



HAL
open science

Gravimétrie et surveillance sismique pour la modélisation hydrologique en milieu karstique : application au bassin du Durzon (Larzac, France)

Benjamin Fores

► **To cite this version:**

Benjamin Fores. Gravimétrie et surveillance sismique pour la modélisation hydrologique en milieu karstique : application au bassin du Durzon (Larzac, France). Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2016. Français. NNT : 2016MONTT128 . tel-01649606

HAL Id: tel-01649606

<https://theses.hal.science/tel-01649606>

Submitted on 27 Nov 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

**Préparée au sein de l'école doctorale GAIA
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier**

Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par Benjamin FORES

**Gravimétrie et surveillance sismique pour
la modélisation hydrologique en milieu
karstique**

Application au bassin du Durzon (Larzac, France)

Soutenue le 24 Novembre 2016 devant le jury composé de

Cédric CHAMPOLLION	MCf	Université de Montpellier	Directeur
Jean CHERY	DR	Université de Montpellier	Président
Olivier FRANCIS	PR	Université du Luxembourg	Rapporteur
Stéphane GARAMBOIS	MCf	Université de Grenoble	Examineur
Laurent LONGUEVERGNE	MCf	Université de Rennes	Invité
Naomi MAZZILLI	MCf	Université d'Avignon	Invité
Frédéric NGUYEN	MCf	Université de Liège	Rapporteur
Catherine TRUFFERT	DR	IRIS instruments	Examineur



Résumé

Les **aquifères karstiques** représentent des ressources en eau essentielles dans de nombreuses régions du monde comme le **bassin Méditerranéen**. Cependant, de par les processus complexes de karstification, ces aquifères sont **hétérogènes** à de nombreuses échelles et vulnérables. Dans cette thèse, nous étudions le potentiel de **la gravimétrie** et du **bruit sismique ambiant** pour la **modélisation hydrologique** en milieu karstique.

Le site **dolomitique** de l'**observatoire « GEK »**, sur le bassin du **Durzon** dans le **Larzac**, est le site d'étude privilégié de ces travaux. Dans l'observatoire, un **gravimètre supraconducteur** dédié à l'hydrologie mesure depuis 2011 les variations de gravité en continu et à une très haute précision, pour la première fois sur un karst. Des **modèles hydrologiques conceptuels** ont été réalisés à partir de cette surveillance gravimétrique et ont permis de poser les bases de **modèles physiques** d'écoulements 1-D. En effet la gravimétrie, **intégratrice**, permet **1)** de considérer l'**épikarst** localement **hétérogène** comme un milieu **tabulaire équivalent** et **2)** de définir les types de transfert à l'œuvre sur le site. En particulier, **l'absence de transfert rapide** dans l'épikarst a été quantifiée avec précision pour la première fois à l'échelle du terrain (~100 m). A l'aide de **données météorologiques locales**, un **bilan de masse précis** a permis de définir **le flux en limite inférieure** du modèle à 1 mm.jour^{-1} . Ce flux s'est montré **représentatif du débit de basses-eaux** de la source drainant l'ensemble du bassin. Ce résultat suppose une homogénéité de l'épikarst dolomitique quasiment à l'échelle du bassin. Les **paramètres** des modèles physiques ont ensuite pu être **calibrés** à l'aide **d'un an d'intercorrélation** du **bruit sismique ambiant** entre deux stations. Les variations de vitesses de phase obtenues entre 6 et 8 Hz nous ont servi de « **chronomètre** » pour suivre l'infiltration entre 30 et 60 m de profondeur. La surveillance passive des variations de vitesses sismiques par intercorrélation du bruit sismique ambiant montre ainsi un fort potentiel pour l'étude des **zones critiques** profondes et complexes à l'échelle du terrain et peut combler la lacune instrumentale qui existe actuellement en hydrologie.

Des campagnes répétées de mesures avec un **gravimètre portable** à ressort ont également mis en évidence le fonctionnement différent de deux épikarsts et leur variabilité à l'échelle de la centaine de mètres. Des mesures mensuelles autour de l'observatoire ont mis en évidence **l'homogénéité spatiale** de cet **épikarst dolomitique** : toutes les stations ont les mêmes variations temporelles de stock d'eau. Au contraire, des mesures saisonnières en surface et en profondeur le long de la galerie souterraine **calcaire** de l'abîme de Saint-Ferréol ont montré une **variabilité spatiale forte** du stockage ainsi que du **transfert rapide**. La lithologie de l'épikarst est donc suspectée de jouer un rôle dans sa capacité de stockage. Lors de ces campagnes, la faiblesse du signal recherché a nécessité une méthodologie précautionneuse et un **effet de température** sur les mesures des gravimètres relatifs à ressort a été observé sur le terrain et **quantifié** en laboratoire.

Mots-clés : Karst, Zone non saturée, Hydrogravimétrie, Gravimètre supraconducteur, Modélisation hydrologique, Bruit sismique ambiant

Abstract

Karstic aquifers represent the most important fresh water reservoirs in many regions of the world like the **Mediterranean Basin**. However, because of complex processes of karstification, those aquifers are highly **heterogeneous** at all spatial scales and vulnerable to contamination. In this dissertation, we studied the potential of **gravimetry** and **ambient seismic noise** for hydrological modeling in karstic areas.

The **dolomitic** area surrounding the “**GEK**” observatory in the **Durzon** catchment on the **Larzac** plateau, in France, is the preferred site for these studies. Inside the observatory, a **superconducting gravimeter** dedicated to hydrology has continuously measured gravity changes since 2011 with high precision, undertaken for the first time on a karst. From this gravity monitoring, we made **conceptual hydrological models** which laid the foundation of 1-D flow **physical models**. Indeed, gravimetry is an **integrative** hydro-geophysical method which allows **1)** to consider the **epikarst**, locally heterogeneous as an **equivalent tabular** medium and **2)** to define the types of transfer (fast & slow) occurring at the site. Especially, the **lack of fast transfer** through the GEK epikarst was precisely quantified for the first time at the field scale (~100 m). Gravity-driven **water mass balance** with **local meteorological data** (evapotranspiration from a flux tower and precipitation) allowed setting the **bottom outlet** of the model to $1 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$. This flow has proved to be representative of the **low-flow discharge** at the only spring which represents all groundwater outflows from the catchment. This result supposes the homogeneity of the dolomitic epikarst almost at the basin scale. Model parameters were next **calibrated** using one year of **ambient seismic noise** monitored at two stations. Phase velocity changes obtained by cross-correlating the noise between 6 and 8 Hz were used as a “**timer**” to follow the water infiltration between a depth of 30 and 60 meters. Thus, monitoring seismic velocity changes using ambient seismic noise demonstrates great potential for the study of deep and complex **critical zones** and could fill the instrumental gap currently existing in hydrology.

Time-lapse gravity measurements with a spring-based **portable gravimeter** have also demonstrated the different behavior of two epikarsts and their variability at the scale of a few hundred meters. Monthly measurements around the observatory revealed the spatial homogeneity of this **dolomitic epikarst**: all the stations showed the same water storage changes. On the contrary, seasonal surface to depth gravity measurements along the underground passage of the Saint-Ferréol sinkhole, in **limestone**, have shown **fast transfer** and **strong spatial variability** of water storage. Lithology is then expected to play a part in the epikarst capacity to retain water. The precision needed to measure the weak hydrological induced signals during those surveys required robust methodology and an **ambient temperature effect** on measurements with spring-based gravimeter was observed in the field and **quantified** in the laboratory.

Keywords: Karst, Unsaturated Zone, Hydrogravimetry, Superconducting gravimeter, Hydrological modeling, Ambient seismic noise

Remerciements...

Montpellier : la ville, son ambiance, ses plages, mais surtout son arrière-pays... ces 3 années passées dans le Languedoc, où je n'étais jamais venu, auront été magnifiques et pleines de souvenirs... dire que je suis content de rester une année supplémentaire serait bien en dessous de la réalité ! Et il y a un grand nombre de personnes que j'aimerais remercier pour cela. Il ne faut pas voir d'ordre dans ces remerciements : les noms apparaissent dans l'ordre où ils me viennent à l'esprit... en espérant oublier le moins de monde possible...

Peut-être parce que la soutenance se rapproche, je pense tout d'abord à mes deux rapporteurs. Messieurs Olivier Francis et Frédéric Nguyen, je vous remercie d'avoir dû accepter, un peu au dernier moment, la charge d'évaluer mes travaux. Je remercie également tous les membres du Jury qui ont prévu de venir assister et évaluer ma défense : Naomi Mazzilli, Catherine Truffert, Jean Chéry, Stéphane Garambois et Laurent Longuevergne. Un très grand merci à Pauline également, qui a organisé le séjour de tout le monde.

Quoi de plus classique ensuite que de remercier son directeur de thèse ? Pourtant, quand on ne connaît pas du tout la personne avec qui l'on va échanger pendant 3 longues années, on a de quoi être inquiet... et dans mon cas j'estime avoir eu beaucoup de chance. Cédric, je te remercie sincèrement, et absolument pas par politesse ou convention. Tu es un grand chercheur et j'ai beaucoup appris de toi. Merci pour ta disponibilité, ta confiance et ta vision humaine de la recherche.

Je remercie également toutes les personnes avec qui j'ai eu plaisir à travailler ou échanger durant cette thèse. Nicolas, sans qui rien de ce qui implique un gravimètre n'aurait été possible (c'est-à-dire pas loin de la totalité de cette thèse). Jean bien sûr, Julie, Erik, Philippe, Stéphanie, Rodolphe, Christelle, Stéphane, Alexia, Juliette, Olivier et beaucoup d'autres m'ont été d'une grande aide et je les en remercie chaleureusement.

Rien n'aurait été possible sans les financements de l'ANR, de la région, de l'OSU OREME et de l'ORE H+, pas plus que sans les CG5 et les sismomètres de GMOB et SISMOB ou l'analyseur de gaz du laboratoire d'écologie de Montpellier. Merci aussi au Parc Naturel Régional des Grands Causses. Merci à Brice Boudevillain pour l'envoi rapide des données météo chaque fois que j'en avais besoin. Je tiens également à remercier ici Bernard Rouve, qui a hébergé l'un de nos sismomètres pendant 1 an, pour son hospitalité et sa grande disponibilité.

Et puis après le boulot... y'a les copains !! Je ne pourrais jamais assez vous remercier pour les innombrables bons moments que j'ai passé ici : toute les sorties (dont quelques-unes

sous terre !), les soirées à la plage ou à la rivière, en ville ou chez les uns et les autres (mais beaucoup chez Lise et Audrey quand même !), les congrès, le tennis, le foot et le badminton, le séjour au ski... et plus simplement, merci pour tous les moments passés ensemble, les rigolades (tous) les midis, les pauses sur le muret... bon ça va être fouillis et je vais forcément oublier du monde, il va falloir me pardonner....

Merci donc à Yannick, Antoine, Gianluca, Laure, Nathalie et tant d'autres pour m'avoir accueilli et rapidement intégré. Pensée spéciale pour Cyprien... Cyp, ma gueule, bon anniversaire ! Je remercie (ou plutôt je m'excuse auprès de) Maxime, Lise et Alizia qui m'ont supporté dans notre bureau, et qui vont devoir me supporter encore un peu. Robin, merci pour ta (trop) bonne humeur permanente (un trait commun à l'ensemble des doctorants au passage), pour m'avoir initié à la spéléo, et pour les fous rires en Italie aux côtés de Stéphanie, de Matthieu et des M2. Anaïs, on continue de se voir au bad, mais après aussi j'espère! Anita et Dino, on replonge quand vous voulez ! Olivier, Barbara, Mushegh, Ninh, Manon et Sam: merci pour tout. Sven : thanks man ;) Carlotta, ciao ragazza ! Merci à Romain et à Lise une seconde fois, mes compagnons de galère pendant la rédaction : on aura bien rigolé jusqu'au bout. Et puis allez ! Lise, merci une troisième fois pour toutes les soirées et les repas chez toi. Gwen : merci pour ton aide bienvenue sur la sismo à la fin... and I hope to see you aGain !! (désolé j'ai pas pu m'en empêcher). Merci à toi aussi Marie : après notre Master, tu es venue travailler quelques mois à Montpellier et c'est avec toi que j'ai commencé à découvrir l'Hérault. Mélodie, merci pour cette chouette semaine de terrain en Andalousie. Enfin, Audrey et Séverine... Audrey et Séverine, je vous remercie du fond du cœur. Sachez que vous pourrez toujours compter sur moi. Merci de m'avoir mis à l'escalade, merci pour toutes les soirées et les sorties que vous avez organisé, merci pour les week-ends dans les Calanques et les Pyrénées. Je vous remercie même pour vos repas de hippies ou le réveil à 3h du mat pour déplacer la tente ! C'est ça qui fait les meilleurs souvenirs au final... Encore merci à vous tous, et vive l'année qui vient!

Je voudrais maintenant dire ici un immense merci à ma famille : ma mère, mon père et mes deux frères. Je sais que je ne suis pas très démonstratif par nature mais je sais aussi que je vous dois tout.

Et j'ai failli oublier de remercier les relecteurs de mon manuscrit. Une seconde fois, je remercie donc ma mère (qui a tout lu !), Olivier et Laure (après tant de remerciements vous avez intérêt à ne pas avoir laissé trop de fautes !).

J'ai dit qu'il n'y avait pas d'ordre... mais je tenais à terminer par toi Virginie. Merci d'être restée 3 ans de plus à mes côtés malgré l'accueil de la distance. Je suis heureux avec toi.

Table des matières

1. Problématique et Enjeux	15
2. Hydrogravimétrie	19
1. Comment l'hydrologie impacte t'elle la gravité ?	21
1.1. Impact gravimétrique de l'eau à l'échelle continentale	22
1.1.1. <i>Attraction newtonienne</i>	22
1.1.2. <i>Surcharge continentale et déformation élastique</i>	23
1.2. Impact gravimétrique de l'eau à l'échelle locale	24
1.2.1. <i>Effet d'un plateau infini</i>	24
1.2.2. <i>Formes complexes : éléments finis (prismes)</i>	26
2. Du signal gravimétrique total aux résidus hydrologiques	27
2.1. Variations temporelles	27
2.1.1. <i>Effets de marées</i>	27
2.1.2. <i>Variations de pression atmosphérique</i>	29
2.1.3. <i>Mouvement des pôles</i>	29
2.2. Variations spatiales	30
2.2.1. <i>Correction d'air libre</i>	30
2.2.2. <i>Correction topographique</i>	30
2.3. Corrections instrumentales	30
3. Applications concrètes de l'Hydrogravimétrie terrestre	31
3.1. Localisation, redistribution et autres processus hydrologiques	31
3.2. Calibration de modèles hydrologiques	32
3.3. Autres méthodes hydrogéophysiques	32
3. Les karsts	35
1. Un karst : une histoire liée à l'eau	36
1.1. Karstifications et évolutions	36
1.1.1. <i>Karstification</i>	36
1.1.2. <i>Evolution</i>	37
1.1.3. <i>Lexique karstique</i>	38
1.2. Entités karstiques et fonctionnements hydrologiques	39
1.2.1. <i>L'épikarst</i>	39
1.2.2. <i>La zone d'infiltration</i>	40
1.2.3. <i>La zone phréatique</i>	41
1.3. Typologie karstique	41

1.4.	Hétérogénéité des karsts	42
2.	Outils de l'hydrologie karstique	43
2.1.	Hydrogrammes.....	43
2.2.	Autres méthodes.....	44
2.2.1.	<i>Traçages</i>	<i>44</i>
2.2.2.	<i>Chimie des eaux.....</i>	<i>45</i>
2.2.3.	<i>Bilans de masses pluriannuels.....</i>	<i>45</i>
2.2.4.	<i>Expérimentations in situ.....</i>	<i>45</i>
3.	Modélisation du fonctionnement hydrologique	47
3.1.	Modèles conceptuels par fonction de transfert	47
3.2.	Modèles conceptuels à réservoirs	47
3.3.	Modèles physiques.....	49
3.4.	Limites actuelles et apport de la géophysique aux modèles	51
4.	La zone étudiée	53
1.	Contexte régional	54
2.	Le système karstique du Durzon.....	56
2.1.	Lithologie	56
2.2.	Structure et Fracturation.....	58
2.3.	Hydrologie	58
2.3.1.	<i>Géomorphologie et topographie.....</i>	<i>58</i>
2.3.2.	<i>La source du Durzon</i>	<i>59</i>
2.3.3.	<i>Stockage épikarstique</i>	<i>60</i>
3.	L'observatoire GEK « Géodésie en Environnement Karstique ».....	61
3.1.	Topographie	62
3.2.	Hydrogéologie de l'épikarst du GEK.....	63
3.2.1.	<i>Fracturation et altération.....</i>	<i>63</i>
3.2.2.	<i>Piézométrie.....</i>	<i>64</i>
3.2.3.	<i>Teneur en eau et porosité.....</i>	<i>65</i>
3.3.	Instrumentation permanente de l'observatoire	65
4.	Contexte climatique et chroniques météorologiques.....	67
4.1.	Précipitations.....	67
4.1.1.	<i>Contexte</i>	<i>67</i>
4.1.2.	<i>Données disponibles</i>	<i>67</i>
4.2.	Evapotranspiration	69
4.2.1.	<i>Evaporation réelle par Eddy Correlation</i>	<i>69</i>
4.2.2.	<i>La tour de flux du GEK</i>	<i>70</i>
4.2.3.	<i>Evapotranspiration potentielle.....</i>	<i>74</i>

4.2.4.	<i>Evaporation utilisée et plus-value</i>	75
5.	Les gravimètres utilisés	77
1.	Introduction	77
2.	Le gravimètre relatif supraconducteur iGrav #002	81
2.1.	Principe des gravimètres supraconducteurs.....	81
2.2.	Traitement des données	84
2.2.1.	<i>Calibration</i>	84
2.2.2.	<i>Prétraitement des données</i>	86
2.2.3.	<i>Dérive instrumentale</i>	88
2.2.4.	<i>Correction des surcharges non locales</i>	88
2.2.5.	<i>Marées, pôles et pression locale</i>	89
2.2.6.	<i>Récapitulatif</i>	90
2.3.	Relation entre résidus et gravimétrie : effet de site	91
2.4.	Bruit et performances de l'iGrav #002 : comparaison avec d'anciens instruments	93
2.4.1.	<i>Densité de puissance spectrale et origine du bruit</i>	93
2.4.2.	<i>'Seismic Noise Magnitude' (SNM)</i>	96
2.4.3.	<i>Variance d'Allan</i>	98
2.5.	Suivi de l'inclinaison de l'iGrav	99
2.5.1.	<i>Unités et orientation</i>	100
2.5.1.	<i>Corrélation avec la température</i>	100
3.	Le gravimètre à ressort CG5#167	102
3.1.	Publication : 'Impact of ambient temperature on spring-based gravimeters' ..	102
3.2.	Synthèse de la publication et applications.....	115
3.3.	Autres précautions nécessaires	116
3.3.1.	<i>Effet du transport et relaxation</i>	116
3.4.	Incertitudes associées aux mesures	118
6.	Variabilité spatiale du stockage	119
1.	Motivations	119
2.	Variation spatiale du stockage sur le site du GEK	121
2.1.	Méthodologie	121
2.1.1.	<i>Plan de positionnement et corrections</i>	121
2.1.2.	<i>Assemblage des campagnes temporelles</i>	124
2.2.	Discussion des résultats	125
2.2.1.	<i>Signal à long terme</i>	126
2.2.2.	<i>Réponse à court-terme après les pluies</i>	128

3. Variations spatiales et temporelles du stockage épikarstique : la galerie de l'abime de Saint-Ferréol	130
3.1. Histoire du site et contexte géologique	132
3.1.1. Histoire du site.....	132
3.1.2. Contexte géologique général	135
3.1.3. Contexte géologique local	135
3.1.4. Observations hydrogéologiques dans la galerie	136
3.2. Méthodologie des mesures gravimétriques	139
3.2.1. Plan de mesure	139
3.2.2. Correction de la dérive, des marées et de la température ambiante	142
3.3. Calcul des mesures surface-profondeurs et doubles différences.....	143
3.3.1. Correction de topographie	144
3.3.2. Correction des cavités.....	146
3.4. Estimation des paramètres du milieu	147
3.4.1. Masse volumique apparente	148
3.4.2. Porosité.....	149
3.5. Interprétation des variations temporelles et spatiales des mesures S2D	150
3.5.1. Volume investigué	150
3.5.2. Variations spatiales de stockage.....	150
3.6. Bilans de masse et modèles	153
3.7. Discussion et futures expérimentations	156
4. Synthèse sur la variabilité spatiale	159
7. Modélisation des variations temporelles du stockage sous l'observatoire.....	161
1. Introduction	161
2. Outils d'inversion.....	162
2.1. Optimisation : l'algorithme de voisinage	162
2.2. Fonction objectif : le KGE	164
3. Publication: 'Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification'	165
4. Compléments à la publication.....	187
4.1. Synthèse de la publication	187
4.1.1. Synthèse des observations directes.....	187
4.1.2. Synthèse des modèles à réservoirs	188
4.2. Modèles à réservoirs supplémentaires.....	189
4.2.1. Réservoir « index de pluies »	189
4.2.2. Modèles à l'échelle du bassin.....	192

5. Interprétation hydrogéologique.....	195
6. Intégration des données de l'iGrav dans des modèles physiques 1-D.....	198
6.1. Justifications.....	198
6.2. Hydrus 1-D.....	198
6.2.1. <i>Ecoulement en milieu non saturé</i>	198
6.2.2. <i>Discrétisation et taille du modèle</i>	200
6.2.3. <i>Nombre de matériaux</i>	200
6.2.4. <i>Conditions aux limites</i>	201
6.2.5. <i>Conditions initiales et période de chauffe</i>	202
6.2.6. <i>Simulation des variations de gravité</i>	203
6.2.7. <i>Optimisation des paramètres</i>	204
7. Résultats des modèles physiques Hydrus 1-D.....	205
7.1. Modèles contraints par gravimétrie.....	205
7.2. Modèles contraints par la piézométrie.....	207
8. Conclusions de l'apport gravimétrique à la modélisation.....	212
8.1. Modèles à réservoirs.....	212
8.2. Modèles Hydrus.....	212
8. Assimilation du suivi des variations de vitesse des ondes de surface.....	213
1. Motivations.....	213
2. Variations des vitesses des ondes de surface.....	215
2.1. Les ondes de Rayleigh.....	215
2.2. Profondeur d'investigation.....	215
2.2.1. <i>Cas d'un milieu homogène</i>	216
2.2.2. <i>Cas d'un milieu tabulaire</i>	217
3. Intercorrélation du bruit sismique ambiant.....	222
3.1. Reconstruction de la fonction de Green des ondes de surface.....	222
3.2. Surveillance des variations des vitesses des ondes de surface.....	223
3.3. Intégration dans les modèles hydrologiques.....	225
3.3.1. <i>Relations de Biot-Gassmann</i>	225
3.3.2. <i>Calcul des variations des ondes S</i>	226
3.3.3. <i>Le problème des ondes P</i>	227
3.3.4. <i>Calcul des nouvelles vitesses R</i>	228
4. Application au GEK.....	230
4.1. Présentation des stations.....	230
4.2. Origine et fréquences du bruit.....	231
4.3. Traitement des données.....	234

5. Publication: ‘Ambient seismic noise allows estimation of hydraulic conductivity in deep unsaturated media’	236
6. Synthèse de la publication et compléments	246
6.1. Principaux résultats	246
6.2. Impact du profil initial de V_S	246
6.3. dV/V expérimentaux	248
6.4. Autres origines possibles du signal	251
6.4.1. Anisotropie du milieu.....	252
6.4.2. Effet physico-chimique	254
6.4.3. Effet indépendant de l’hydrologie : température.....	255
7. Conclusions	257
9. Synthèse et perspectives	259
1. Apports et limites de l’hydrogravimétrie	259
2. Le site dolomitique du GEK	260
2.1. Bilans de masse basés sur la gravimétrie.....	260
2.2. Modèles 1-D basés sur la gravimétrie	262
2.3. Apports de la sismologie passive	262
2.4. Importance des données météorologiques locales	264
3. Calcaires de Campestre : un fonctionnement différent ?	264
4. Des modèles spatialisés en perspective ?	265
5. Des applications à d’autres systèmes hydrologiques ?	267
Références.....	269

1. Problématique et Enjeux

La géologie et le climat ont façonné chaque karst en un objet unique. Ainsi l'on parle plus généralement des karsts que du karst. Hiérarchisés et hétérogènes, à toute les échelles, les aquifères karstiques sont emblématiques des systèmes complexes en géosciences. Ils sont des défis (à la fois scientifiques, techniques et sociétaux) pour l'exploitation et la gestion de leur ressource en eau ainsi que la préservation de leur qualité. Nous pouvons citer ici le cas du captage du Lez, 40 m sous terre et directement dans les cavités souterraines noyées pour l'approvisionnement en eau potable d'une grande partie de la ville de Montpellier. Un forage quelques mètres à côté n'aurait pourtant donné aucun débit ! Les aquifères karstiques sont également vulnérables et leur protection représente un défi: un karst peut en effet être « désamorçé » en cas de surexploitation (Hartmann *et al.*, 2014a) et il est nécessaire de bien évaluer les ressources et réserves disponibles. Leur grande hétérogénéité spatiale, avec des chemins d'écoulements extrêmement rapides vers des sources souvent utilisées pour l'alimentation en eau potable, ou au contraire des zones d'infiltration très lente, rendent la définition des périmètres de protection contre la contamination très compliquée.

