. A review of the basic principles for ground magnetic resonance sounding measurements: Journal of Applied Geophysics, 55, 3-19.
- Legchenko, A., J. M. Baltassat, A. Bouchet, C. Marin, H. Robin, and J. M. Voillamant, 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization: Grand Water, 42, 363-373.
- Lubczynski M., and J. Roy, 2005. MRS contribution to hydrogeological system parametrization: Near Surface Geophysics, 3, 131-139.
- Inversion of Magnetic Resonance Sounding data: Bollettino Geofisico y Minero, 118, 473-480.
- Yaramanci U., and M. Herrich, 2007. Inversion of Magnetic Resonance Sounding data: Bollettino Geofisico y Minero, 118, 473-480.
- See companion papers (1) Mazzilli N., M. Bouchet, K. Chalikhakis, A. Legchenko, H. Jourde, C. Champollion, (2016). Contribution of Magnetic Resonance Soundings for characterizing water storage in the unsaturated zone of karst aquifers. Geophysics, 81(4) and (2) Legchenko A., Conte J.-C., Ollender, U., Voillamant J.M., Lawson F., Wolb J. 2017. Surface NMR inversion for water volume. Submitted to Journal of Applied Geophysics