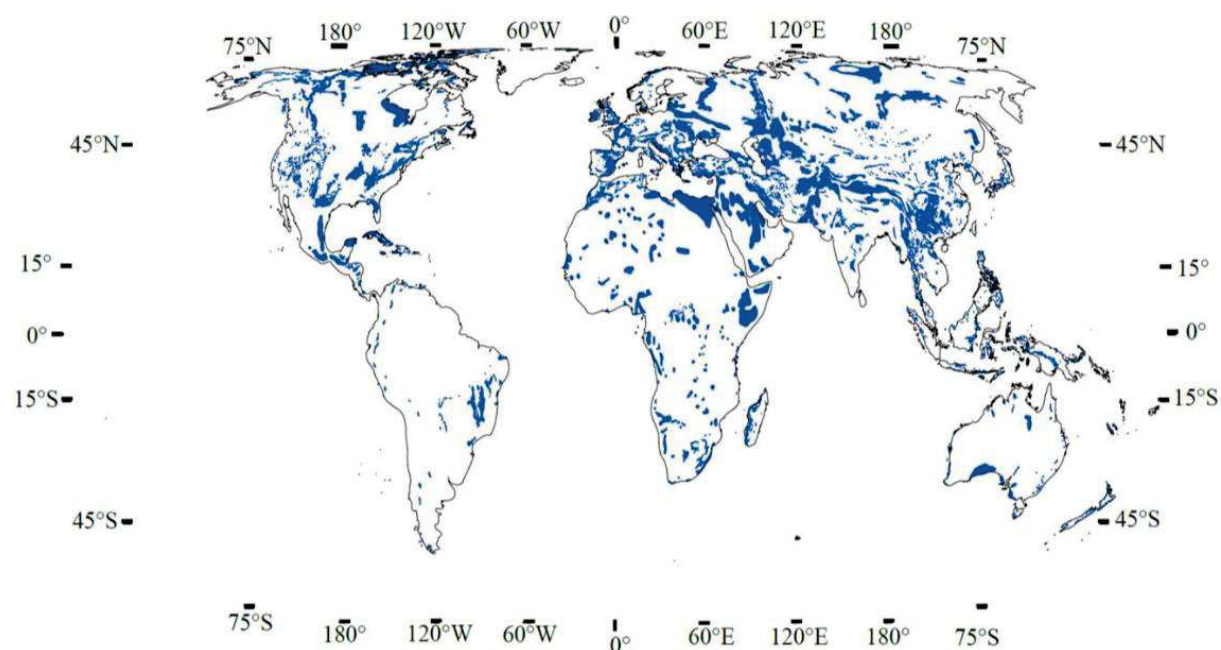


Figure 1.1 : Carte du monde des formations karstiques à l'affleurement. Dans Ford et Williams (2007), d'après Gunn (2004).

Malgré ces difficultés, les aquifères karstiques représentent des volumes très importants : les karsts affleurent sur 12% des terres émergées de la planète où l'eau est libre (i.e. hors calottes glaciaires) selon Ford et Williams (1989) et sur 35% du territoire français (Figure 1.1). Mais surtout, les ressources en eau karstique sont les seules disponibles dans de nombreuses régions du monde comme pour une grande partie du pourtour Méditerranéen (Bakalowicz, 2005). Un quart de la population mondiale dépendrait pour tout ou partie des aquifères karstiques (Ford et Williams, 2007). La connaissance de leur fonctionnement hydrologique est donc un enjeu actuel pour de nombreuses populations, et d'avenir dans un contexte de forte croissance démographique, de réchauffement climatique, et d'occupation de plus en plus intensives des sols (Loaiciga *et al.*, 2000 ; Charlier *et al.*, 2015).

Les outils de l'hydrologie classique présentent des limites pour l'étude de ces aquifères particuliers. Les forages sont extrêmement locaux et très sensibles à la variabilité spatiale. Les études de débits et de chimie aux sources, au contraire, intègrent tous les phénomènes à l'œuvre sur le bassin entier, sans résolution spatiale. La plupart des modèles hydrologiques karstiques actuels se basent sur la restitution du débit du bassin dans son ensemble. L'épikarst, ou la partie supérieure du karst, est pourtant souvent considéré comme une entité de stockage majeure des aquifères karstiques (Williams, 2008) mais il existe une vraie lacune instrumentale pour estimer ses propriétés hydrologiques à une échelle intermédiaire, celle du terrain, d'une parcelle. Or, pour faire de la modélisation spatialisée, ces informations sont critiques.

Dans la lignée des thèses de Jacob (2009), Valois (2011), Deville (2013) et Carrière (2014), nous avons appliqué dans cette thèse les méthodes géophysiques à la caractérisation de l'épikarst à l'échelle du terrain sur le bassin du Durzon, sur le Causse du Larzac. Le captage en aval de la seule résurgence du bassin est l'unique source d'alimentation en eau potable du Durzon, ce qui fait de la préservation de la qualité de l'eau un enjeu important. Nos travaux se sont particulièrement concentrés sur le site de l'observatoire **GEK** ('**G**éodésie en **E**nvironnement **K**arstique'), construit en 2011 par l'OSU OREME et le SNO H+.

La gravimétrie en particulier est l'outil central de cette thèse. Mesure non-destructive, son principal intérêt est d'être fortement intégrateur et de moyenniser les hétérogénéités locales. La gravimétrie permet ainsi de mesurer directement la variation du stock total en eau d'un site, propriété très difficile à obtenir par ailleurs.

Pour répondre aux questions soulevées par les travaux de thèses de Jacob (2009) et Deville (2013), des campagnes de micro-gravimétrie ont été entreprises pour estimer la variabilité spatiale du stockage dans l'épikarst à l'échelle de quelques centaines de mètres. Des campagnes mensuelles ont été réalisées autour de l'observatoire GEK (chapitre 6.2). Des mesures saisonnières ont également été faites pour la première fois spatialement en surface et en profondeur dans la galerie de l'abîme de Saint-Ferréol. Ce passage souterrain de 220 m de long pour une profondeur de 40 à 60 m est particulièrement adapté à cet exercice (chapitre 6.3). Dans ces études de micro-gravimétrie, la précision recherchée sur la mesure

est telle qu'une méthodologie rigoureuse est nécessaire. Un impact clair et relativement important de la température ambiante sur les mesures du gravimètre à ressort utilisé (gravimètre CG5) a notamment été mis en évidence. Investigué en laboratoire, cet effet a été quantifié et a donné lieu à une publication (Fores *et al.*, 2016b, chapitre 5.3). La correction de la température change drastiquement les résultats de nos campagnes et pourrait rétroactivement changer ceux des études antérieures.

Les travaux de cette thèse utilisent également pour la première fois pour l'hydrologie karstique un gravimètre supraconducteur, mesurant en continu et avec une très grande précision. L'instrument installé en 2011 est le nouvel iGrav dont les performances seront tout d'abord étudiées (chapitre 5.2). Le suivi continu des faibles variations du stock en eau doit permettre d'accéder aux écoulements « rapides » typiques des karsts (pertes, fractures) et permettre un suivi quantitatif tandis que les anciennes études, mensuelles et moins précises étaient plus qualitatives. Avec des données précises d'évapotranspiration et de précipitation, des bilans de masse et des modèles conceptuels à réservoirs seront réalisés (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 6.3).

Les résultats justifieront l'utilisation de modèles physique 1-D d'écoulement poreux en milieu non saturé à l'échelle d'investigation du gravimètre (chapitre 6.6). Ces modèles rendus possibles grâce à la gravimétrie ne sont absolument pas contraints en profondeur. Les 3 forages de l'observatoire sont à une échelle d'observation trop différente de la gravimétrie pour combler cette lacune. Dans le dernier chapitre de cette thèse (chapitre 8), nous proposons d'utiliser le suivi temporel des variations des vitesses des ondes de surface, obtenus par intercorrélation du bruit ambiant entre deux sismomètres, pour combler le manque de sensibilité de la gravimétrie en profondeur. En effet, les ondes de surface sont dispersives et la profondeur d'investigation dépend des longueurs d'ondes étudiées.

Ce manuscrit de thèse s'organise de la manière suivante : après un état de l'art sur l'hydrogravimétrie (chapitre 2) et les systèmes karstiques (chapitre 3), les sites d'études seront présentés (chapitre 4). Le site de l'observatoire en particulier sera détaillé ainsi que ses chroniques de pluie et d'évapotranspiration. L'importance d'avoir des données météorologiques précises mais également locales sera d'ailleurs soulignée tout au long du manuscrit. Les gravimètres utilisés seront ensuite présentés (chapitre 5) avec notamment l'étude des performances de l'iGrav et l'étude de l'impact des changements de température ambiante sur les mesures des gravimètres CG5. Viendront ensuite les études gravimétriques dans l'ordre évoqué plus haut. Tout d'abord les études de la variabilité spatiale du stockage dans l'épikarst à partir de campagnes de mesures mensuelles ou saisonnières seront présentées dans le chapitre 6. Le chapitre 7 traitera des bilans de masse ainsi que des modèles conceptuels et physiques réalisés à partir des données du gravimètre supraconducteur sur le site de l'observatoire. Enfin, l'assimilation de la sismologie passive dans les modèles physiques définis par la gravimétrie terminera cette thèse (chapitre 8).

2. Hydrogravimétrie

La **gravimétrie** est la discipline qui étudie les variations spatiales et temporelles du champ de pesanteur et le **gravimètre** est l'instrument de mesure de la gravité. Au-delà de la simple imagerie géophysique des aquifères, l'**hydrogravimétrie** est une discipline à part entière qui étudie les perturbations du champ de pesanteur et ses variations temporelles et recherche les écoulements et les processus hydrologiques qui en sont à l'origine.

Toutes les applications actuelles de l'hydrogravimétrie terrestre se font dans le cadre de la mécanique classique et se basent sur la loi universelle de gravitation telle qu'énoncée par Newton: « *deux corps s'attirent avec une force F dont l'intensité est proportionnelle au produit de leurs masses (m_1 et m_2) et à l'inverse du carré de la distance r qui les sépare* ».

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2-1)$$

Où G est la constante gravitationnelle universelle ($6.67408 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, Quinn, 2016). L'**attraction gravitationnelle** est l'accélération induite par cette force agissant sur toute masse tel que :

$$\vec{F} = m \cdot \vec{a} \quad (2-2)$$

De manière analogue aux champs électrostatiques et magnétiques, le champ d'attraction gravitationnel dérive formellement d'un **potentiel gravitationnel** en $1/r$.

L'**accélération de la pesanteur** terrestre en surface (ou simplement **gravité** ou g par abus de langage) dérive d'un **potentiel de pesanteur**. Celui-ci résulte du potentiel gravitationnel que l'on vient d'évoquer, lié aux masses dans la Terre et à leur répartition, et d'un **potentiel centrifuge** lié à la rotation de la Terre et qui s'oppose à la gravitation. La direction de \vec{g} , qui définit la verticale en tout lieu, est donc la perpendiculaire aux équipotentielles de pesanteur. On peut aussi noter que la surface équipotentielle particulière qui passe par le niveau moyen des océans prend le nom de **Géοide** et sert de référence pour la définition de l'**altitude**.

La gravité est de l'ordre de 9.81 m.s^{-2} en moyenne et varie au premier ordre en fonction de la latitude : la force centrifuge étant maximale à l'équateur, la gravité y est minimale (9.78 m.s^{-2}). Au contraire, elle est maximale aux pôles : 9.93 m.s^{-2} . Mais elle varie également avec l'éloignement au centre de la Terre, et dépend de la distribution des masses profondes et de la position des astres qui génèrent également des champs d'attraction. Longtemps considérée comme du bruit, l'hydrologie affecte aussi le champ gravitationnel avec des perturbations de l'ordre de 10^{-7} m.s^{-2} . Dans cette partie, nous verrons de quelles façons l'hydrologie perturbe le champ de gravité, et comment isoler ce signal hydrologique du signal mesuré, qui est la somme de nombreux autres effets.

Tout au long du manuscrit, nous utiliserons le plus possible les unités d'accélération du système international : le m.s^{-2} et ses sous unités. Cependant l'unité historique de mesure de la gravité est le **Gal** (en hommage à Galilée, dans le système CGS) qui est encore fréquemment utilisé (c'est l'unité utilisé par la plupart des logiciels des constructeurs de gravimètres) et peut se retrouver dans de nombreuses références et comparaisons. **Un Gal correspond à 10^{-2} m.s^{-2}** . Vu les ordres de grandeurs du signal hydrologique, nous parlerons souvent plutôt de nm.s^{-2} ou de μGal ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-2} = 10 \text{ nm.s}^{-2}$).

1. Comment l'hydrologie impacte t'elle la gravité ?

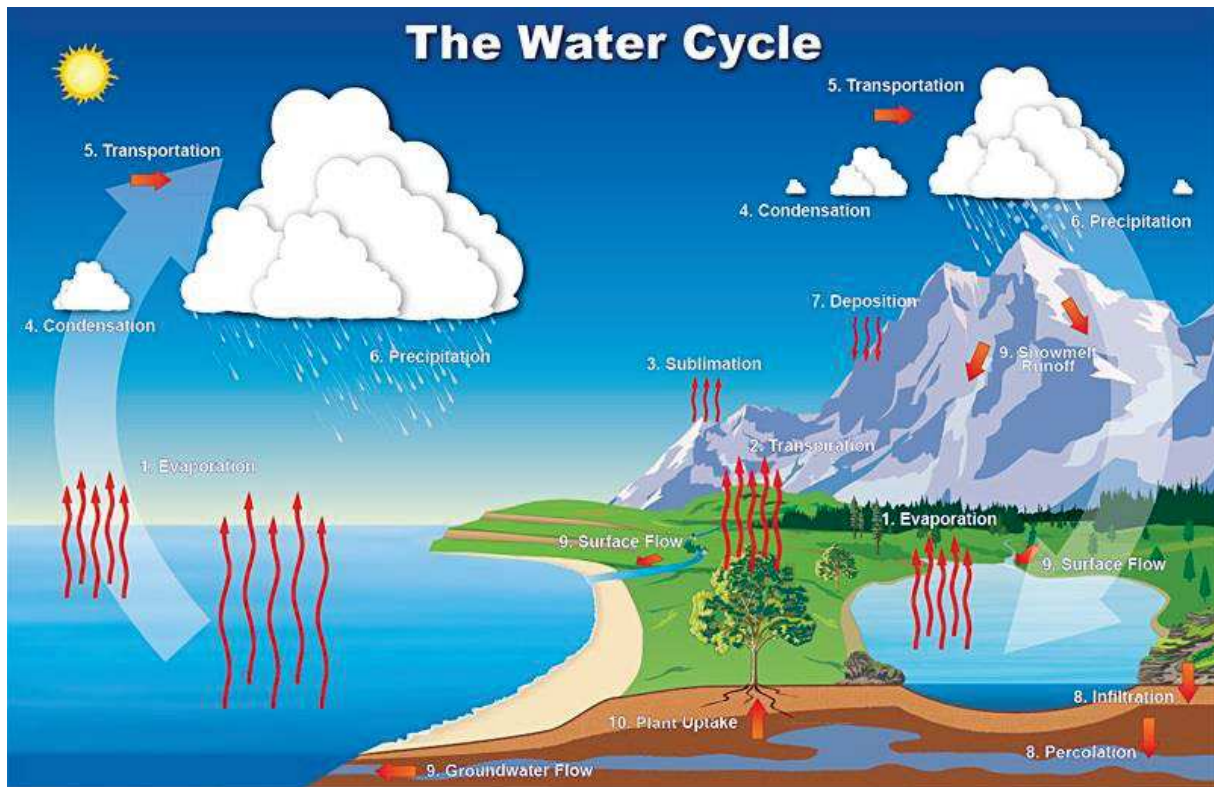


Figure 2.1 : Cycle de l'eau, http://www.education.noaa.gov/Freshwater/Water_Cycle.html.

L'eau, en mouvement permanent, est redistribuée en permanence à la surface de la terre et circule entre les quatre grands réservoirs que sont l'hydrosphère (les mers et océans), l'atmosphère, la biosphère (l'eau contenue dans les structures vivantes), et les réserves continentales : c'est ce que l'on appelle le cycle de l'eau (Figure 2.1). Ses moteurs sont principalement la gravité et l'énergie rayonnante du soleil, à l'origine des écoulements gravitaires et des changements d'état de l'eau. Dans notre contexte d'étude des systèmes karstiques, ce sont les réserves continentales qui nous intéressent particulièrement. L'eau continentale peut être divisée en deux sous-réservoirs : les eaux de surface (lacs, cours d'eau) et les eaux souterraines. Invisibles, ces dernières sont parfois difficiles à estimer. Les sorties de ce réservoir peuvent se faire par des échanges avec l'atmosphère (évapotranspiration), par des écoulements de surface (cours d'eau et ruissellement) ou différents types d'écoulements souterrains (*cf.* chapitre 3). Les entrées quant à elles proviennent en grande partie des précipitations. Dans les deux cas, le flux est très dépendant du rayonnement solaire, ce qui implique une forte saisonnalité des variations du stock d'eau continentale. Le bilan de masse du stock total en eau du système considéré (continent, bassin versant) peut donc s'écrire sous la forme suivante :

$$dS = P + A - ET - Q \quad (2-3)$$

Avec dS les variations du stock, P les entrées par précipitations, A les entrées par écoulements (souterrains et de surface), ET les sorties par évapotranspiration, et Q les sorties par écoulement. Ce stock d'eau va modifier le champ de pesanteur de trois façons différentes :

- Compte tenu de sa masse, l'eau va exercer une attraction directe, dite newtonienne, et modifier la pesanteur terrestre.
- A l'échelle globale d'un continent, les masses d'eau mises en jeu sont considérables. Leurs poids surchargent la lithosphère et induisent une flexure élastique et donc un déplacement radial et tangentiel de la surface, la rapprochant du centre de masse de la Terre et augmentant ainsi la gravité.
- Toujours à l'échelle continentale, la redistribution des masses profondes provoquée par cette flexure s'accompagne nécessairement d'un changement de leur effet d'attraction newtonienne.

On peut ainsi séparer les effets hydrologiques en deux catégories suivant l'échelle spatiale considérée (Llubes *et al.*, 2004, Table 2.1) : une échelle non-locale et une échelle locale, qui est celle qui nous intéresse dans cette thèse.

	Locale	Non-locale	
	<10 km	Régionale 10 - quelques 100 km	Continentale > quelques 100 km
Attraction Newtonienne	Significative	Négligeable	Significative
Surcharge élastique	Négligeable	Négligeable	Significative

Table 2.1 : Contributions de l'impact hydrologique sur le signal gravimétrique pour plusieurs échelles spatiales exclusives, d'après Pfeffer (2012) et Llubes *et al.* (2004).

1.1. Impact gravimétrique de l'eau à l'échelle continentale

1.1.1. Attraction newtonienne

Comme toute chose, l'eau possède une masse et va générer une attraction suivant la loi universelle gravitationnelle. Lorsque l'on considère une masse ponctuelle dm (en kg), l'attraction gravitationnelle $d\vec{g}(P)$ générée en un point P à une distance r (en m) peut s'exprimer comme suit :

$$d\vec{g}(P) = -G \frac{dm}{r^3} \vec{r} \quad (2-4)$$

A la surface, l'attraction directe de l'eau non-locale est faible par rapport aux autres signaux induits par l'hydrologie, pour deux raisons. Premièrement la pesanteur définissant la

verticale, les angles entre les masses d'eau non-locales et le point de mesure sont proches d'angles plats, même en tenant compte de la sphéricité de la terre. De plus les masses d'eau non-locales sont par définition suffisamment éloignées de l'instrument pour que l'attraction directe variant en $1/r^2$ s'en trouve rapidement très amoindrie.

1.1.2. Surcharge continentale et déformation élastique

La déformation élastique de la lithosphère induite par la charge d'eau continentale dépend de son volume, de sa répartition et des paramètres élastiques de la Terre. La fonction de transfert permettant de calculer les variations du potentiel gravitationnel lié à ces surcharges est appelée fonction de Green et est calculée pour un modèle de Terre donné. La convolution de la répartition des masses d'eau par cette fonction de Green donne l'effet gravimétrique provoqué par le déplacement radial de la surface ainsi que par la redistribution des masses. Pour le formalisme des fonctions de Green associées à la gravité et leurs calculs, le lecteur peut se référer à la publication de Farrel (1972).

Dans le cas de la gravimétrie terrestre, on s'intéresse à un aquifère en particulier et aux variations locales du stock en eau. Il est alors nécessaire de séparer le signal lié aux variations non-locales du signal lié à notre système local de taille plus modeste. Dans ces travaux de recherche, nous utilisons les effets de surcharge disponibles sur le site de l'EOST/IPGS de Strasbourg (<http://loading.u-strasbg.fr>). Ces effets ont été produits avec les fonctions de Green (Boy, 2006) calculées pour un modèle de Terre SNREI (spherical non-rotating, elastic and isotropic) et les paramètres élastiques d'un modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski et Anderson, 1981). Ces surcharges sont calculées à partir de plusieurs modèles d'estimation et de répartition des masses d'eau continentales : GLDAS/Noah (Rodell *et al.*, 2004), ECMWF operational and reanalysis (ERA interim) models, et MERRA-land (Reichle *et al.*, 2011). Leurs différences proviennent de l'origine des données hydrologiques, de la résolution spatiale et du pas de temps et peuvent produire des résultats significativement différents.

Cependant dans le cas de nos études, on ne se sert de ces modèles que pour corriger les effets de l'eau non-locale. Les contributions non-locales de ces modèles, définies comme provenant des surcharges extérieures à un rayon de 0.25° , sont assez semblables (Figure 2.2b). De plus, on ne s'intéresse qu'à leurs variations temporelles : si l'on ne tient pas compte du biais entre les modèles (Figure 2.2c), les différences dépassent rarement quelques $\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$ et ne sont jamais supérieures à $10 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ (soit une lame d'eau de 2.5 cm, voir section suivante, Eq. 2-5). C'est en dessous des erreurs de mesure de la plupart des gravimètres, à l'exception des supraconducteurs comme nous le verrons dans le chapitre 5. Pour la correction de la contribution non-locale, le choix du modèle est donc peu critique.

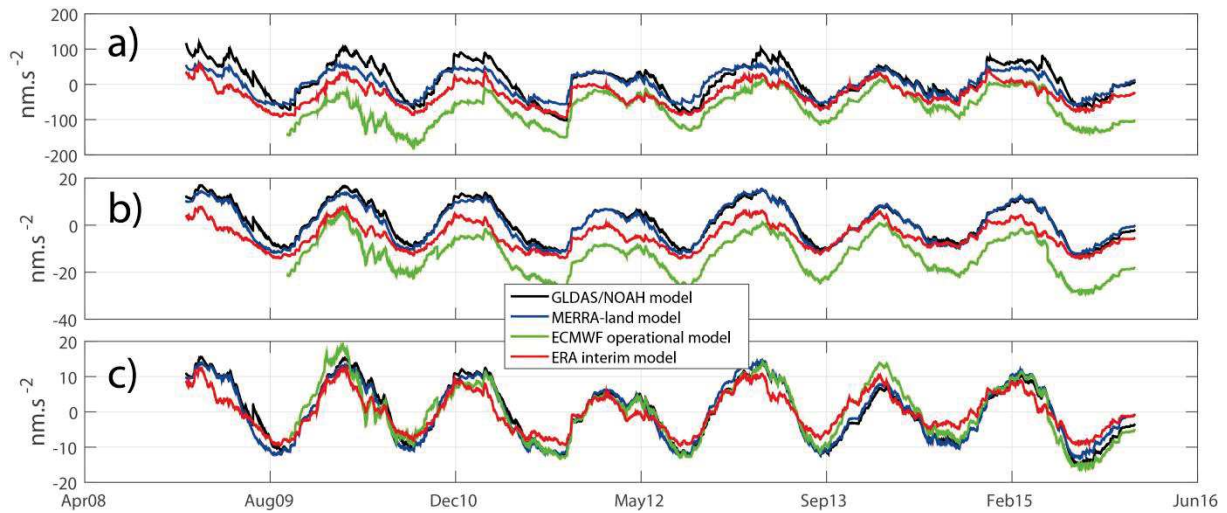


Figure 2.2 : Comparaison des effets de surcharges continentales de plusieurs modèles hydrologiques pour la période 2009-2016 à l'observatoire GEK. En noir, le modèle GLDAS/NOAH. En bleu, le modèle MERRA-LAND. En vert et rouge, les modèles ECMWF operational et ERA interim respectivement. a) effet gravimétrique total induit par la surcharge continentale pour chaque modèle. b) contribution non-locale ($> 0.25^\circ$). c) contribution non-locale corrigée de sa moyenne pour chaque modèle.

De plus, depuis 2002 et le lancement des deux satellites GRACE, la gravimétrie spatiale devient un nouvel outil d'étude des variations hydrologiques à l'échelle régionale et continentale. Les comparaisons entre les modèles prédits et les données satellitaires montrent en général un bon accord (e.g. Syed *et al.*, 2008).

1.2. Impact gravimétrique de l'eau à l'échelle locale

L'attraction directe de l'eau située directement aux alentours d'un gravimètre est généralement l'effet hydrologique le plus conséquent. Cet effet dépend bien sûr de la répartition de ces masses d'eau autour de l'instrument de mesure. Il est donc nécessaire de connaître ou d'estimer la géométrie de l'aquifère pour pouvoir retrouver le stock en eau à partir de la gravimétrie. Cela peut se révéler être une grande limitation dans le cas d'aquifères hétérogènes comme les karsts étudiés dans de cette thèse.

1.2.1. Effet d'un plateau infini

En première approximation, il est fréquent de considérer un modèle tabulaire 1D et de représenter le stock en eau local comme un plateau infini d'une certaine épaisseur. L'attraction g d'une lame d'eau horizontale infinie d'épaisseur h_w est aussi appelée « effet de plateau » ou « effet de Bouguer » et est donnée par la formule suivante :

$$g = 2\pi \rho_w G h_w \quad (2-5)$$

Avec G la constante gravitationnelle universelle et ρ_w la masse volumique de l'eau. La principale caractéristique de cette relation est sa non-dépendance à la distance entre le gravimètre et l'eau : les variations du stock en eau sont alors linéairement reliées aux variations gravimétriques ($0.42 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mm}^{-1}$). Par exemple, l'effet d'une pluie de 100 mm devrait ainsi induire une augmentation de la gravité de 42 nm.s^{-2} . Si l'on considère maintenant que l'eau s'infiltre dans un milieu d'une porosité ϕ , la relation entre la variation moyenne de saturation dS du milieu d'épaisseur e et la variation de gravité dg s'écrit alors :

$$dg = 2\pi \rho_w G e \phi dS \quad (2-6)$$

Ou encore, si l'on considère la vidange d'une nappe, on obtient la relation linéaire entre variations du niveau piézométrique dh et variations de gravité :

$$dg = 2\pi \rho_w G dh S_y \quad (2-7)$$

Avec S_y la porosité de drainage (Specific Yield). En théorie, ces relations ne sont valables que si la topographie autour du gravimètre est parfaitement plane, la lame d'eau infinie et si la répartition spatiale de la pluie est homogène ainsi que le milieu dans lequel elle s'infiltre. En pratique, ce n'est jamais le cas. Cependant Leirião *et al.* (2009) ont montré que 90% du signal gravimétrique d'un « plateau infini » provient d'un disque de rayon égal à 10 fois la distance verticale entre le plateau et la profondeur du plateau (Figure 2.4). « L'infinité » nécessaire pour l'application de cette formule est donc toute relative. Ainsi, si la topographie n'est pas trop accidentée et que la répartition des hétérogénéités de petite taille est homogène dans ce rayon autour du gravimètre, la formule d'un plateau de Bouguer est applicable. Le caractère intégrateur de la gravimétrie permet donc d'étudier un site comme un milieu tabulaire, y compris sur certains systèmes aquifères karstiques (Jacob *et al.*, 2008 ; 2009 ; 2010a ; Deville *et al.*, 2012) ou fracturés (Hector *et al.*, 2013 ; 2014 ; 2015). Dans cette thèse, nous utiliserons fréquemment cette formule de Bouguer (2.3) pour passer de la gravimétrie aux variations de stock, et inversement.

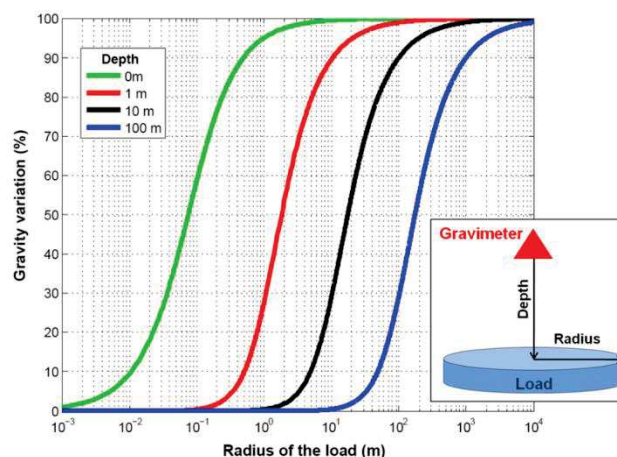


Figure 2.3 : Variation de la gravité due à un disque d'eau d'1 m d'épaisseur et de rayon croissant situé à différentes profondeurs. La variation de gravité est normalisée par l'effet d'un plateau infini d'1m d'épaisseur (420 nm.s^{-2}). Figure et Légende d'après Pfeffer (2012).

1.2.2. *Formes complexes : éléments finis (prismes)*

Si la topographie est très accidentée, si la mesure est enterrée réalisée dans un bâtiment susceptible de perturber localement l'hydrologie, une admittance (coefficient linéaire) peut être mesurée en mettant face à face les chroniques de précipitation et de gravité (*e.g.* Hector, 2014). Si l'on connaît parfaitement le milieu, l'effet gravifique de l'eau peut également être calculé directement en discrétisant le milieu en prismes (Talwani et Ewing, 1960 ; Singh et Guptasarma, 2001).

2. Du signal gravimétrique total aux résidus hydrologiques

2.1. Variations temporelles

La mesure de la gravité est intégratrice. La série temporelle de gravité en un point $g(t)$ peut s'écrire comme la somme de plusieurs composantes:

$$g(t) = g_{\text{marées}}(t) + g_{\text{atmosphère}}(t) + g_{\text{poles}}(t) + g_{\text{hydrologie}}(t) + g_{\text{dérive}} \quad (2-8)$$

Du fait de sa faible amplitude, le signal hydrologique gravimétrique associé aux phénomènes est « noyé » dans les autres. On parle d'ailleurs le plus souvent de micro-gravimétrie pour les études hydrologiques au vu de l'amplitude du signal recherché. Pour l'isoler, il est nécessaire de modéliser tous les autres effets et de les soustraire aux mesures brutes. On obtient ainsi des résidus liés en théorie uniquement à l'hydrologie. Les sections suivantes détaillent les différents effets et leurs corrections.

2.1.1. Effets de marées

Les effets de marées ont de loin la plus grande amplitude dans une série temporelle de gravité : jusqu'à 3000 nm/s² à nos latitudes (Figure 2.4a). Ils sont induits par le mouvement des astres par rapport au point de mesure et sont donc liés à la rotation de la Terre, à la révolution de la lune autour de la Terre et à la révolution de la Terre (et dans une moindre mesure à la révolution des autres planètes du système) autour du soleil. On distingue les marées dites « solides » et les marées océaniques. Les marées solides sont dues en grande partie à l'attraction directe des astres mais également à la déformation élastique de la Terre qu'ils provoquent. Les astres induisent également des variations de pression sur le plancher océanique, déformant la terre au rythme de leurs mouvements. On comprend que l'effet sera maximal si l'astre considéré, le centre de la Terre et le point de mesure sont alignés. Ainsi, les principales composantes des marées sont diurnes et semi-diurnes (La terre tournant sur elle-même). On peut citer, dans l'ordre de leur importance, la composante semi-diurne principale des marées lunaires (symbole M2, d'une période de 12.42 heures) et la composante semi diurne solaire (S2, 12h). Mais il existe de nombreuses autres composantes (liées à la déclinaison et l'ellipticité) avec des périodes allant de 4 heures à plusieurs années.

Pour modéliser les effets de marées, on utilise des catalogues de développement en harmoniques sphériques des potentiels gravitationnels liés à la Lune, au Soleil et aux autres planètes. Le catalogue le plus récent est le catalogue KSM03 (Kudryavtsev, 2004) qui prend en compte plus de 26000 ondes de marées, soit le double du catalogue précédent (HW95, Hartmann et Wenzel, 1995). Le gain qui en résulte est cependant minime pour la plupart des applications réelles, les harmoniques supérieures ayant des effets de plus en plus faibles (Kudryavtsev, 2004).

A chaque onde est ensuite affecté un facteur d'amplitude δ et un déphasage θ . Le facteur d'amplitude δ est « dans le domaine fréquentiel le rapport entre la force de marée théorique exercée suivant la perpendiculaire à l'ellipsoïde et la variation de gravité mesurée par un gravimètre suivant la verticale » (citation de Dehant *et al.*, 1999). Le facteur de phase θ donne le déphasage. Avec ces deux facteurs gravimétriques, il est possible de reconstruire des marées synthétiques en n'importe quel point de la surface et à n'importe quelle date. Une terre parfaitement élastique donne un δ d'environ 1.16 et un déphasage de 0. Certains modèles (Longman, 1959 ; Dehant *et al.*, 1999, Spiridonov *et al.*, 2015) utilisent des modèles de Terre plus complexes (anélasticité, aplatissement, force de Coriolis, effet d'inertie...) pour la prédiction de ces facteurs. Les paramètres peuvent également être déterminés à partir de l'analyse harmonique de longues séries temporelles (*e.g.* Wenzel, 1996) pour des marées synthétiques de très grande précision.

Pour plus d'informations sur la théorie et le formalisme des ondes de marées, le lecteur est invité à lire les travaux de thèse de M. Calvo (2015).

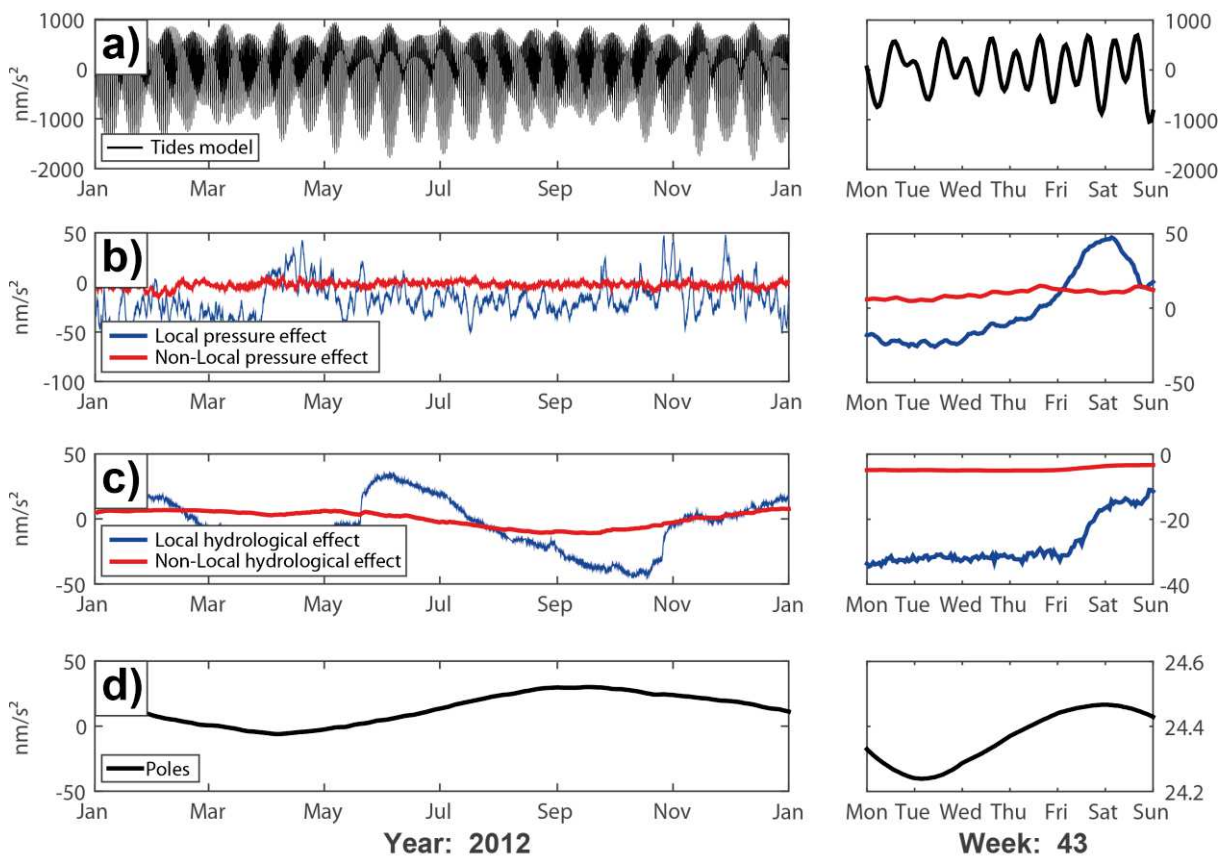


Figure 2.4 : Ordre de grandeur des corrections temporelles en gravimétrie, pour l'observatoire GEK du Larzac. A gauche : exemple de l'année 2012. A droite : zoom sur la semaine 43. a) Effets des marées (solides + océaniques). b) Effets locaux (bleu) et non locaux (rouge) des variations de pression atmosphérique. c) Effets locaux (bleu) et non locaux (rouge) du signal hydrologique. d) effet du mouvement des pôles.

2.1.2. Variations de pression atmosphérique

Les variations de la pression atmosphérique vont influencer la gravité de deux façons exactement comme les variations hydrologiques (voir section 1 précédente). Premièrement, les variations de pression vont changer l'attraction directe des masses d'air situées au-dessus d'un gravimètre terrestre et se manifestent par une anti-corrélation de l'ordre de $-3.0 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$. Deuxièmement, comme pour la charge hydrologique, la charge atmosphérique va aussi déformer la lithosphère de façon élastique. Toujours comme pour l'hydrologie, une correction précise nécessite de séparer les changements liés aux variations de pression lointaine, obtenues grâce à des modèles, des effets dus aux variations de pression locale (majoritaires, Figure 2.4b).

Les effets non-locaux utilisés dans cette thèse sont ceux mis à disposition par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS, (<http://loading.u-strasbg.fr/GGP/index.html>)). Ils sont calculées à partir des modèles météorologiques de pression de l'European Center for Medium Range Weather Forecasts - operational and reanalysis (ECMWF-ERA interim), en supposant un océan barotrope (la densité de l'eau est uniquement fonction de la pression) forcé par la pression et les vents (modèle MOG2D, Carrère et Lyard, 2003) et une atmosphère pseudo-stratifiée (Boy *et al.*, 2002). Ce modèle a montré des améliorations significatives par rapport à des modèles types baromètres inverse classiques, et ont l'avantage d'intégrer la réponse de l'océan (Boy and Lyard, 2008 ; Boy *et al.*, 2009).

Une fois les effets lointains retirés une relation linéaire ou une fonction dépendante de la fréquence entre la série temporelle de gravité et de pression locale peut être recherchée (*e.g.* Crossley *et al.*, 1995). Pour une relation linéaire, l'effet gravimétrique local $g_{\text{pression}}(t)$ des variations de pression atmosphérique locales $P(t)$ peut s'écrire :

$$g_{\text{pression}}(t) = C_p * [P(t) - P_{\text{nom}}] \quad (2-9)$$

Où C_p est l'admittance entre la pression et l'effet gravimétrique (autour de $-3.2 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$) et P_{nom} la pression de référence (la pression nominale, atmosphère ICAO: International Civil Aviation Organization), qui vaut (en hPa) à une altitude z (en m):

$$P_{\text{nom}} = 1013.25 * \left(1 - 0,0065 * \frac{z}{288,15}\right)^{5,255} \quad (2-10)$$

2.1.3. Mouvement des pôles

Le mouvement du pôle de rotation de la Terre va également imposer des variations de plusieurs μGals (dizaines de nm.s^{-2}) sur le champ de pesanteur (Figure 2.4d). Ce mouvement comporte deux principales composantes : une oscillation libre de 435 jours de période et une oscillation annuelle liée aux mouvements et aux changements d'état saisonniers de l'eau. Pour les suivis de longue durée, nous avons utilisé les positions de l'axe fournies par

l'IERS (international Earth Rotation Service, <http://www.iers.org>) pour le calcul de cet effet à l'aide du logiciel ETERNA (Wenzel, 1996).

2.2. Variations spatiales

Lorsque l'on étudie les variations spatiales, les effets liés au déplacement du gravimètre dans le champ de pesanteur sont à prendre en compte : changements de position du gravimètre par rapport au centre de masse de la Terre et par rapport aux masses qui l'entourent. Sans déformation tous ces effets ne sont bien sûr pas à prendre en compte lorsque l'on ne s'intéresse qu'aux variations temporelles d'un point particulier.

2.2.1. Correction d'air libre

L'effet le plus important est celui de l'éloignement ou du rapprochement du centre de masse de la Terre. Le gradient varie localement mais vaut au premier ordre :

$$\overrightarrow{grad}_{AL} = -2 \frac{h}{r} = -0.3086 \text{ mgal. m}^{-1} \quad (2-11)$$

Avec h l'altitude (hauteur par rapport au géoïde) et r le rayon terrestre. Sans la correction de cet effet dit « d'air libre », un profil de mesures gravimétriques ne décrit au premier ordre que la topographie.

2.2.2. Correction topographique

Il faut également quantifier les variations de g induites par la distribution des masses autour de chaque point de mesure. Connaissant la densité moyenne du milieu, on peut au premier ordre corriger pour chaque point de mesure l'effet d'un plateau de Bouguer (Eq 2-5) entre son altitude et une altitude de référence, par exemple le géoïde. Au second ordre, il est nécessaire de tenir compte de la topographie réelle en modélisant directement son effet d'attraction sur chaque point de mesure. Dans le chapitre 6 (section 3), nous tiendrons compte de la topographie et des cavités karstiques pour interpréter des profils de mesures en surface et en profondeur.

2.3. Corrections instrumentales

Enfin, chaque instrument possède des corrections qui lui sont propres (*e.g.* calibration, dérive instrumentale). Ces corrections seront détaillées dans le chapitre 5 qui présente les instruments utilisés lors de cette thèse.

3. Applications concrètes de l'Hydrogravimétrie terrestre

Si les variations spatiales de gravité permettent la détermination de structures qui parfois guide l'hydrologie (e.g. Elgettafi *et al.*, 2016), nous nous intéressons surtout en hydrogravimétrie aux variations temporelles de gravité. Celles-ci renseignent sur les variations de stock total d'un système à l'échelle d'une parcelle, paramètre de première importance difficilement accessible avec les outils classiques (Creutzfeldt *et al.*, 2010a ; 2010b).

3.1. Localisation, redistribution et autres processus hydrologiques

La dépendance à la distance du signal gravimétrique peut permettre d'identifier des processus hydrologiques à l'échelle d'intégration de la mesure. Nous donnons ici quelques exemples.

Nous pouvons citer Pfeffer *et al.* (2013) qui ont clairement identifié des zones d'infiltration préférentielles par des campagnes de micro-gravimétrie au Sahel. Sur les karsts en particulier, la perte de signal sur un suivi gravimétrique peut être interprétée comme la localisation de l'eau dans des fractures (Jacob *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2012). Toujours dans le karst, Jacob *et al.* (2009) et Deville (2013) ont pu en partie localiser le stockage de l'eau via des mesures en surface et dans des cavités à différentes profondeurs et sur une même verticale. Jacob *et al.* (2010a) ont également réalisé des mesures saisonnières pour contraindre spatialement le stockage. Toujours dans des aquifères hétérogènes mais cette fois fracturés en zone de socle, Hector *et al.* (2015) utilisent la gravimétrie « hybride », c'est-à-dire conjointement des campagnes de micro-gravimétrie et un suivi continu fixe et précis, pour identifier les processus de redistribution spatiale de l'eau au Bénin, tout comme Naujoks *et al.* (2008) à Moxa en Allemagne.

A l'heure actuelle, les suivis les plus précis se font à l'aide de gravimètres supraconducteurs fixes, que nous détaillerons au chapitre 5. L'intérêt des suivis gravimétriques de précision pour l'hydrologie est toutefois récent et démarre avec les travaux d'Hasan *et al.* (2006) à Moxa. Auparavant, le signal hydrologique était surtout considéré comme du bruit qu'il fallait à tout prix éliminer des mesures de gravité. Les sites d'implantation des gravimètres supraconducteurs dans le monde reflètent d'ailleurs cette vision et sont choisis de manière à minimiser les effets hydrologiques, dans des sites enterrés par exemple. Avec le nouveau gravimètre supraconducteur iGrav (chapitre 5.2) dédié entre autres à l'hydrologie et au déploiement rapide (Warburton *et al.*, 2010), de nouvelles applications apparaissent. Par exemple, Kennedy *et al.* (2014) se servent de deux iGrav pour suivre l'infiltration de l'eau lors d'une recharge artificielle en Californie.

Vu la dynamique de l'hydrogravimétrie terrestre ces dernières années, il est difficile de faire une liste exhaustive et nous citerons pour finir les travaux de Creutzfeldt *et al.* (2008 ;

2010a ; 2010b ; 2010c ; 2014) à partir du gravimètre supraconducteur de Wettzell en Allemagne et enfin ceux de Longuevergne *et al.* (2009) avec celui de Strasbourg.

3.2. Calibration de modèles hydrologiques

Le potentiel de la gravimétrie pour la calibration de modèles (physiques ou conceptuels) varie en fonction des auteurs.

Par exemple, Herckenrath *et al.* (2012) échouent à contraindre l'inversion d'un pompage virtuel avec des données synthétiques de gravimétrie et de RMP et doutent de la plus-value de la gravimétrie en conditions réelles. De même, Mazzilli *et al.* (2013) concluent que la gravimétrie, couplée à des mesures de débit, ne permet pas de mieux contraindre un modèle à réservoirs (*cf.* chapitre 3 section 3) sur le système karstique du Durzon, alors qu'elle permet de contraindre des modèles à réservoirs à l'échelle locale sur le même bassin (Jacob *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2012).

D'autres auteurs à l'inverse montrent que l'ajout de données gravimétriques permet de mieux contraindre et de réduire les corrélations entre certains paramètres et de mieux définir le modèle. C'est le cas avec des mesures relatives dans un modèle d'écoulement en milieu saturé (Christiansen *et al.*, 2011a ; 2011b) ou d'écoulement en milieu non-saturé (Christiansen *et al.*, 2011c). Dans ce dernier cas, c'est la teneur en eau à saturation qui est la mieux contrainte grâce à la gravimétrie. Piccolroaz *et al.* (2015) ont inclus des campagnes répétées de mesures de micro-gravimétrie dans un modèle hydrologique du bassin *Vermigliana* en Italie. Ces auteurs ont montré que ces mesures permettaient de mieux contraindre l'inversion et le choix du modèle et de réduire les incertitudes sur la dynamique du stockage de l'eau par rapport au cas où le débit seul est utilisé. C'est également le cas d'Hasan *et al.* (2008) qui calibrent un modèle à partir cette fois d'un gravimètre supraconducteur.

En conclusion, l'hydrogravimétrie se développe très fortement depuis une décennie. L'intérêt pour ses mesures intégratrices et son potentiel est clair, même si l'assimilation dans des modèles dépend probablement très fortement du site étudié et de l'instrument. Les travaux de cette thèse ont pour objectif de mieux comprendre ce que la gravimétrie peut apporter à la modélisation d'un système karstique.

3.3. Autres méthodes hydrogéophysiques

Si la gravimétrie est unique dans sa capacité à estimer les variations temporelles du stock total en eau, son caractère intégrateur ne lui confère pas une bonne résolution en profondeur et d'autres méthodes géophysiques peuvent se révéler complémentaires. La géophysique est susceptible d'apporter bien plus que des contraintes sur la géologie et la

géométrie des aquifères (cruciales par ailleurs) via de l'imagerie classique (gravimétrie, sismique, électrique, électromagnétique, géoradar...).

On pense évidemment à la méthode **RMP (Résonance Magnétique des Protons**, Legchenko *et al.*, 2002), méthode entièrement dédiée à l'hydrologie et qui peut renseigner localement sur la teneur en eau et la porosité moyenne des sols avec une certaine résolution en profondeur.

L'inclinométrie peut permettre de suivre et de localiser des déformations induites par l'hydrologie. Cette déformation est interprétée comme des changements de pression dans des fractures (Longuevergne, 2008 ; Jacob, 2009 ; Jacob *et al.*, 2010b). Cette méthode donne donc des renseignements intéressants sur la dynamique du transfert en localisant des fractures ouvertes par exemple.

A une échelle plus locale et en proche surface, **les méthodes électriques** (*e.g.* Jouniaux *et al.*, 2009) sont fréquemment utilisées pour suivre la contamination d'un sol ou des injections de fluides, localiser des flux de fluides ou estimer la porosité (Archie, 1942).

Les méthodes électromagnétiques, fortement développées pour l'industrie minière, ont l'avantage d'être rapides à mettre en œuvre. Elles peuvent permettre de mesurer la salinité d'un aquifère, de suivre l'infiltration d'un contaminant en proche surface, voire de localiser un aquifère et de suivre sa recharge (*e.g.* McNeill, 1990 ; Cook *et al.*, 1991).

Les vitesses sismiques des ondes de cisaillement et compression étant toute deux affectées par la saturation des fluides, **les méthodes sismiques** se sont fortement développées grâce à l'industrie pétrolière cette fois, et les développements faits pour les hydrocarbures peuvent s'appliquer aux aquifères (Pasquet *et al.*, 2015a). Ces méthodes restent néanmoins lourdes notamment en 3D et en 4D.

3. Les karsts

Cette section a pour but de présenter les karsts, objets d'étude de cette thèse et aquifères aux fonctionnements très particuliers. Le lecteur voulant en savoir plus sur la karstologie à l'issue de ce chapitre trouvera dans le livre de Ford et Williams (1989, réédité en 2013), une revue exhaustive de la géomorphologie et de l'hydrogéologie karstique. Il pourrait également être intéressé par les travaux de Mangin (1975), pionnier français, et par la thèse de Bruxelles (2001) qui est une référence pour les karsts (et karsts dolomitiques) des Causses en particulier.



Figure 3.1 : Dolomites karstifiées « ruiniformes » sur le système karstique du Durzon, Larzac. A gauche : « l'homme assis » (secteur des Ménudes). A droite : Pinacles. Dans Bruxelles (2001).

1. Un karst : une histoire liée à l'eau

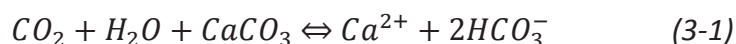
Etymologiquement, le terme de « karst » provient vraisemblablement de la germanisation du mot « Kras », nom slovène d'une région s'étendant du nord-est de l'Italie jusqu'au nord-ouest de la Croatie et l'ouest de la Slovénie et principalement constituée de hauts-plateaux calcaires fortement karstifiés. A partir de la fin du 19^{ème} siècle, les hydrogéologues observent des phénomènes hydrologiques très particuliers dans la région. Des variations extrêmes du débit des sources se produisent, notamment entre les crues et l'étiage (basses-eaux en été). Des rivières en surface disparaissent alors que des plaines s'inondent. Ces phénomènes typiques ont conduit à la généralisation du terme de karst : à l'origine une région à l'hydrologie imprévisible.

1.1. Karstifications et évolutions

Aujourd'hui, le karst représente le plus souvent une structure géomorphologique (ou un système hydrologique, les deux étant liés) constituée de roches solubles ayant été karstifiées : c'est-à-dire ayant subi des processus d'érosion et de dissolution particuliers qui l'ont façonnée et organisée au cours de son histoire. Le karst est à la fois un ensemble de formes de surface (l'exokarst) et de formes souterraines (l'endokarst).

1.1.1. Karstification

La « karstification » au sens strict du terme se fait essentiellement dans les roches carbonatées, le calcaire (roche composée de calcite CaCO_3) et la dolomite (composée de dolomite, où un atome de calcium sur deux est remplacé par du magnésium : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). L'infiltration d'eau chargée en CO_2 dissous (le plus souvent acquis lors de son passage au travers du sol) dans ces roches solubles va provoquer une succession de réactions chimiques qui vont dissoudre la roche. Pour de la calcite, on obtient en bilan la réaction réversible suivante :



Dans le cas de dolomite, le calcium Ca peut être remplacé par du magnésium (Mg) dans l'équation ci-dessus. Cette dissolution, initialement guidée par la fracturation dans le milieu (e.g. Siemers et Dreybrodt, 1998), va créer un réseau de conduits hiérarchisés perméables dans une roche très imperméable à la base.

La Karstification par *Fantômisation* est une alternative récente à la conception de dissolution totale (Quinif, 1999) qu'il est important d'aborder ici. Lorsque le gradient hydraulique est faible, le *fantôme*, squelette formé par les résidus moins solubles de l'altération d'un carbonate, reste en place et garde la forme initiale de la roche. L'érosion arrive dans un

second temps, parfois de manière brutale. Ce processus, très présent sur les Causses (Bruxelles, 2001) est de plus en plus reconnu et pourrait être le principal type de karstification (Dubois *et al.*, 2014).

1.1.2. Evolution

La karstification est un processus continu à l'échelle des temps géologiques : un karst est en constante évolution (Figure 3.2). La karstification passée et l'histoire géologique vont jouer un rôle important dans la karstification actuelle, en déterminant la fracturation, la porosité et le gradient hydraulique, facilitant ou non la circulation de l'eau et l'évacuation de la matière dissoute. D'une manière générale, plus la karstification est forte, plus la perméabilité l'est également (*e.g.* Ford et Williams, 1989 ; Hartmann *et al.*, 2014a).

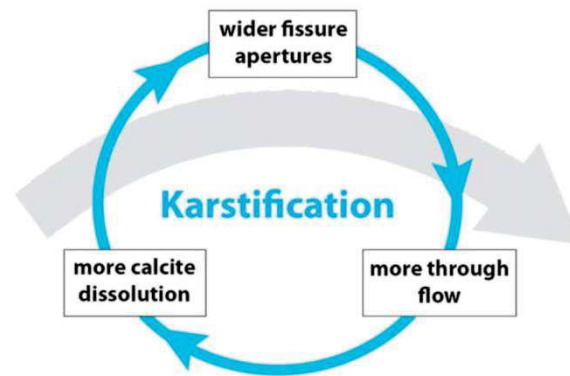


Figure 3.2 : La karstification vue comme un phénomène auto-entreteu et amplificateur, d'après Hartmann *et al.* (2014a).

Une surrection ou une subsidence, tout comme un changement du niveau eustatique, vont provoquer des changements du niveau de base et la dissolution de nouveaux drains ou la réutilisation de drains antérieurs. Tous les paramètres qui peuvent favoriser la dissolution (*e.g.* Chou *et al.*, 1989) mais surtout le climat (Smith et Atkinson, 1976; Bakalowicz, 1992) vont également diriger la karstification. De même que son ouverture ou non sur l'atmosphère, les terrains adjacents, sus-jacents et sous-jacents qui, en fonction de leurs perméabilités respectives, peuvent modifier les entrées, les sorties, et la chimie des eaux du système. Des spécificités liées à la chimie de la roche soluble sont également observables. Par exemple, les dolomies ont tendance à adopter un aspect « ruiniforme » avec l'altération (Figure 3.1). Sur le Larzac, certaines ont tendance à former un sable dolomitique: le grésou (terme caussenard, Ricard et Bakalowicz, 1996). Dans la suite de cette thèse, nous verrons que des indices tendent à attribuer des tendances générales dans les propriétés hydrauliques des terrains karstiques du Larzac en fonction de leurs lithologies initiales.

Chaque karst a donc ses spécificités propres en fonction de son histoire (e.g. Klimchouk et Ford, 2000a ; 2000b). Pour cette raison, toutes les observations et conclusions tirées de l'étude d'un système karstique sont uniques et très difficiles à exporter à d'autres.

1.1.3. Lexique karstique

Les paysages karstiques présentent de nombreuses formes superficielles aux noms spécifiques, et parfois locaux, que nous utiliserons fréquemment dans la suite du manuscrit. C'est le cas des **dolines** (Figure 3.3, aussi appelées *sotchs* sur les causses du Larzac) dépressions circulaires de toutes tailles. Les dolines peuvent être remplies d'argiles imperméables créant des bassins naturels recueillant les eaux de pluies et de ruissellement. Elles sont parfois aménagées en 'lavognes' pour l'abreuvement des animaux d'élevage. Il faut également retenir le nom **d'aven**, terme des Causses pour les abîmes, qui peuvent déboucher ou non sur des réseaux karstiques.

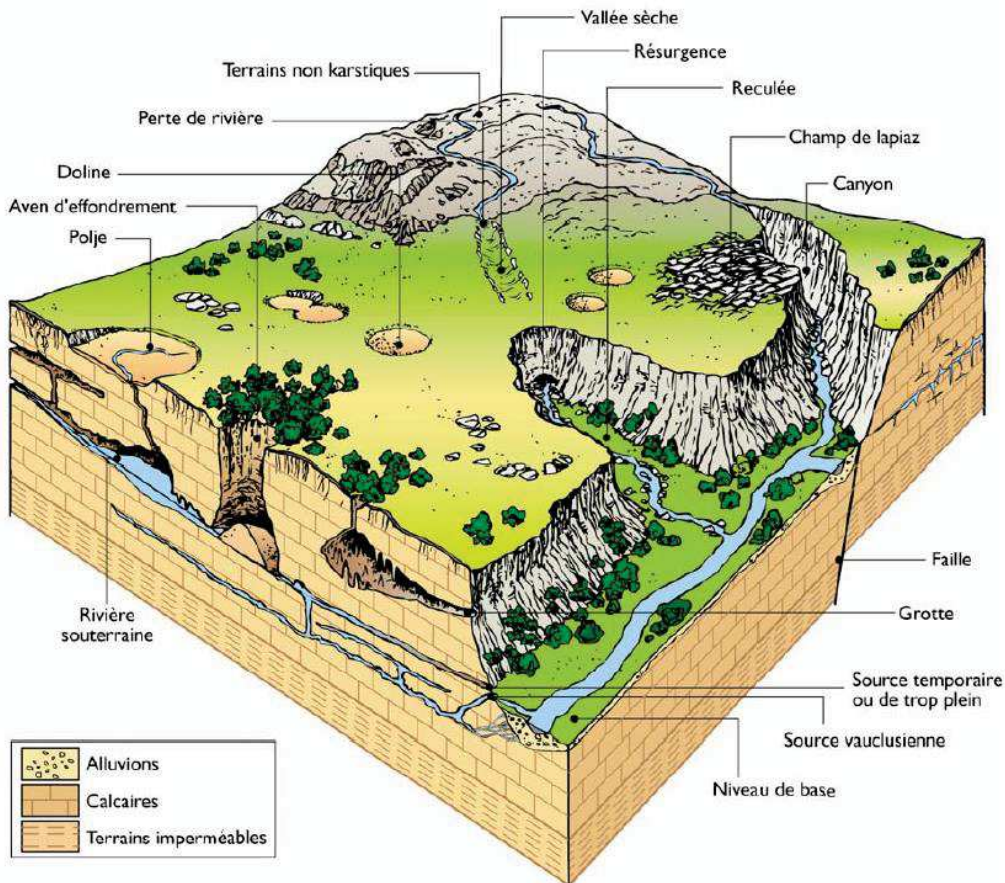


Figure 3.3 : Paysage karstique synthétique, d'après Bakalowicz (1999).

1.2. Entités karstiques et fonctionnements hydrologiques

Une vision classique structure verticalement le karst en trois parties distinctes: l'épikarst, la zone d'infiltration et la zone noyée (Figure 3.4).

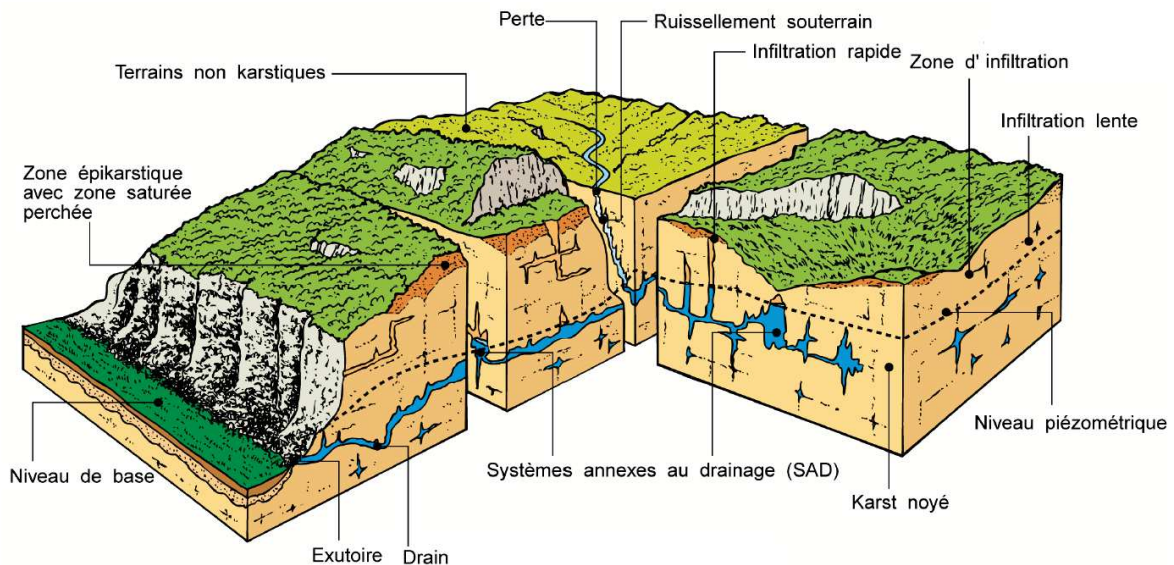


Figure 3.4 : Structure d'un aquifère karstique binaire et Jurassien, d'après Bakalowicz (1999) modifié d'après Mangin (1975).

1.2.1. L'épikarst

Sous une couche de sol ou directement au contact de l'atmosphère, l'**épikarst** est la partie superficielle du karst. Dissout, altéré et fracturé par la végétation, les variations climatiques et les conditions météorologiques, il est caractérisé par une porosité secondaire pouvant être très importante. Tous ces processus étant localisés, la forte variabilité à petite échelle spatiale des propriétés hydrauliques de l'épikarst est souvent à l'origine de poches saturées en eau ou de nappes perchées (Williams, 2008).

Le rôle et le fonctionnement hydrologique de l'épikarst ont été passés en revue par Klimchouk (2004) et Williams (2008). De plus en plus d'auteurs s'accordent pour donner un rôle capacitif majeur à la plupart des épikarsts, qui sont capables de retenir une grande partie de l'eau qu'ils libèrent de manière plus ou moins diffuse (Figure 3.5). Ce stockage est rendu possible grâce à la forte porosité de l'épikarst mais aussi grâce au fort contraste de perméabilité avec la zone d'infiltration. Par exemple, un fort stockage épikarstique est mis en évidence pour certains systèmes du Larzac (Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Jacob *et al.*, 2009), le système karstique de Milandre en Suisse (Perrin *et al.*, 2003), et de nombreux autres encore (*e.g.* Gouisset, 1981 ; Williams, 1983 ; Lastennet, 1994 ; Lastennet et Mudry, 1997).

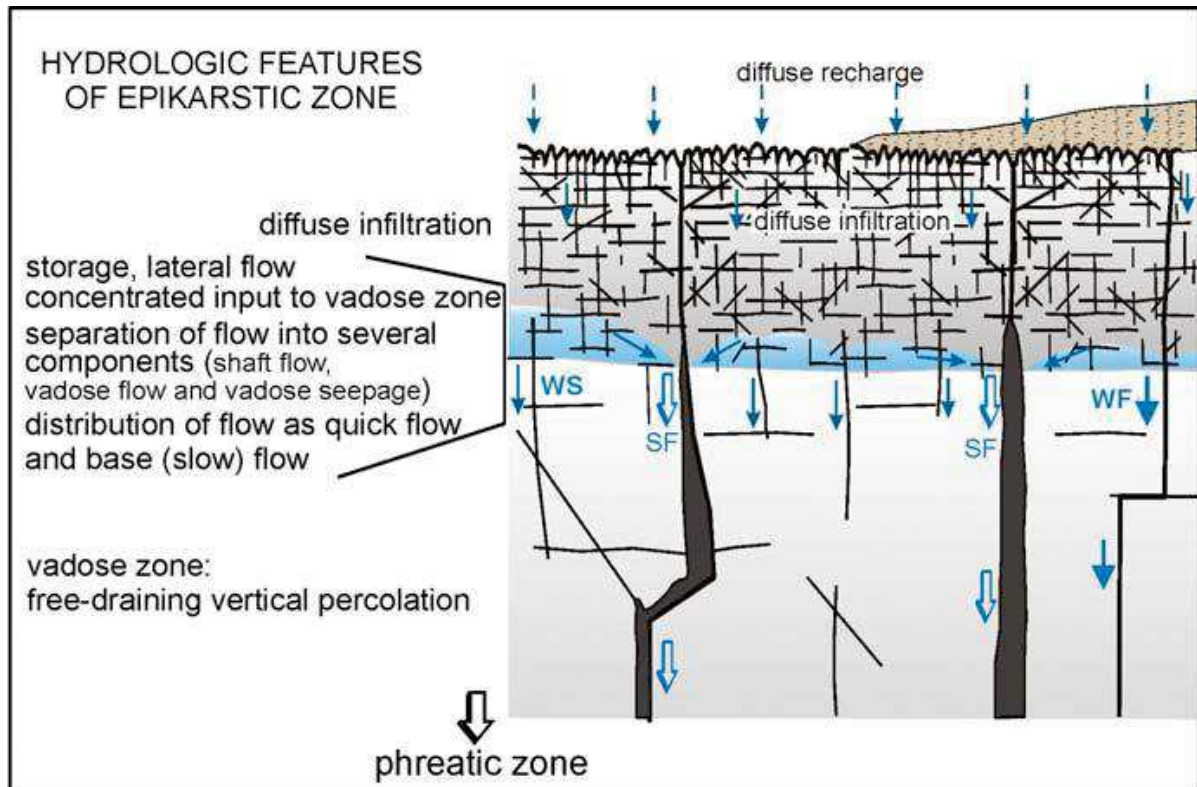


Figure 3.5 : Diagram illustrating principal structural and hydrologic features of epikarst, and its relationship with the vadose zone. SF = shaft flow, VF = vadose flow, VS = vadose seepage. Légende et figure d'après Klimchouk, 2004.

Ce rôle important et sa vulnérabilité à la contamination, vu sa proximité avec la surface, en fait un compartiment dont l'étude est indispensable. L'épikarst, au rôle capacitif majeur, sera l'entité karstique privilégiée des études de cette thèse. En effet, sa proximité avec la surface est bienvenue pour l'imagerie géophysique qui perd en précision avec la profondeur. De même que sa porosité secondaire peut lui accorder une certaine homogénéité à l'échelle d'observation de la gravimétrie, comme nous le verrons dans les chapitres suivants.

1.2.2. La zone d'infiltration

Sous l'épikarst, on trouve une zone que l'on qualifie de zone d'infiltration. Cette zone n'est généralement pas vue comme une zone de stockage de l'eau importante (e.g. Bakalowicz, 1999). Dans la plupart des cas, elle va surtout avoir un rôle transmissif : elle va approvisionner le réseau noyé en eau au travers d'anciens réseaux karstiques abandonnés, de plus ou moins larges fractures perméables (Figure 3.5) et/ou de microfissures très peu perméables, en fonction du karst.

1.2.3. La zone phréatique

Enfin, on trouve **la zone noyée** (ou zone phréatique) où se situent les conduits karstiques actifs (ou réseau de drainage) qui vont conduire l'eau vers la (ou les) source(s) du système. La zone noyée peut recevoir l'eau très rapidement au travers de pertes ou des larges fractures de la zone d'infiltration : on parle alors de transfert rapide. Une partie des infiltrations peut aussi se faire lentement et de façon diffuse, notamment si l'eau est retenue dans l'épikarst, représentant le transfert lent du système. Avec l'épikarsts, la zone phréatique est l'autre grande entité de stockage d'un système karstique.

1.3. Typologie karstique

Une classification des karsts se base sur la nature de l'impluvium (Marsaud, 1997). Un karst est dit 'unaire' lorsque toute l'eau du système provient des précipitations directement tombées sur sa surface : on parle alors de recharge autogène (Figure 3.6). Au contraire, une partie de la recharge d'un karst 'binaire' (Figure 3.6) est allogène. Des rivières courantes sur des terrains adjacents non karstiques peuvent disparaître rapidement au niveau de pertes (ex. Figure 3.3 et Figure 3.4).

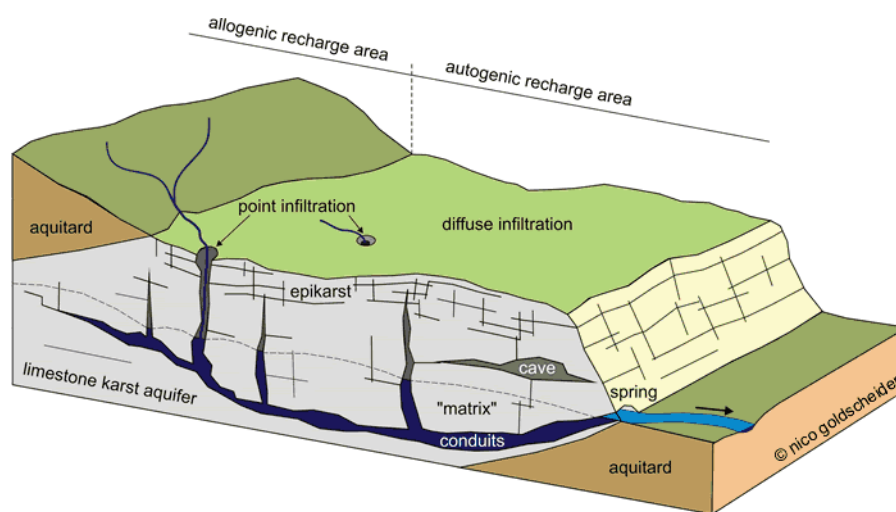


Figure 3.6 : Bloc diagramme schématique d'un karst binaire (Goldscheider & Drew, 2007)

Une autre classification se base sur la position des drains principaux par rapport à la source (Marsaud, 1997). Dans un karst Jurassien (comme celui de la Figure 3.4), le réseau karstique actif est à la même altitude que son exutoire. Au contraire, le réseau de drainage se développe sous l'altitude d'une source Vaclusienne (Figure 3.3), qu'il rejoint en général par un conduit vertical. Ces réseaux profonds sont l'héritage d'un épisode de karstification antérieur, alors que le niveau de base étant plus bas en altitude. Certaines sources sont d'ailleurs pérennes et coulent toute l'année, tandis que certaines sont temporaires et évacuent le trop-plein lors de mises en charge importantes.

En aparté, on peut noter également une typologie basée sur l'origine du solvant : karst « classique » pour un CO₂ pédologique (tous les karsts de cette thèse), karsts « hydrothermaux » ou encore karsts « littoraux » façonnés par l'interaction entre l'eau de mer et l'eau douce (Marsaud, 1997).

1.4. Hétérogénéité des karsts

La très grande diversité des écoulements, des compartiments hiérarchisés (Mangin, 1975, Figure 3.7) ajoutée à une histoire souvent polyphasée, laisse entrevoir l'incroyable diversité et hétérogénéité des karsts. Des perméabilités extrêmes se côtoient: on passe de conduits parfois décimétriques (dans lesquels l'eau peut couler à plusieurs m/s) aux microfissures d'un calcaire ou d'une dolomie plus saine (porosité <0.5%, Worthington *et al.*, 2000), en passant par la porosité peut être plus classique de l'épikarst (jusqu'à 10%, Williams, 1985). L'échelle d'observation d'une mesure va donner des perméabilités totalement différentes (Kiraly, 2003) et il n'existe pas de volume élémentaire représentatif d'un système karstique (Bakalowicz, 2005).

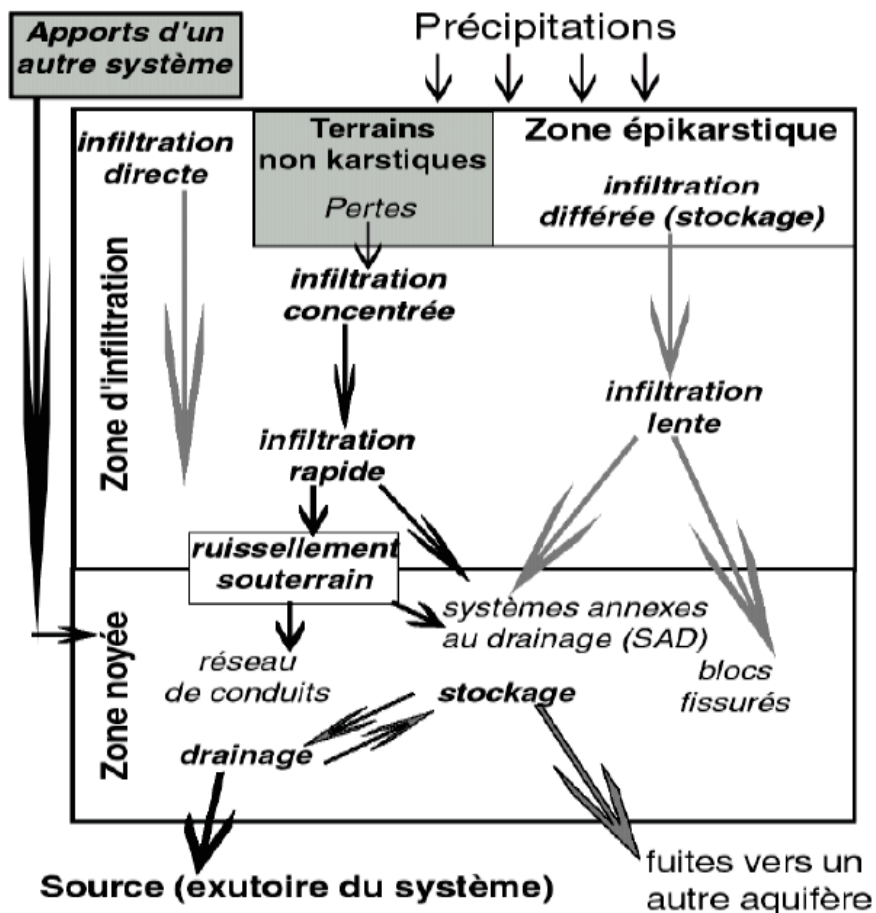


Figure 3.7 : Fonctionnement d'un karst selon Mangin (1975), d'après Bakalowicz (2005).

2. Outils de l'hydrologie karstique

Les outils les plus classiques de l'hydrologie ne sont pas adaptés à la complexité et l'hétérogénéité d'un karst. Les forages et piézomètres, par exemple, en fonction de ce qu'ils traversent (drain noyé ou partie saine), ne donneront absolument pas les mêmes résultats. Souvent confinés à l'épikarst (petites unités d'alimentation en eau potable), ils peuvent observer des aquifères perchés, conséquences du contact épikarst/zone d'infiltration ou simplement de la distribution de la porosité de l'épikarst. Dans tous les cas, les conclusions d'un forage sont extrêmement locales (*e.g.* Tripet, 1972) et ne peuvent contribuer à la compréhension du système global. Littéralement, des 'champs de forages' sont nécessaires pour essayer seulement d'avoir un comportement représentatif d'une parcelle. On peut citer par exemple les sites de Terrieu près de Montpellier (Noushabadi *et al.*, 2011) ou le site du réseau H+ à Poitiers (Riva *et al.*, 2009). Les hydro-karstologues ont donc développé des outils et méthodes spécifiques à l'étude des karsts.

2.1. Hydrogrammes

Comme le dit Soulios (1991), le débit d'une source karstique (l'hydrogramme) est une « *transcription de la structure, du fonctionnement, des paramètres hydrodynamiques, des diverses catégories de réserves et du fonctionnement hydrodynamique du système aquifère qui l'alimente* ». La source intègre et restitue en un point toute l'hétérogénéité du système.

Un hydrogramme karstique classique présente une très forte variabilité du débit, avec des crues extrêmement fortes par rapport à son niveau de basses-eaux. La période de récession (depuis le pic d'une crue jusqu'au début de la crue suivante (Figure 3.8), a été particulièrement étudiée par les hydrologues. Maillet (1905) a été le premier à voir une décroissance exponentielle dans la courbe de tarissement (une droite si le débit est logarithmique, Figure 3.8), que l'on peut décrire avec la formule suivante :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (3-2)$$

Où Q est le débit et τ le temps caractéristique de décharge (en jours). Depuis, de nombreux auteurs assimilent la courbe de récession à une somme d'exponentielles décroissantes (*e.g.* Kiraly et Morel, 1976) représentant les contributions des différents compartiments et types d'écoulements du système.

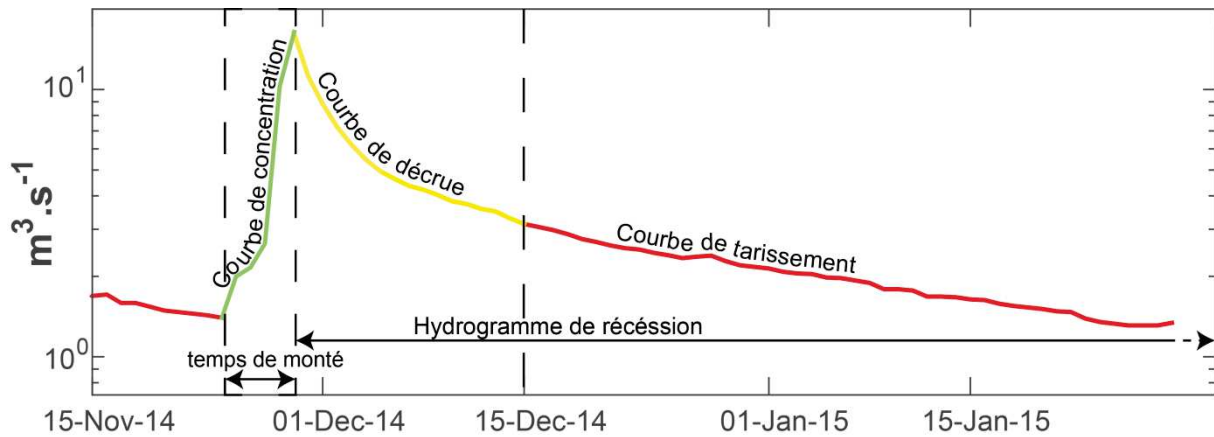


Figure 3.8 : Hydrogramme de la source du Durzon lors de l'importante crue de novembre 2014. Le pic de crue ($16.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) est alors plus de 10 fois supérieures à son débit d'étiage (entre 1 et 2m).

La phase de crue est très rapide et non-linéaire, en fonction des conditions du système au moment des précipitations. La première pluie après un été sec, même relativement importante, peut n'avoir aucun impact sur la source, tandis qu'une pluie suivante, même plus faible, peut provoquer une forte réponse (e.g. Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7.3).

Mangin (1975) le premier, puis d'autres (e.g. Padilla et Pulido-Bosch, 1995) ont également montré que des corrélations et analyses spectrales entre la fonction d'entrée (la pluie) et de sortie (l'hydrogramme) sont possibles. Ils en déduisent alors des paramètres quantitatifs tels que des temps de réponses et la distinction de plusieurs contributions de vitesses différentes

Enfin l'hydrogramme est l'observation que l'on cherche le plus souvent à reproduire en modélisation hydrologique mais reste dans tous les cas une observation intégrant le bassin entier.

2.2. Autres méthodes

2.2.1. Traçages

L'injection de traceurs artificiels est largement utilisée dans l'hydrologie karstique (Goldscheider *et al.*, 2008). Injectés (souvent avec un grand volume d'eau) directement dans des zones d'infiltration rapide (avens, pertes, bassins d'autoroutes), la surveillance de leur restitution aux sources permet notamment de définir des temps de parcours, information primordial pour la protection contre de potentielles contaminations (e.g. Käss, 1998). Ils permettent aussi la délimitation du bassin d'alimentation d'une source qui, contrairement aux aquifères classiques poreux, ne peut pas être uniquement estimée via les lignes de crête. Nous reverrons ce point lors de la présentation du système du Durzon dont les limites sont régulièrement redéfinies par de nouveaux traçages. Les traceurs sont également fréquemment injectés *in situ* pour déterminer les conduits actifs.

2.2.2. Chimie des eaux

La composition et la concentration chimique des eaux prélevées à la source (ou à d'autres niveaux accessibles) peuvent apporter de très nombreuses informations. Nous ne détaillerons pas plus cette partie puisque la géochimie n'a pas été étudiée durant cette thèse, mais il faut savoir que les applications à l'hydrologie karstique sont extrêmement variées (*e.g.* Plagnes, 1997 ; Aquilina *et al.*, 2005). La géochimie est en effet l'un des principaux outils de l'hydrologie karstique et permet de discriminer les processus, les sources et les temps de trajets (par exemple, une concentration en Mg peut révéler un temps de résidence dans de la dolomie).

2.2.3. Bilans de masses pluriannuels

Sur plusieurs années, on peut faire l'hypothèse d'un bilan nul entre les entrées (pluies) d'un système karstique et ses sorties (évapotranspiration et sources). Si toutes ces mesures sont disponibles, ce bilan permet d'estimer la surface de l'impluvium (*e.g.* Ricard et Bakalowicz, 1996).

2.2.4. Expérimentations *in situ*

Depuis l'avènement de la spéléologie moderne (Martel 1859-1938), les spéléologues sont des acteurs majeurs dans la compréhension des systèmes karstiques. Quoi de plus efficace que des observations *in situ* ou une topographie directe d'un drain actif par un plongeur ?

Des informations sur le flux d'eau en zone non saturée (épikarst + zone d'infiltration) peuvent être directement mesurées *in situ* dans les cavités. Le débit des filets d'eau ou le flux percolant aux plafonds des cavités (on compte littéralement les gouttes qui tombent des stalactites, Figure 3.9) montrent souvent une forte hétérogénéité spatiale, à l'image du karst (Sanz et Lopez, 2000 ; Genty et Deflandre, 1998 ; Poulain *et al.*, 2015), ainsi qu'une corrélation avec la météorologie et la saturation (Deville *et al.*, 2012). Toutefois, au vu de la complexité des processus mis en jeu (Figure 3.5), les informations qui en découlent sont difficiles à intégrer dans des modèles restituant le débit à la source (Deville, 2013).



Figure 3.9 : Bâche et pluviomètre à auget au fonds de l'aven de la Beaumelle (-60 m), sur le bassin du Durzon (Larzac), installés dans le cadre de la thèse de Deville (2013). © Jean Chéry.

3. Modélisation du fonctionnement hydrologique

Plusieurs types de modélisation peuvent être réalisés en fonction des connaissances que l'on a du système karstique, de l'objectif de l'étude, et de la conception que les auteurs se font d'un karst. La plupart cherchent à modéliser le fonctionnement d'un système karstique dans son ensemble via la reproduction de l'hydrogramme d'une source avec comme fonctions d'entrée la pluie et parfois l'évaporation. Une review récente des différents types de modélisation a été faite par Hartmann *et al.* (2014a).

3.1. Modèles conceptuels par fonction de transfert

Dans le cas des modèles par fonction de transfert, le bassin entier est traité comme une « boîte noire ». Ces modèles ne demandent aucune hypothèse ou connaissance du système et ne recherchent que la fonction mathématique qui relie une variable d'entrée, la pluie, à une autre, le débit d'une source (Denić-Jukić et Jukić, 2003). Une telle approche devient surtout intéressante lorsqu'elle est couplée à de la chimie des eaux et renseigne alors sur une partie du fonctionnement hydrologique (Pinault *et al.*, 2001). Labat et Mangin (2015) ont récemment utilisé des fonctions de transfert pour interpréter des traçages. Cette approche leur a permis de quantifier le transfert lent et rapide du système du Baget (Pyrénées) et d'estimer une distribution de temps de résidence.

3.2. Modèles conceptuels à réservoirs

Les modèles à réservoirs privilégient une approche fonctionnelle des échanges entre différents compartiments karstiques. Ils simulent le débit de la source au travers de différents réservoirs connectés entre eux et se déchargeant le plus souvent suivant des lois exponentielles (Eq. 3-2). Chaque réservoir est classiquement associé à une entité du système (Tritz *et al.*, 2011, Hartmann *et al.*, 2014a, Figure 3.10). Il est important de noter qu'une configuration de modèles à réservoirs ne convient qu'à un karst en particulier. De nombreux exemples se trouvent dans la littérature et l'on citera ici Fleury *et al.* (2007) qui reproduisent avec succès les débits à la fontaine de Vaucluse avec un modèle relativement simple.

La base commune à la plupart des modèles est constituée de deux réservoirs en série : un premier connecté avec l'atmosphère (rechargé par la pluie) représente l'épikarst se déversant dans un second représentant la zone noyée. La loi de décharge du premier réservoir vers le deuxième traduit l'infiltration au travers de la zone d'infiltration tandis que le débit du second représente le débit à la source. De nombreux circuits parallèles ou réservoirs supplémentaires peuvent être ajoutés pour représenter les différentes entités et différents écoulements (Figure 3.7) et la non-linéarité de la réponse de la source, mais il faut savoir rester raisonnable et ne pas sur-paramétrer le modèle (Perrin *et al.*, 2001).

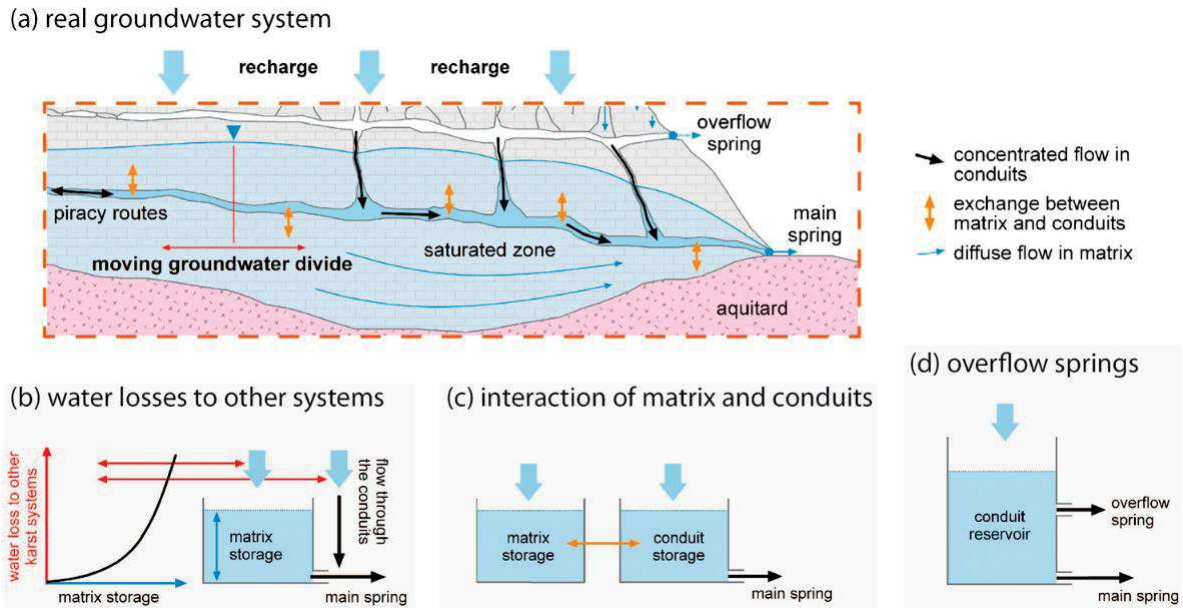


Figure 3.10 : Exemples de considération réelle des réservoirs d'après Hartmann et al. (2014a).

KARSTMOD (Jourde *et al.*, 2015, Figure 3.11) est un programme permettant d'ajuster un modèle dont la structure à 3 réservoirs est modulable en fonction du karst étudié. La superficie du bassin et/ou les paramètres des circuits ou réservoirs actifs sont recherchés pour reproduire (Q_{out}) le débit observé à la source.

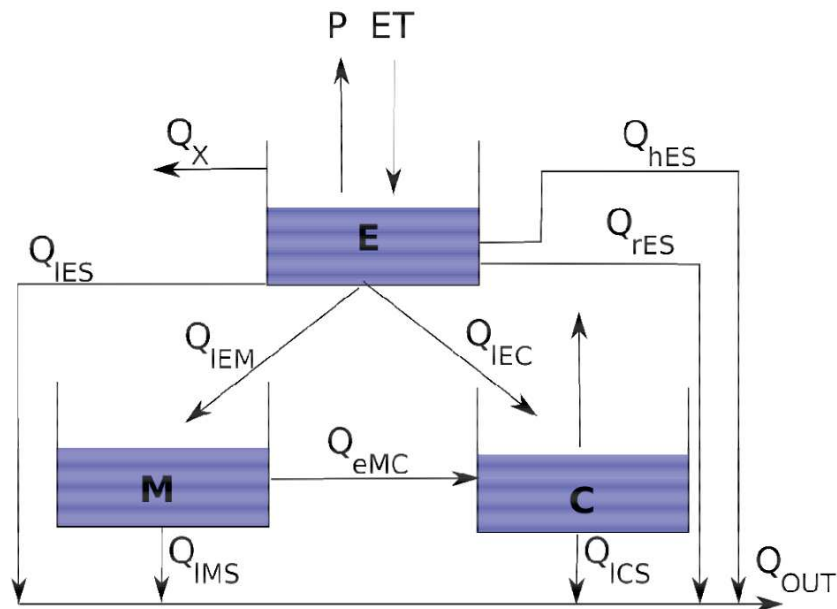


Figure 3.11 : Structures et relations ajustables dans les modèles KarstMod. Chaque circuit ou réservoir peut être ou non activé et ses paramètres recherchés (d'après Jourde et al., 2015).

3.3. Modèles physiques

Des modèles préférant une approche structurale et se basant sur des lois physiques existent mais nécessitent une connaissance parfaite du système karstique, ce qui limite grandement leur utilisation.

Le karst peut être représenté comme un ou plusieurs milieux continus. Un seul milieu continu poreux (Figure 3.12b) est parfois utilisé pour le bassin dans son ensemble. Cette approche suppose que les conductivités hydrauliques des fractures, des conduits et de la matrice peuvent être représentées à une certaine échelle (chaque maille du modèle) par celle d'un milieu poreux équivalent. Sans être parfaite, cette approche peut être satisfaisante dans certains cas pour le management et la protection de l'aquifère contre les contaminants (*e.g.* Ghasemizadeh *et al.*, 2015).

D'autres auteurs séparent la zone phréatique de la zone non-saturée. La modélisation de la zone phréatique peut être simulée par un second milieu continu (Figure 3.12c) ou par des conduits (Figure 3.12d) si la géométrie des drains est parfaitement connue (Jeannin, 2001). Dans ce cas il est possible de résoudre l'équation d'un flux laminaire dans un modèle d'éléments finis (Kiraly, 2003).

Pour la partie non saturée, l'hétérogénéité spatiale ne permet pas en général de paramétrer un modèle physique à l'échelle du bassin (Jukić et Denić-Jukić, 2009) ce qui demande des jeux de données très conséquents, souvent obtenus *in situ* (Le Moine *et al.*, 2008). Certains auteurs utilisent des lois simulant uniquement le débit de fractures (Zhang *et al.*, 2011), tandis que d'autres simulent un flux en utilisant la formulation de Richards (1931) pour les milieux poreux non-saturés (Contractor et Jenson, 2000). Cette approche sera appliquée à l'épikarst en particulier dans la suite de la thèse : la gravimétrie étant fortement intégratrice des petites hétérogénéités, nous considérerons l'épikarst à l'échelle d'une parcelle comme un milieu poreux homogène à saturation variable dans les chapitres 7 et 8.

D'autres auteurs, enfin, utilisent des modèles hybrides pour représenter l'hétérogénéité spatiale des propriétés karstiques. Hartmann *et al.* (2012 ; 2013a ; 2013b ; 2014b) discrétisent l'épikarst en plusieurs compartiments (Figure 3.13) permettant une distribution spatiale du fonctionnement hydrologique. L'échelle spatiale de chacune de ces « colonnes », ces « pixels » est adaptable en fonction des observations qui les contraignent, de même que leurs fonctionnement : un pixel peut être vu comme un modèle à réservoir (typiquement ce que nous ferons au chapitre 7), un modèle physique et un autre comme une boîte noire si aucune observation n'est disponible. Ce type de modèle qui spatialise l'information présente également l'avantage de pouvoir définir des zones de vulnérabilité et prend tout son sens pour l'aménagement et la protection des aquifères karstiques.

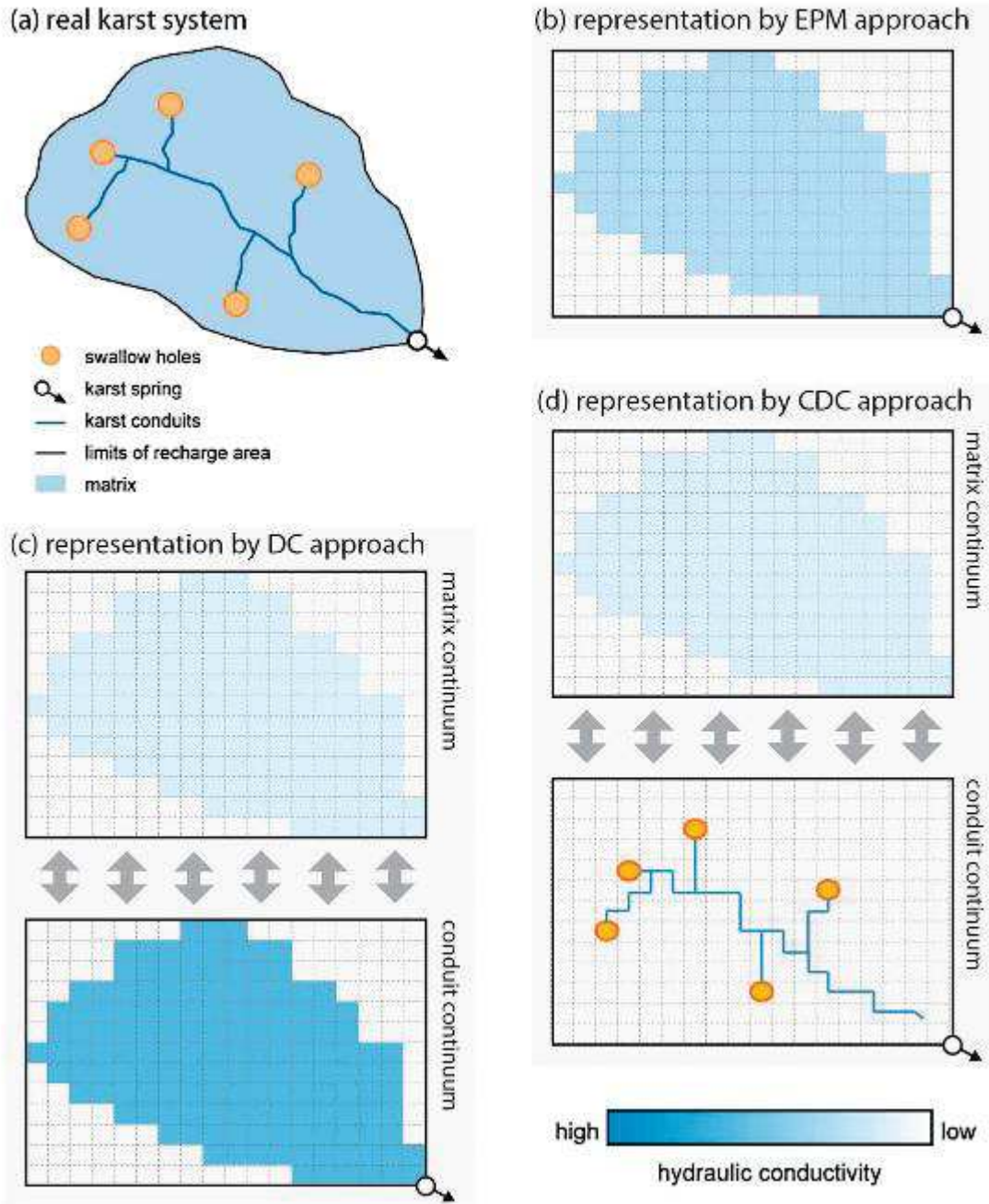


Figure 3.12 : Représentation du système karstique réel (a) suivant différentes approches : (b) milieu poreux équivalent (EPM). (c) approche avec deux milieux continus échangeant entre eux. (d) approche d'un milieu continu échangeant avec des drains localisés. Ces modèles demandent des estimations des propriétés hydrauliques pour chacune des mailles et sont en conséquence très souvent sur-paramétrés. D'après Hartmann et al. (2014a).

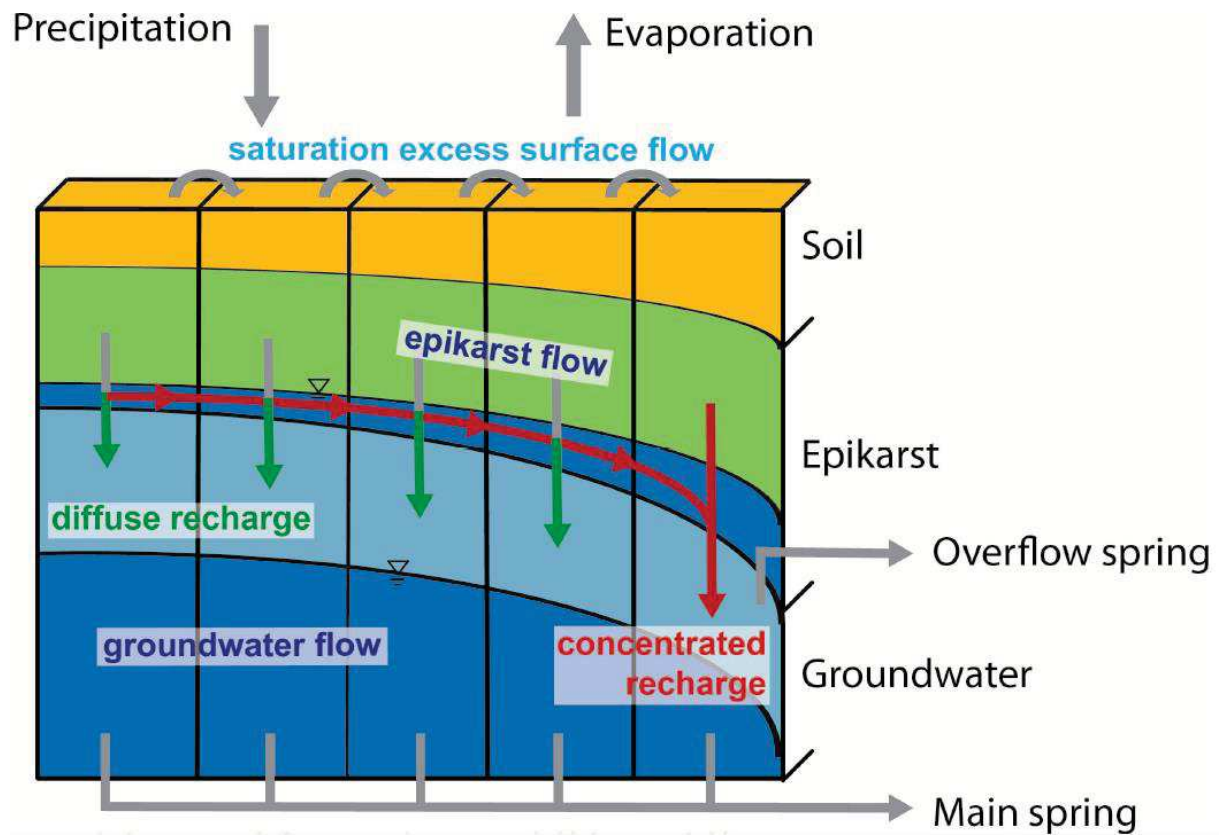


Figure 3.13 : Schéma discrétisant spatialement en plusieurs « pixels » l'hétérogénéité de la recharge d'un karst d'après Hartmann et al. (2013a).

3.4. Limites actuelles et apport de la géophysique aux modèles

C'est pour ce dernier type de modèle hybride (Figure 3.13), entre modèle physique idéal mais difficilement accessible et modèle purement conceptuel que le potentiel de la géophysique est le plus grand. Les mesures géophysiques à l'échelle du terrain peuvent contraindre certains « pixels » de ce type de modèle, c'est à dire des zones de quelques hectares à quelques km². La liste ci-dessous détaille certaines applications karstiques des méthodes géophysiques évoquées à la fin du chapitre 2 précédent, et qui seront reprises en conclusion (chapitre 9). Une liste plus exhaustive peut être trouvée dans la publication de Chalikakis *et al.* (2011).

Avec la **gravimétrie** terrestre, principal outil de cette thèse, nous apporterons des informations sur la variation du stock en eau à l'échelle d'une parcelle, paramètre inaccessible avec les outils classiques (Creutzfeldt *et al.*, 2010a). Le caractère intégrateur de la gravimétrie permet de moyennner les hétérogénéités de plus petites tailles et peut révéler cette information y compris dans des aquifères fracturés (Hector *et al.*, 2013) et karstiques (Jacob, 2009 ; Deville, 2013). Comme la gravimétrie demande une distribution homogène de

l'eau dans le milieu pour un signal significatif, l'épikarst est une cible toute choisie (Jacob *et al.*, 2010a). Des mesures spatialisées de gravimétrie peuvent également définir la taille des « pixels » des modèles précédemment cités et un suivi de précision (chapitre 6) permet de quantifier la part des transferts rapides et lents.

Des inclinomètres peuvent définir des régions avec un important transfert au sein de fractures, dont les variations de pression en eau se traduisent par une déformation (Jacob *et al.*, 2010b). Une bonne corrélation est également observée entre l'inclinaison et le débit à la fontaine de Vaucluse, première source de France en débit (Lesparre *et al.*, 2016).

La méthode **RMP** peut renseigner localement sur la teneur en eau et la porosité moyenne de l'épikarst (Chalikakis *et al.*, 2011 ; Mazzilli *et al.*, 2016), complétant ainsi les variations précises du stock obtenues par gravimétrie.

Les méthodes **électriques et électromagnétiques**, très utilisées en hydrogéophysique sur des aquifères poreux, se heurtent à la forte résistivité des roches carbonatées et à l'absence de relation pétrophysique entre variation de teneur en eau et variation de résistivité dans ces roches.

La forte résistivité du karst permet par contre au **géoradar** de bien définir la structure des premières dizaines de mètres. Al-fares (2002) image à l'aide du Géoradar la transition épikarst-zone d'infiltration et la géométrie d'une cavité sur le causse de l'Hortus dans la région Nord-Montpelliéraine.

Les **méthodes sismiques** ont récemment été utilisées avec succès pour contraindre en partie la structure de l'épikarst (Valois, 2011). Les variations de vitesses obtenues entre des campagnes de sismiques actives répétées ont également permis de réaliser quelques modèles à réservoirs (Galibert, 2016). Bien que les relations soient complexes et méconnues entre vitesse des ondes sismiques et paramètres hydrologiques dans les carbonates karstifiés, nous appliquerons pour la première fois la **sismique passive** à la surveillance hydrologique d'un karst dans le but de contraindre la profondeur des variations de saturation dans un épikarst non-saturé (chapitre 8).

4. La zone étudiée

La parcelle du GEK sur le système du Durzon (Causse du Larzac)

Le sud du massif central voit s'étendre de hauts et vastes plateaux carbonatés (700-1200 m d'altitude). Des gorges et de profondes vallées séparent ces plateaux en unités distinctes : les Grand-Causses. Le plus grand d'entre eux est le causse du Larzac qui s'étend de Millau à Lodève sur 1000 km². Il constitue le terrain d'étude privilégié de cette thèse (Figure 4.1).

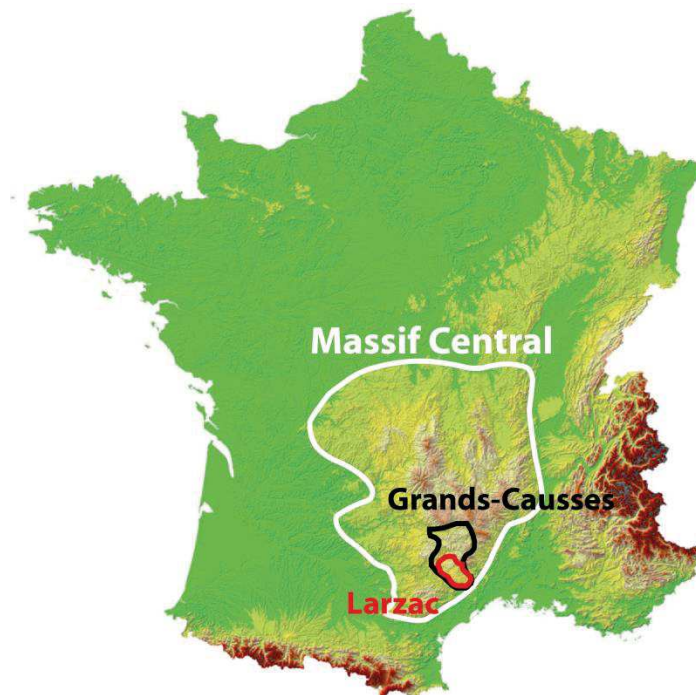


Figure 4.1 : Carte topographique de la France (BRGM) avec les positions du Massif central (en blanc), des Grands-Causses (en noir) et du Larzac (en rouge).

Son climat et son histoire, importants pour les interprétations futures, sont brièvement présentés en se basant essentiellement sur les synthèses réalisées par Jacob (2009) et Deville (2013), qui ont initié l'application de la géodésie à l'hydrologie des karsts du Larzac. Ces synthèses se basent elles-mêmes sur les thèses de Bruxelles (2001) pour la géologie et de Plagnes (1997) pour l'hydrologie. L'une des particularités de cette thèse est de se concentrer sur l'hydrologie karstique à une échelle très locale uniquement. Hormis une brève étude sur le causse de Campestre (chapitre 6 section 3), la parcelle étudiée est celle de l'observatoire GEK sur le bassin Durzon. L'observatoire sera plus longuement présenté dans la dernière partie de ce chapitre, ainsi que les instruments qu'il abrite et ses chroniques météorologiques.

1. Contexte régional

Le causse du Larzac est traversé par 3 chevauchements globalement Est-Ouest: les failles de l'Hospitalet, de la Pézade et de Saint-Michel. Le Larzac, et les Grands-Causse en général, sont formés de séries carbonatées (calcaires et dolomies) déposées au Jurassique (Figure 4.2).

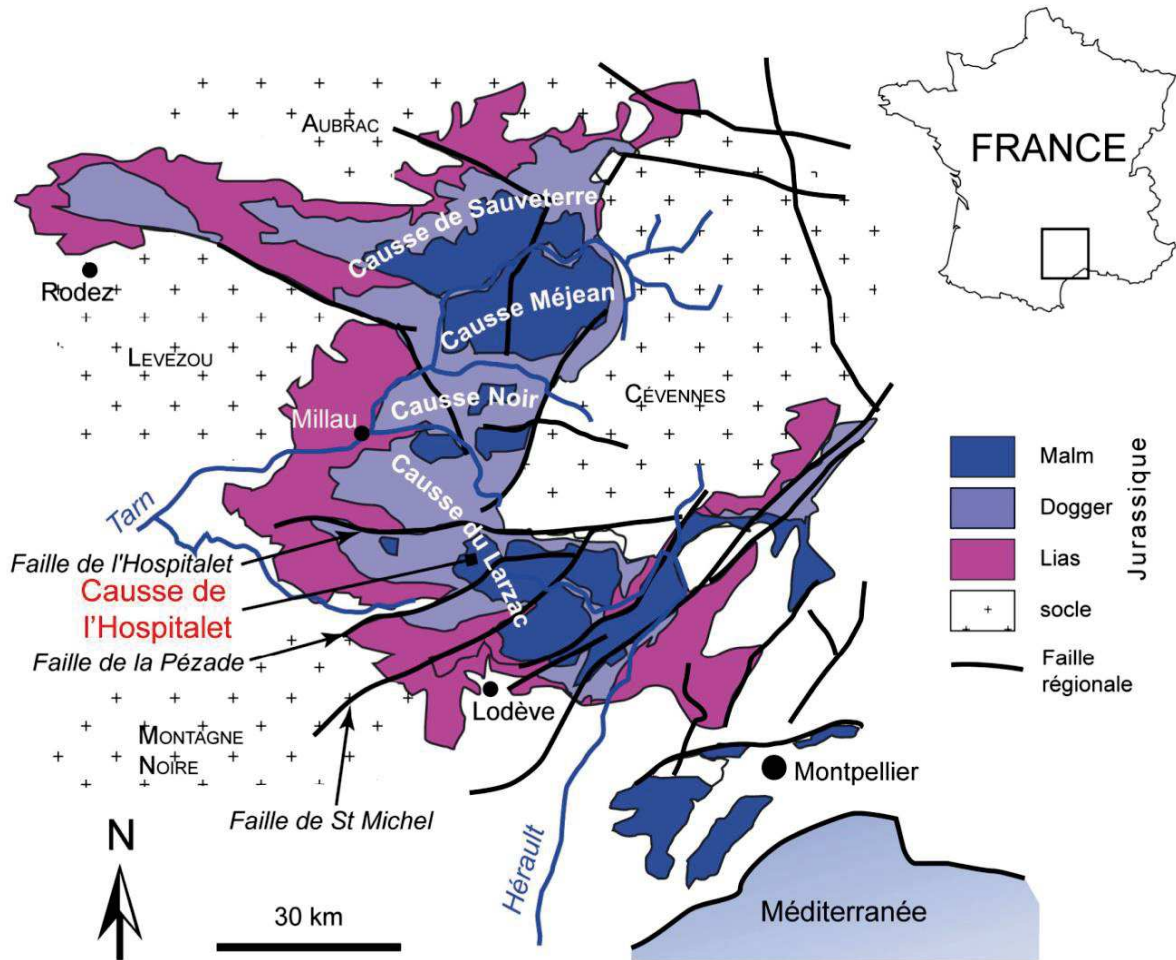


Figure 4.2 : Carte géologique synthétique de la région des Grands Causse. Seuls les terrains Jurassiques sont indiqués. D'après Deville (2013), modifié d'après Bruxelles (2001).

A la fin du Trias (-200 Ma), l'étirement crustal de l'ancienne chaîne hercynienne forme de larges bassins dans lesquels la mer dépose une épaisse série sédimentaire de carbonates tout au long du jurassique sur un socle antérieur. Ce socle cristallin affleure aujourd'hui dans les régions alentours (Cévennes, etc.). Une régression marine définitive à la fin du Jurassique marque l'arrêt de la sédimentation marine sur l'ensemble des Grands-Causse (Gèze, 1985). Une phase de compression, liée à l'orogénèse pyrénéenne au Crétacé terminal et à l'Éocène (-95 à -35 Ma), réactive en décrochements senestres les accidents hercyniens et fracturent

intensément le Larzac. Les chevauchements majeurs E-O sur le Larzac (failles de la Pézade et de l'Hospitalet notamment) sont liés à cette compression. La région connaît ensuite une phase extensive à l'Oligocène (-30 Ma), à l'origine de la surrection des Cévennes. Depuis le Néogène (-20 Ma), la région subit une surrection, creusant les vallées et accélérant l'érosion.

Le causse « majeur » du Larzac est ainsi divisé en plusieurs causses mineurs par des failles et des gorges. C'est sur celui de l'Hospitalet que l'on retrouve le système karstique du Durzon et l'observatoire GEK, détaillés dans les sections ci-dessous et sur lesquels se portent nos études. Le causse de Campestre, plus petit et également dans le Larzac, aura une brève présentation avant l'étude qui lui est consacrée (chapitre 6 section 3).

2. Le système karstique du Durzon

La plupart des travaux de cette thèse se déroulent sur le bassin du Durzon, sur le causse de l'Hospitalet (Figure 4.2), délimité par les failles de l'Hospitalet au nord et de la Pézade au sud. Ce causse très karstifié a fait l'objet de nombreuses études géologiques (Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Bruxelles, 2001), hydrologiques (*e.g.* Plagnes, 1997 ; Tritz *et al.*, 2011) et géophysiques (notamment avec les thèses de Jacob, 2009, de Valois, 2011, et de Deville, 2013). Il y a plusieurs raisons à cela. L'épikarst dolomitique du Durzon est très capacitif (il retient une grande partie des précipitations) et épais (plusieurs dizaines de mètres), ce qui est un atout pour observer un signal gravimétrique. De plus, ce karst est unaire et avec une seule source, dont le débit est surveillé par le parc des Grands Causses, permettant un bilan clair des entrées et sorties. Ce point est non négligeable pour la modélisation d'un système karstique très hétérogène. Mais surtout, la source du Durzon est une source karstique majeure, au débit important, et la seule et unique ressource en eau potable de l'Hospitalet

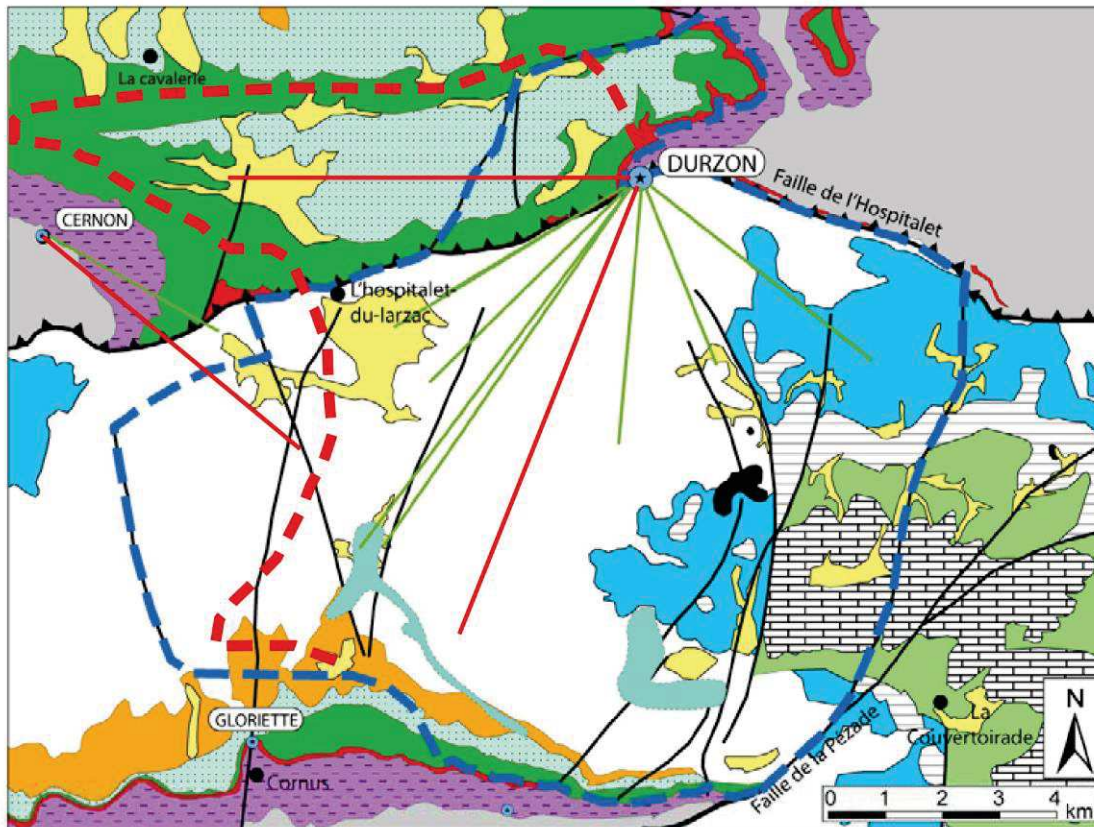
2.1. Lithologie

Comme tous les plateaux du Larzac, le Durzon est composé de carbonates karstifiés du jurassique. Deux épaisses séries se retrouvent sur ce causse: les séries de l'Hettangien (d'une puissance totale de 50 à 300 m) et les séries du Dogger au Malm (d'une puissance totale allant jusqu'à 600 m). Ces deux séries sont séparées par une série marneuse (marnes noires et marnes feuilletées) déposées au Domérien et au Toarcien et d'une puissance d'une centaine de mètres environ. Cette couche de marnes joue un rôle important dans l'hydrogéologie du Durzon. D'abord en créant une barrière imperméable entre les aquifères que sont les deux unités carbonatées citées ci-dessus. Ensuite en tant que base imperméable de l'aquifère supérieur, le contact Marnes/Dogger, remonté par la faille de l'Hospitalet, est à l'origine de la source du Durzon (Figure 4.3).

Pour l'aquifère supérieur, au-dessus des marnes, on peut distinguer, du Dogger au Malm:

- Plusieurs séries de calcaires (à zoophycoos, à chailles, à oolites et à stipites) datées de l'Aalénien au Bajocien, avec une épaisseur totale pouvant atteindre 150m. Ces formations sont à l'affleurement sur toute la partie nord du bassin du Durzon, que les nouvelles limites font s'étendre au-delà de la faille de l'Hospitalet (Figure 4.3).
- Les épaisses dolomies Bathoniennes (~150m), principale formation à l'affleurement sur le bassin.
- Les calcaires et les dolomies de l'oxfordien, avec une épaisseur de 60 m environ.
- Les calcaires et les dolomies du Kimméridgien, avec une épaisseur de 80 m environ.
- Les calcaires du Kimméridgien et du Thitonien, d'une puissance de 150 m.

Ces trois dernières formations se retrouvent à l'affleurement uniquement dans la partie Est du bassin.



Cadre géologique

▲▲▲ Chevauchement

— Faille

Cadre hydrologique

⊙ Source

▬ Bassin d'alimentation

— Traçage

○ Lacs temporaires

— Traçages 2011

▬ Nouveau bassin d'alim.

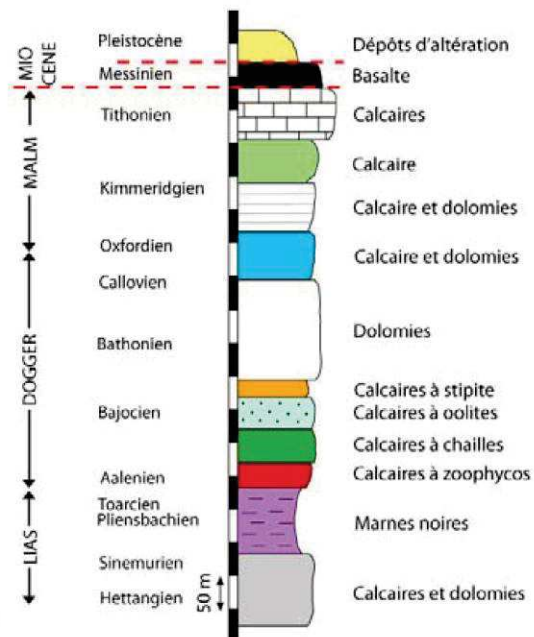


Figure 4.3 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique du Durzon. Modifié d'après Jacob (2009), d'après Bruxelles (2001). Les nouveaux traçages (2011) et limites du bassin ont été tracés suivants les informations fournies par le parc des Grands-Causse.

2.2. Structure et Fracturation

Les séries sédimentaires n'ont été que peu déformées par la longue évolution tectonique polyphasée de la région. La stratification présente un pendage moyen de 5°N et est redressée aux abords des accidents majeurs (Figure 4.4)

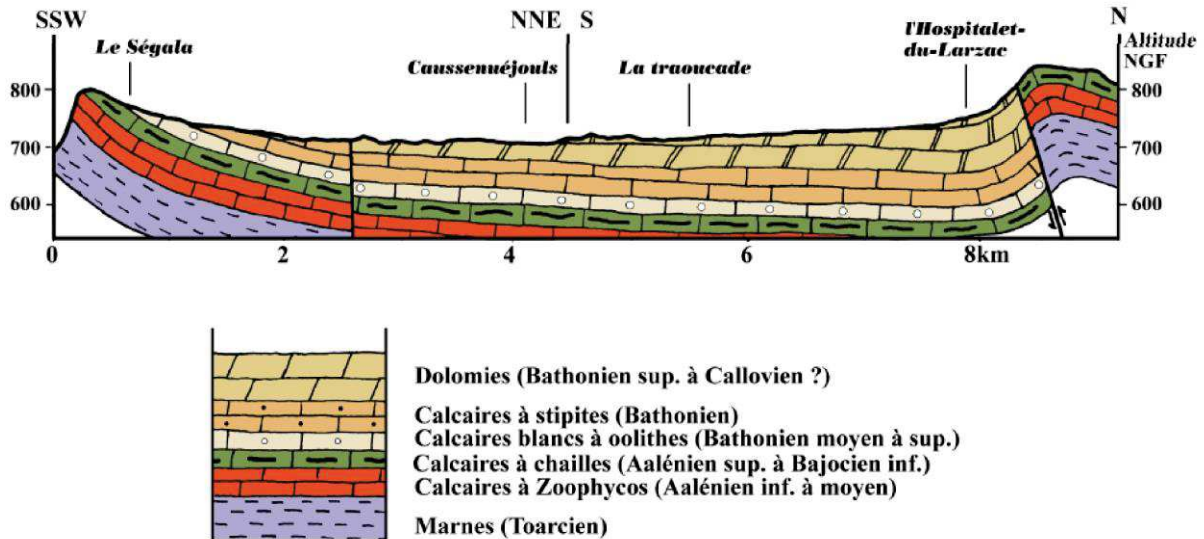


Figure 4.4 : Coupe N/S du causse de l'Hospitalet, d'après Bruxelles (2001).

La fracturation du bassin a été synthétisée par Deville (2013). Elle présente 3 directions principales en fonction du secteur :

- Un réseau N150 – N160 omniprésent sur le bassin, et observé à partir de photos aériennes (Gerbaux, 2009) et de mesures de fractures (Deville, 2013).
- Un réseau N0 – N20 omniprésent sur le bassin de diaclases et fractures supposées ouvertes.
- Un réseau N120 au sud du bassin de fractures supposées fermées ou colmatées d'après les études inclinométriques de Jacob *et al.* (2010b).

2.3. Hydrologie

2.3.1. Géomorphologie et topographie

Hormis aux abords immédiats de la source, l'altitude du bassin varie entre 700 m et 900 m. (Figure 4.5). Les parties les plus élevées se situent au Nord du chevauchement de l'Hospitalet, là où les calcaires Bajocien sont mis à l'affleurement, et à l'Est, où le Malm est en surface. La zone plus basse se situe dans les dolomies du Bathonien et marque une paléo-vallée SO-NE

se réorientant à l'approche du chevauchement de l'Hospitalet. C'est également sur cet axe que se concentrent la plupart des départs de réseaux karstiques connus (Figure 4.5).

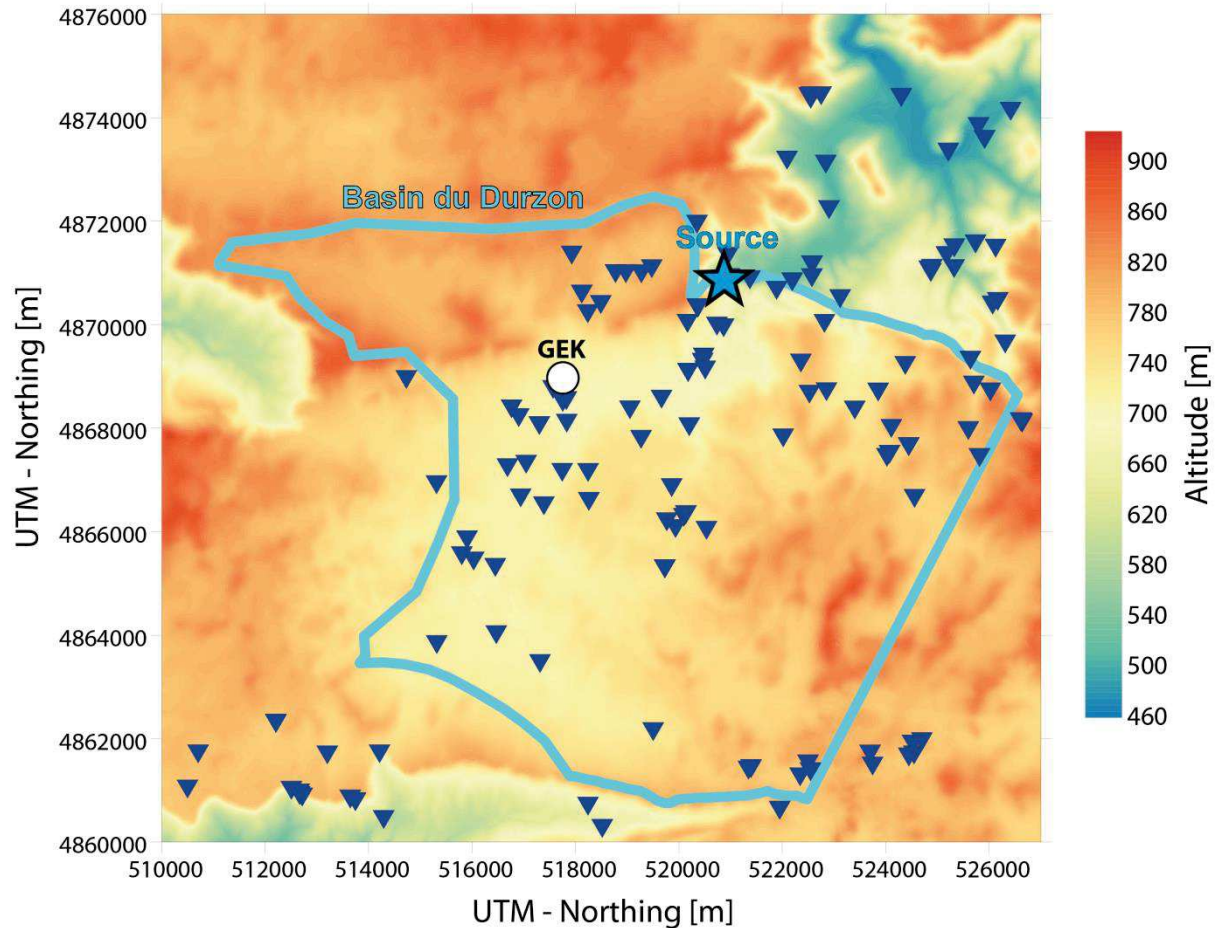


Figure 4.5 : Topographie du bassin du Durzon et cavités connues (triangles, <http://www.grottocenter.org>).

2.3.2. La source du Durzon

Comme les Figure 4.3 et Figure 4.4 le montre plus haut, l'émergence de la source du Durzon se fait à la faveur de la mise en contact par le chevauchement de l'Hospitalet des marnes Liasique (imperméables) et de l'aquifère du Dogger-Malm. Située à 533m d'altitude, celle-ci débite en moyenne $1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 2008 à 2014 inclus. Le débit est mesuré par le Parc National des Grands Causses au niveau d'un seuil calibré, en aval de la source. Lors de certaines crues, un léger ruissellement rejoint le cours d'eau entre la résurgence et la mesure de débit (Laurent Danneville, communication personnelle) mais l'impact sur la mesure est estimé très faible. Se tarissant jusqu'à ne fournir plus que $0.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'été 2011,

il peut se gonfler en crue à plus de $16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (comme en novembre 2014). Un exemple d'hydrogramme du Durzon a été présenté dans le chapitre 3, Figure 3.8.

Cette source vauclusienne est l'unique source avérée du système unaire du Durzon. Celle-ci a fait l'objet de nombreuses spéléo-plongées et a été explorée jusqu'à -118 m sous le niveau de la résurgence et sur un développement de plus d'1 km (<http://www.plongeesout.com>). Cet arrêt ne marque d'ailleurs pas la fin du conduit noyé mais est le fait d'un rétrécissement induisant un fort courant et le rendant infranchissable lors de cette exploration en scaphandre autonome.

La superficie du bassin versant est estimée à partir de bilans de masses entre 98 et 117 km^2 suivant les auteurs (Ricard et Bakalowicz, 1996), les études successives restant depuis dans cette gamme de valeurs (*e.g.* Tritz *et al.*, 2011). Les limites spatiales du bassin sont déterminées grâce à des traçages (Figure 4.3) et la géologie impose la limite en profondeur avec les marnes imperméables. Contrairement à ce que l'on pensait auparavant, un traçage réalisé en 2011 a révélé que la faille de l'Hospitalet ne constituait pas une limite naturelle de l'aquifère.

2.3.3. Stockage épikarstique

L'épikarst à l'affleurement est formé principalement par la dolomie Bathonienne très poreuse. Fortement altérées, ces dolomies sont suspectées de jouer un grand rôle dans le stockage épikarstique de l'eau du système (*e.g.* Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997, à partir de mesures géochimiques). Les mesures gravimétriques répétées de Jacob *et al.* (2008 ; 2010a) et de Deville *et al.* (2012) montrent un fort signal qui suppose une distribution relativement homogène de l'eau autour du point de mesure, ce qui fait de l'épikarst poreux une localisation toute désignée. Les mesures en surface et en profondeur de Jacob *et al.* (2009) et de Deville (2013) confirment cette hypothèse.

Le Larzac a également la particularité, lors d'événements exceptionnels, de voir l'apparition de lacs temporaires. Sur le Durzon, ils se manifestent uniquement dans sa partie la plus méridionale (Figure 4.3). Ces lacs n'ont probablement aucun rapport avec les réseaux karstiques souterrains et sont interprétés comme les débordements de nombreux aquifères épikarstiques perchés et non pas comme celui d'une nappe unique, puisqu'ils montrent des vitesses de vidange et de recharge propres à chacun (Bruxelles, 1996). Plusieurs hypothèses peuvent expliquer leur localisation au sud du Bassin. Bruxelles (1996) avance l'hypothèse que les argiles à chailles pourraient imperméabiliser le fond des plaines, ou que la karstification serait plus développée au nord, près de la source, qu'au sud. La dernière manifestation des lacs sur le Durzon remonte à 1996. En Novembre 2014, on peut toutefois penser que ces lacs n'étaient pas loin de refaire surface: les fortes pluies ont en effet fait réapparaître le lac temporaire des rives un peu plus au Sud.

3. L'observatoire GEK « Géodésie en Environnement Karstique »

(Le site est parfois appelé « LaJasse », dans ce manuscrit et dans les études antérieures, en référence au nom du chemin de terre qui le relie à la départementale)

Cette thèse se place essentiellement à une échelle locale, celle de la parcelle investiguée par la gravimétrie. Suite aux thèses de Jacob (2009) et Deville (2013) mettant en avant la nécessité d'un suivi gravimétrique continu et précis afin de distinguer les types de transferts (rapide et lent), l'observatoire « **GEK** » (pour **G**éodésie en **E**nvironnement **K**arstique) a été achevé au printemps 2011. Cet observatoire, dédié à la métrologie, à l'expérimentation et aux suivis géophysiques pour l'hydrologie karstique, est un observatoire de l'**OREME** et du **SNO H+**. Il abrite notamment le gravimètre supraconducteur iGrav #002 présenté au chapitre 5 suivant. Le site, près de la commune de l'Hospitalet-du-Larzac (Figure 4.5), a été choisi à partir des cartes gravimétriques de Jacob *et al.* (2010a) qui révèlent une zone avec un stockage de l'eau relativement fort.



Figure 4.6 : Photo de l'observatoire, vu depuis le sud-est. Un léger zoom est appliqué sur le bâtiment (à droite) et la tour de flux (à gauche).

L'observatoire, un bâtiment en bois de 8 x 8 m sur un terrain plat, a été construit dans une optique de faible bruit sismique, de stabilité thermique, et de sûreté du courant et des communications. Trois piliers en béton ancrés dans le substratum et non solidaires de l'observatoire permettent de minimiser le bruit anthropique sur les instruments auxquels ils servent de bases (déplacements de personnes dans l'observatoire, vibrations causées par d'autres instruments). Une climatisation est présente, pour pallier à l'importante chaleur générée par les instruments et notamment le compresseur de l'iGrav (cf. chapitre 5.2). Des parafoudres protègent le circuit électrique. Un onduleur permet également, en cas de panne, de continuer à alimenter pendant quelques heures les instruments. Il faut également noter le drain qui emporte l'eau ruisselante sur le toit environ 100 m au Nord-Ouest afin d'éviter une infiltration concentrée proche des instruments.

3.1. Topographie

Les alentours de l'observatoire sont relativement plats, avec toutefois quelques dolines. La doline directement au S-E de l'observatoire, d'orientation N/S et de forme oblongue, est également le point de départ d'un réseau karstique bien développé (Figure 4.7). Le départ, subhorizontal, débouche rapidement sur un puit emmenant à un niveau à -100 m.

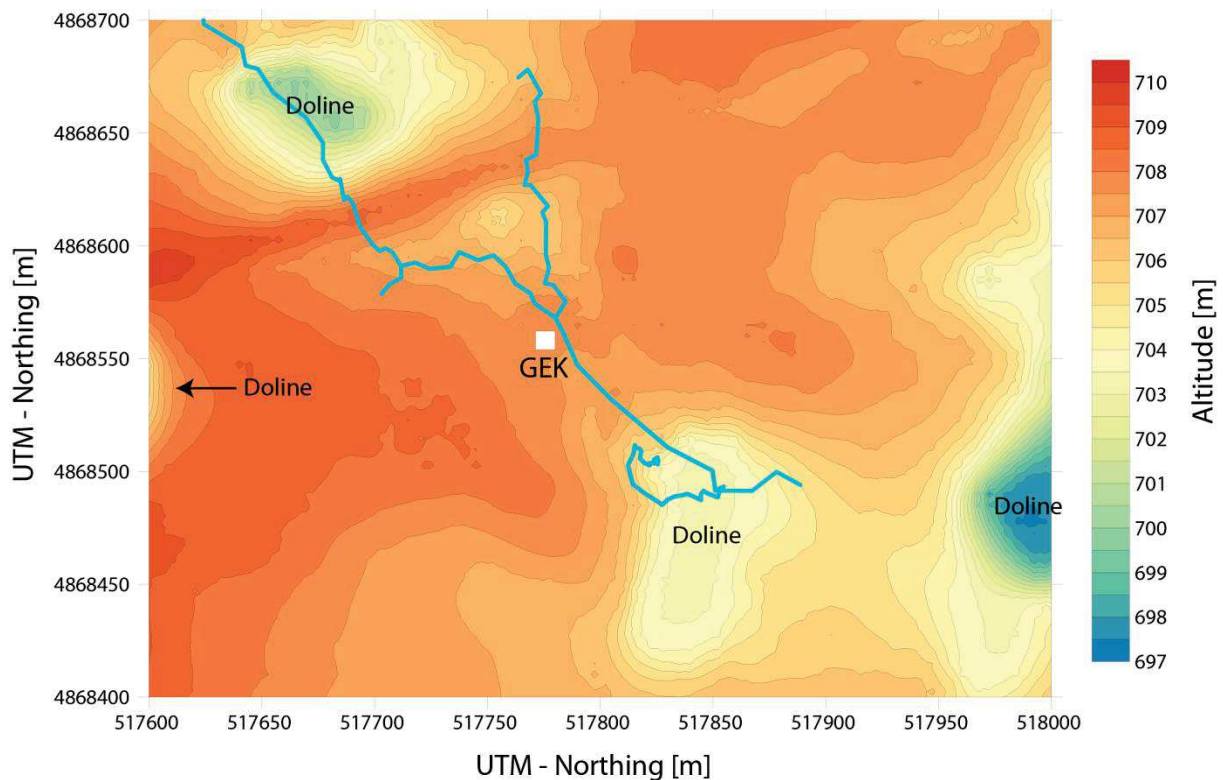


Figure 4.7 : Carte topographique des alentours de l'observatoire. Un paléo-réseau karstique partant de la doline S-W et rejoignant très rapidement -100m a été carté par P. Vernant, E. Doerflinger et C. Champollion.

Ce réseau n'est jamais inondé mais il y coule une rivière souterraine mince et pérenne. Un siphon dont le développement n'est pas connu est également présent. Un aven, point de départ du réseau, est accessible depuis le contrefort nord de la doline. La bordure sud présente au contraire une pente plus douce.

3.2. Hydrogéologie de l'épikarst du GEK

Comme mentionné en début de section, le site a été choisi pour son fort stockage épikarstique présumé (Jacob *et al.*, 2010a).

3.2.1. Fracturation et altération

Les mesures de fracturations faites par Deville (2013) sur le site de LaJasse (ancienne dénomination pour le site, avant la construction du GEK) montrent une prédominance de la fracturation N160 (Figure 4.8) également visible sur tout le bassin.

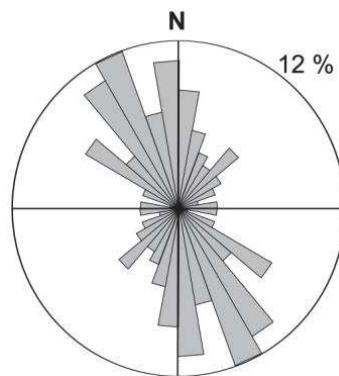


Figure 4.8 : Rosace directionnelle en fréquence obtenue par mesure statistique de fractures (~200 fractures) autour du GEK, d'après Deville (2013).

Des mesures sismiques et électriques ont également révélé une forte anisotropie de même azimut sur le site du GEK ainsi que des couloirs d'altération (Valois, 2011), les seconds étant probablement à l'origine des premiers. A la fin de cette thèse, l'anisotropie du site sera utilisée pour interpréter les résultats de sismique passive (chapitre 8).

3.2.2. Piézométrie

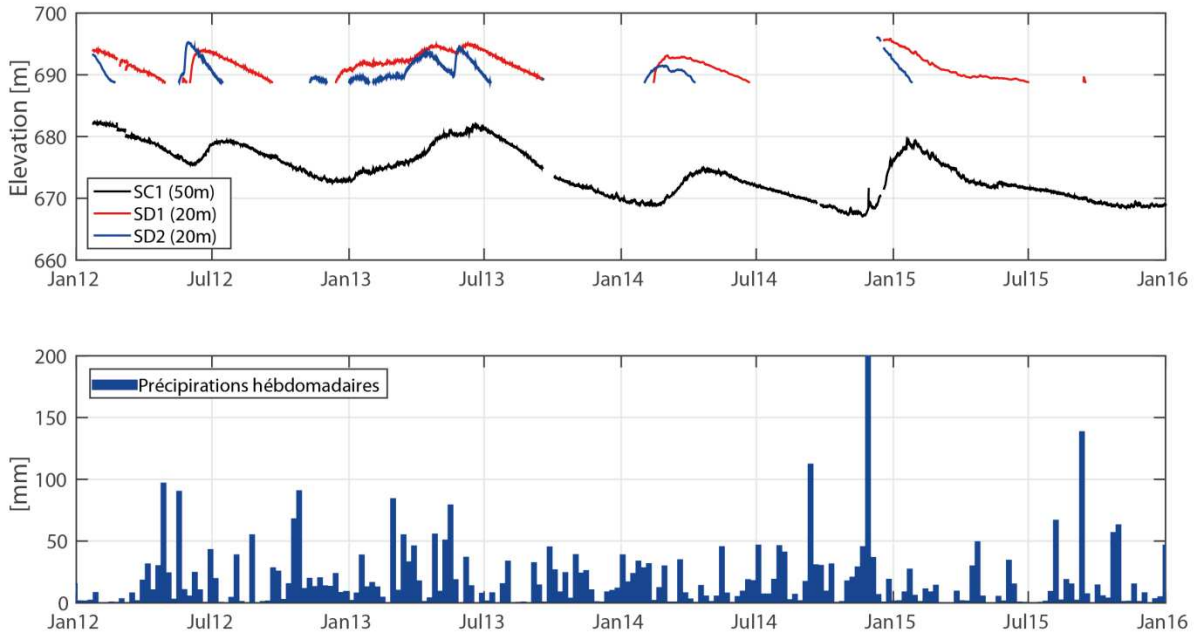


Figure 4.9 : Altitudes piézométriques dans les 3 forages du GEK (voir positions sur la Figure 4.10). SC1 est un sondage carotté de 50m de profondeur. SD1 et SD2 sont deux forages destructifs de 20m de profondeur. L'altitude de la surface est à 707m.

3 forages ont également été forés au début de l'année 2012, à proximité immédiate de l'observatoire.) Un forage est carotté sur 50m (SC1, Figure 4.10) tandis que les deux autres sont des forages destructifs de 20m (SD1 et SD2). La forte différence des niveaux piézométriques (Figure 4.9) entre les trois forages pourtant très proches est caractéristique des karsts et démontre la forte hétérogénéité de ces terrains à petite échelle. Les différents niveaux d'eau sont également en faveur de plusieurs nappes perchées, ou « poches » saturées de petites tailles au sein de l'épikarst. Ce comportement de « patches » saturés a été mis en évidence par des mesures sismiques sur le site par Galibert (2016). Il est intéressant de noter que l'imagerie acoustique et optique des forages a montré une dolomie plus compacte dans le forage SD2, qui se vidange plus rapidement. Hormis ce point, ces imageries révèlent une porosité secondaire importante et relativement homogène sur chacun des forages.

On peut aussi observer les retards entre les pluies et les maximums des niveaux piézométriques dans les forages SD2, SD1 puis SC1 (toujours dans cet ordre). Ces simples déphasages sont variables (~1 semaine pour SD2 ; ~2 semaines pour SD1 et jusqu'à deux mois pour SC1) mais donnent un premier ordre de grandeur pour l'infiltration d'environ $1 \text{ m}\cdot\text{j}^{-1}$ au maximum.

3.2.3. Teneur en eau et porosité

L'examen des carottes de SC1 a montré une porosité principalement secondaire et les rares fractures visibles sont recristallisées. Les vides sont de petites tailles (centimétriques au maximum) et les 50 m de carottes sont assez homogènes, avec des passes sableuses et compactes. Des estimations régulières de la porosité sur les carottes montrent une porosité entre 5 et 10 % sur les 20 premiers mètres puis très variables, entre 7 et 15%, jusqu'à 50 m. Locale et non-extrapolable spatialement, cette porosité est néanmoins cohérente avec celle estimée par Jacob *et al.* (2009, entre 4.8 et 7.3%) sur le même bassin par des mesures gravimétriques surface – profondeur fortement intégratrices. Cette méthode sera détaillée au chapitre 6 (section 3) lorsque nous l'appliquerons sur le causse de Campestre.

Des sondages par la Résonance Magnétique Protonique (RMP) ont également été réalisés sur le site de l'iGrav avant la construction du bâtiment et dans la doline SE en Juillet 2009, Avril 2010, Octobre 2010 et Mai 2011 (Mazzilli *et al.*, 2016). Le sondage de la doline montre une teneur en eau d'environ 5 %, identique en profondeur et constante entre les campagnes, révélant peu de variation de stock dans les 20 premiers mètres investigués. Au contraire, sur l'emplacement du bâtiment, la RMP montre une teneur en eau augmentant avec la profondeur et variant dans le temps, en phase avec les signaux gravimétriques présentés par Deville *et al.* (2012).

3.3. Instrumentation permanente de l'observatoire

En plus du gravimètre supraconducteur, au centre des travaux de cette thèse et qui est présenté en détail dans la section 2 du chapitre 5, le GEK abrite de nombreux instruments permanents (Figure 4.10).

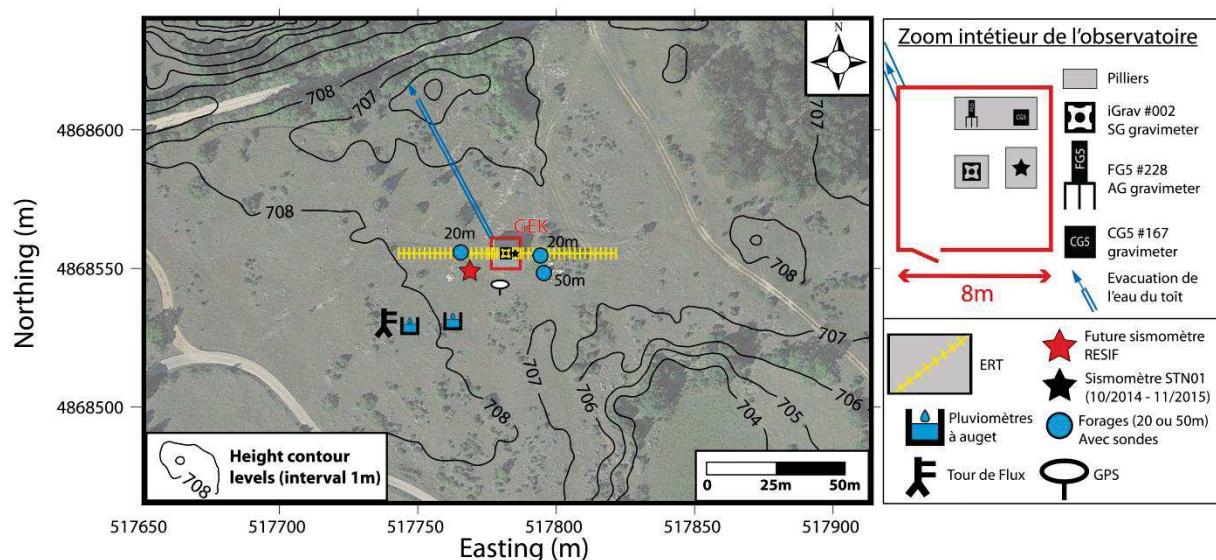


Figure 4.10 : Configuration instrumentale du site de l'observatoire.

Les variations d'altitudes ont un impact de première importance sur le signal gravimétrique ($-386 \mu\text{Gal.m}^{-1}$). La zone est tectoniquement stable (surrection $<3 \text{ mm.an}^{-1}$, *e.g.* Serpelloni *et al.*, 2013), mais il n'est jamais à exclure des mouvements locaux par exemple liés au retrait-gonflement d'argiles, même si aucune argile n'est observée sur le site, ni en surface ni dans les cavités. Un GPS permanent est installé sur le site et ne montre pas de signal significatif.

Une flûte de 50 électrodes est enterrée selon un profil N/S centré sur l'observatoire. Elle fut en panne la majeure partie de la thèse avant d'être relancée avec une autre acquisition en 2016, dans le cadre du stage de fin d'études de C. Finco (printemps/été 2016). Les premiers résultats montrent de fortes variations de résistivité superficielles immédiatement après les pluies. Ces variations sont visibles hors de l'emprise de l'observatoire mais pas directement sous le bâtiment, ce qui révèle un faible transport latéral.

Le GEK va accueillir sous peu une station permanente large-bande du réseau RESIF (<http://www.resif.fr/>). L'observatoire a également accueilli pendant un an une station temporaire (STN01, Figure 4.10) qui sera exploitée au chapitre 8.

4. Contexte climatique et chroniques météorologiques

L'observatoire est en partie dédié à l'hydrologie. Nous détaillerons donc ici le contexte climatique et les chroniques météorologiques disponibles sur le bassin et sur le site.

4.1. Précipitations

4.1.1. Contexte

Le Larzac en général est soumis à un climat dit de type méditerranéen. Il se caractérise par des étés très secs, des hivers et printemps pluvieux, et par ce que l'on qualifie (par extension) d'évènements « cévenols » en automne. Ceux-ci sont générés par des flux d'air chaud et humide en provenance de la méditerranée et qui se condensent au niveau des reliefs du Larzac. Ils peuvent contribuer, en quelques jours, à plus d'un tiers des précipitations annuelles (autour de 1100 mm) sur le Durzon. Depuis l'installation de l'observatoire, on peut citer en exemple les épisodes remarquables de novembre 2011 et novembre 2014, où il est tombé plus de 250 mm en quelques jours. Notamment à cause de ce régime 'évènementiel', il existe une forte variabilité interannuelle de la pluviométrie (Table 4.1).

4.1.2. Données disponibles

Plusieurs chroniques pluviométriques sont disponibles pour le bassin du Durzon. La station météorologique Météo-France la plus proche est celle du Caylar (14km au Sud), hors du bassin mais sur le même plateau. Un pluviomètre a été installé en 2006 à la Blaquererie, 4km au SE de l'observatoire dans le cadre de la thèse de Jacob (2009).

Deux pluviomètres sont installés sur le site même de l'observatoire. Un premier pluviomètre installé en 2012 et dont l'automate a été changé début 2015 après une longue période d'inactivité. Un deuxième pluviomètre, lié à la tour de flux (voir section 4.2 'évapotranspiration' ci-après), permet d'avoir la pluviométrie locale pendant cette période. Malheureusement les instruments ont peu fonctionné en parallèle, et ne permettent pas d'avoir une redondance significative (Figure 4.11). Notons que certains évènements peuvent être très locaux, et que la mesure d'un pluviomètre dépend de l'orientation et de la force des vents : il n'est pas rare que des pluviomètres espacés de quelques dizaines de mètres à centaines seulement donnent des résultats significativement différents (*e.g.* Jensen and Pedersen, 2005 ; Pedersen *et al.*, 2010).

Spatialement, il existe une variabilité des pluies à l'échelle du Larzac. Les chevauchements E-W pourraient agir comme des barrières pour les pluies en provenance du sud. Ainsi, il semble y avoir un gradient décroissant du Sud vers le Nord sur le Larzac (Jacob, 2009). Au

niveau du bassin même, les pluies ont longtemps été considérées spatialement homogènes pour les études précédentes, notamment par comparaison entre les données au Caylar et à la Blaquererie. Cependant, bien que la somme annuelle soit souvent proche, la pluviométrie au Caylar semble systématiquement plus élevée qu'à la Blaquererie (Table 4.1).

Pour les études où les mesures gravimétriques qui servent à l'interprétation sont mensuelles et faites avec des instruments ayant une précision de quelques μgals (dizaines de nm.s^{-2}), cette différence a peu d'impact. Pour le gravimètre supraconducteur de l'observatoire, ces différences se sont au contraire révélées critiques pour l'interprétation et la modélisation (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7.3).

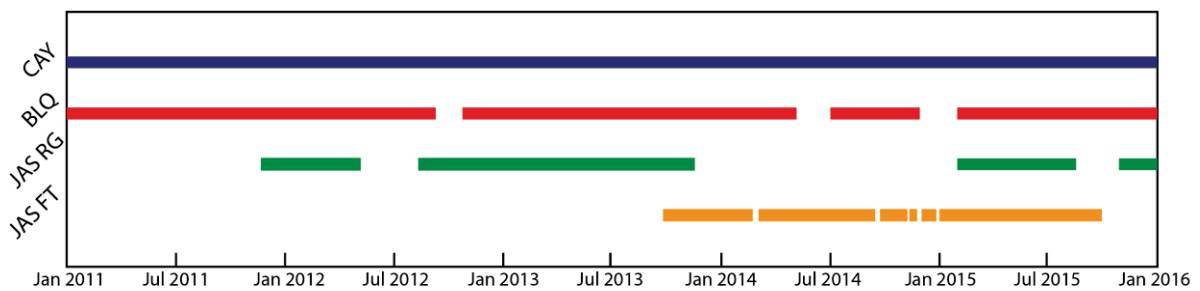


Figure 4.11 : Disponibilité des données pluviométriques depuis la construction du GEK. Les données du Caylar (CAY) sont fournies par météo France depuis 2004. Celles de la Blaquererie (BLQ) sont disponibles depuis son installation en 2006 dans le cadre de la thèse de Jacob (2009). Deux pluviomètres sont disponibles au GEK : un pluviomètre indépendant (JAS RG) et celui de la station météorologique de la tour de flux (JAS FT).

Ainsi pour les études à l'observatoire (chapitre 6-7-8), on prend toujours les données les plus proches disponibles: la pluviométrie sur le site de l'observatoire en priorité, à défaut celle de la Blaquererie, et avant l'installation de ce pluviomètre, celle du Caylar (essentiellement pour la période d'initialisation des modèles).

	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
MIXTE	1102	821	1117	931	1204	876	933	998	907	957	1179	665
BLQ	-	-	1052	931	1204	876	933	941	-	973	1043	-
CAY	1102	821	1117	931	1207	996	1181	1150	1024	985	1665	976

Table 4.1 : Pluviométrie annuelle moyenne suivant les stations utilisées : station météo-France du Caylar (CAY), pluviomètre de l'université à la Blaquererie (BLQ), ou un mixte entre ces données et celles des deux pluviomètres de l'observatoire (MIXTE), privilégiant les données disponibles les plus proches du GEK (GEK > BLQ > CAY).

Deux années montrent des différences notables : 2010 avec un total de 200 mm de différence et 2015 avec 300 mm de différence. La différence très importante en 2014 (+500 mm au Caylar) donne un cumul annuel de 1665 mm ce qui constitue un record. Cela soulève la question d'une erreur sur la mesure d'un évènement mesuré à 400mm en septembre 2014 par météo France au Caylar, ce qui est soit lié à un évènement très local soit une erreur au vu de la gravimétrie et de la pluviométrie mesurées sur place (maximum 100 mm au GEK et BLQ).

4.2. Evapotranspiration

Une autre donnée météorologique de première importance est l'évapotranspiration. En effet, l'eau sortant du système *via* l'atmosphère est une perte très importante, du même ordre de grandeur que le débit « souterrain » local comme nous l'estimerons à partir de la gravimétrie dans le chapitre 7.

L'évapotranspiration, comme son nom l'indique, cumule deux processus distincts : l'évaporation physique, passage à l'état gazeux de l'eau liquide présent dans le sol, et la transpiration physiologique des plantes. L'évaporation se produit s'il y a présence d'eau mobilisable dans le sol et si l'atmosphère est non-saturée et exerce une demande évaporatoire. L'évapotranspiration dépend ainsi des conditions d'humidité du sol, des conditions météorologiques, mais également de la densité et du type de végétation. Sur le site de l'observatoire, la végétation est essentiellement réduite à de l'herbe basse, avec une transpiration faible et une prise peu profonde.

4.2.1. Evaporation réelle par Eddy Correlation

L'évaporation réelle (**ETA** ou **AET** – '*actual evapotranspiration*') d'une parcelle est donc très difficile à mesurer. Les méthodes par Eddy-corrélation (« covariance des turbulences » en français, terme très peu usité) sont les méthodes les plus précises aujourd'hui pour mesurer les échanges entre les écosystèmes terrestres et l'atmosphère (énergie, vapeur d'eau, CO₂). Ces méthodes sont récentes : Anderson *et al.* (1984) et Desjardins *et al.* (1984) sont parmi les premiers à mesurer les flux de manière routinière avec les méthodes d'Eddy-corrélation. Ce n'est que dans les années 90 que les développements techniques ont rendu possible les mesures en continu à long terme (>1 an, Wofsy *et al.*, 1993).

Depuis quelques années les tours de flux - les instruments permettant les estimations des flux par Eddy-corrélation, soit une station météo, un analyseur de gaz et un anémomètre haute-fréquence sur le même support - se démocratisent. Le projet FluxNet (<http://fluxnet.ornl.gov/>) montre l'engouement pour ces instruments et le besoin qu'ont les scientifiques d'avoir des données claires d'échanges entre l'atmosphère et les écosystèmes.

D'une centaine de tours de flux en 2001 (Baldocchi *et al.*, 2001), plus de 840 sites sont aujourd'hui dans le projet, dont plus de 560 actifs mettent leur données commun et en libre accès.

Très brièvement, le principe se base sur la décomposition du flux d'air turbulent en tourbillons de différentes tailles avec des composantes verticales différentes. Le tout est mesuré par l'anémomètre sonique à haute fréquence, en parallèle des mesures de teneur en gaz par l'analyseur. La mesure de la turbulence est réalisée par l'estimation de la covariance du vent sur des durées de 30 minutes en général. La covariance de la vitesse verticale et d'une concentration en gaz donne son flux. Lorsque l'atmosphère est stratifiée et trop calme (pas assez turbulente, souvent les nuits) ou pendant les pluies, la méthode d'Eddy-correlation n'est pas applicable. On peut chercher plus de détails sur la méthode dans la publication de Baldocchi *et al.* (1988) par exemple.

4.2.2. La tour de flux du GEK

Comme il sera discuté dans la thèse (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7.3) et pour les mêmes raisons qu'avec la pluviométrie, il est important d'avoir des données précises et locales d'évapotranspiration aux cotés des mesures précises et locales de gravité. Pour cela, une tour de flux a été installée près de l'observatoire fin 2012 (Figure 4.10).

La tour de flux est composée d'un pluviomètre, d'une station météorologique (pression/humidité/température), d'un anémomètre sonique (Campbell CSAT3) qui mesure les vents dans les trois directions à 10Hz, d'un analyseur de gaz qui mesure à la même fréquence les teneurs en eau et CO₂. Enfin, elle est équipée d'un capteur de rayonnements (émis et incidents) permettant le calcul théorique lorsque les conditions de mesure du vent ne sont pas optimales (Figure 4.12).

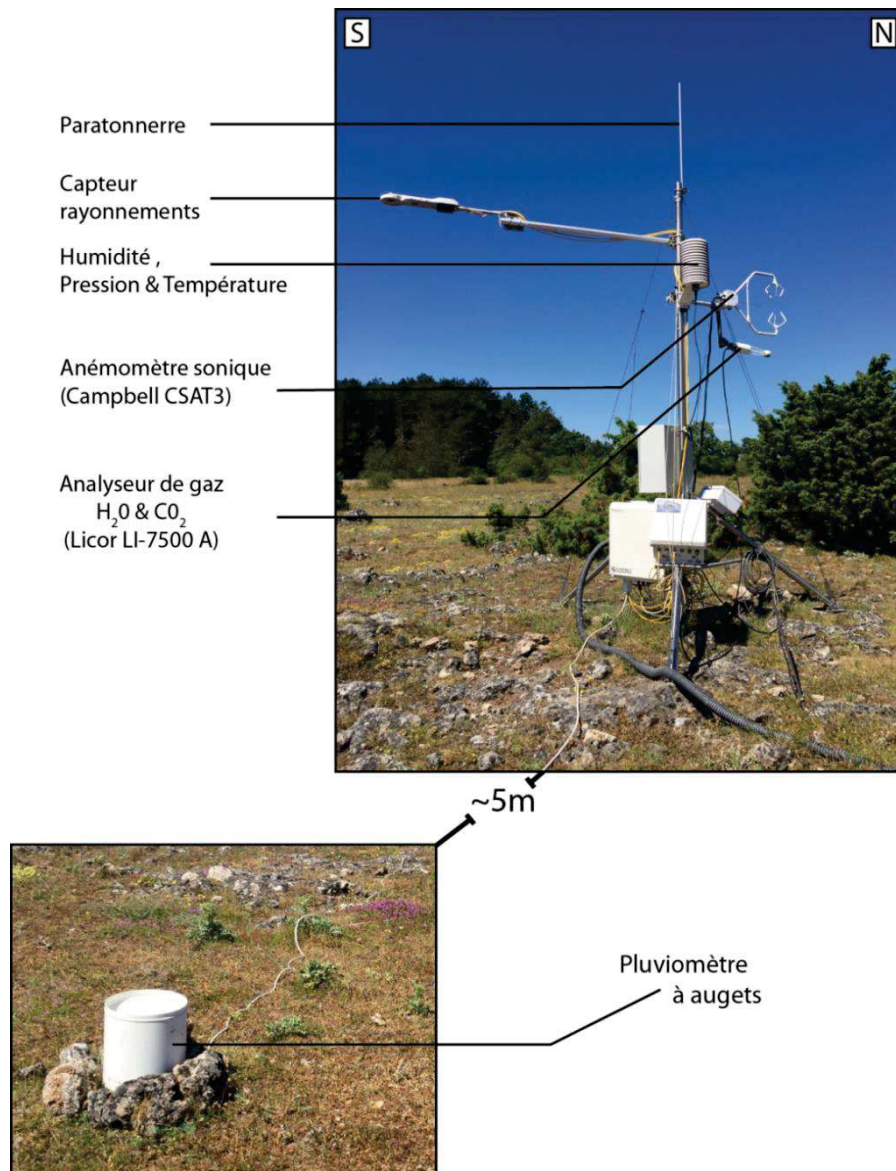


Figure 4.12 : Tour de flux et composantes : station météorologique, capteurs de rayonnements, analyseur de gaz, et anémomètre sonique.

Le traitement est long et loin d'être trivial (Figure 4.13). Le logiciel utilisé pour le traitement est le logiciel EddyPro (EddyPro®, 2015 ; Fratini et Mauder, 2014). Avec une interface utilisateur et un mode « express », les options avancées restent nombreuses et permettent de modifier les méthodes et modèles utilisés à chaque étape du traitement. Les nombreuses options et méthodes disponibles ne seront pas détaillées. Le manuel du logiciel (Li-cor inc., 2015) peut être parcouru pour connaître la chaîne de traitement complète. Les paramètres et modèles choisis ici l'ont été après discussion avec les scientifiques du laboratoire d'écologie de Montpellier, qui nous ont gracieusement prêté l'analyseur de gaz. La chaîne de traitement se conforme aux recommandations internationales ICOS (<https://icos-eco.fr/index.php?static6/protocol>). Il est à noter que l'analyseur de gaz a été étalonné avant son installation sur le site de l'observatoire.

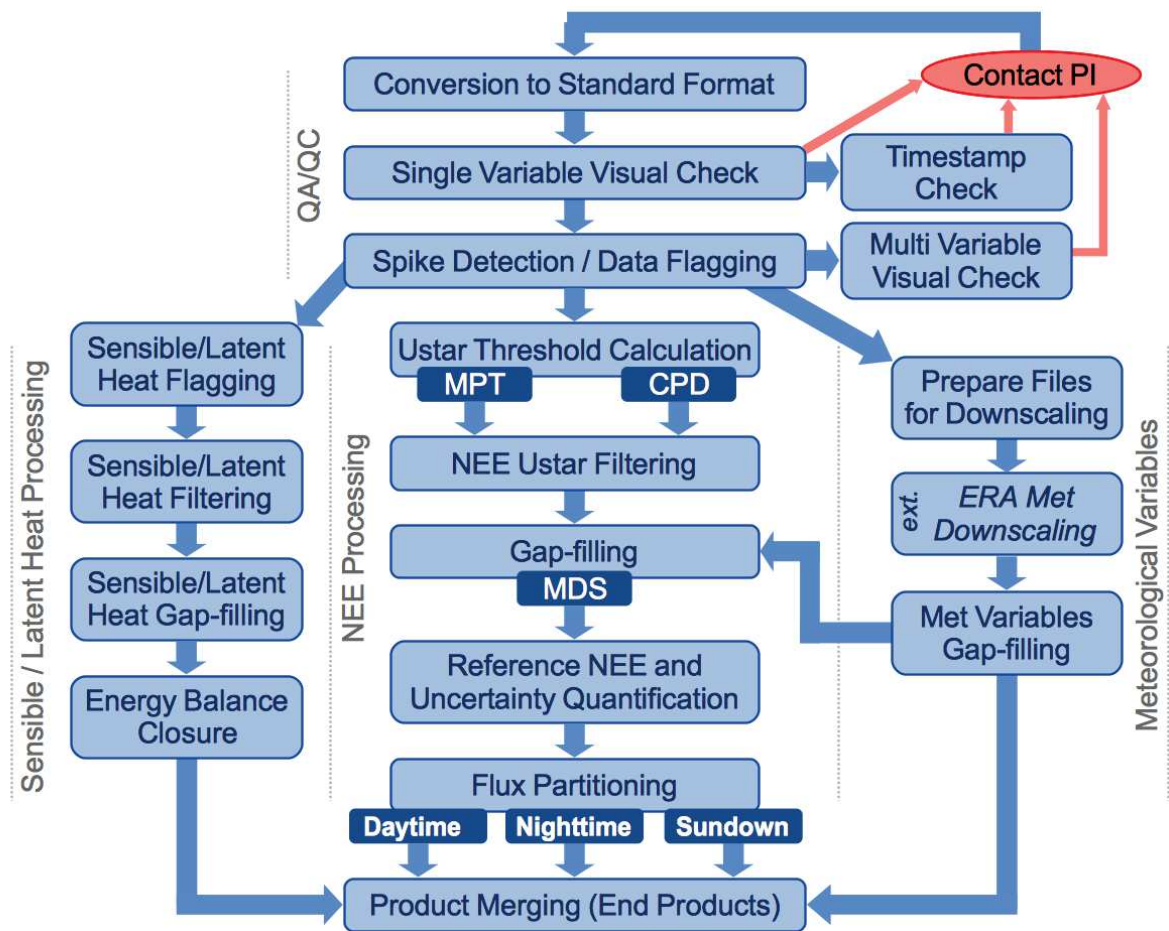


Figure 4.13: Chaîne de traitement recommandé par le programme FluxNet (<http://fluxnet.ornl.gov/>).

Une fois obtenues, les valeurs aberrantes de flux et les données manquantes (liés à de mauvaises conditions météorologiques, pluie, ou panne instrumentale) sont interpolés avec le logiciel en ligne du Max Planck Institute for Biogeochemistry (<http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/>). Cette étape nécessite des données météorologiques (comme le rayonnement) mesurées par la tour de flux ou prises à la station météo France ST JEAN ST PAUL-INRA (20 km au nord-ouest) en cas de panne. Les valeurs aberrantes restantes sont complétées en faisant une moyenne glissante sur les mêmes horaires des jours précédents et suivants. Lors de ces traitements, il est souvent nécessaire de passer de la chaleur latente LE , demandée en entrée et donnée en sortie du logiciel en ligne ci-dessus, à l'évaporation avec la relation suivante :

$$\begin{cases} LE = \lambda ET \\ \lambda = 10^3(3147.5 - 2.37Ta) \end{cases} \quad (4-1)$$

Avec LE le flux de chaleur latente (latent heat flux, $W.m^{-2}$), ET le flux évaporation ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), Ta la température de l'air (K) et λ chaleur latente de vaporisation ($J.kg^{-1}$). On récupère l'évaporation ($mm.s^{-1}$) en divisant ET par la masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$).

L'empreinte de la tour de flux dépend de la rugosité du sol, de la stabilité de l'atmosphère et de la hauteur de l'anémomètre (Kljun *et al.*, 2004). D'un jour à l'autre, elle varie donc grandement en fonction du vent. Pour le vent moyen qui est de 1 à $2 m.s^{-1}$ sur le site, 90% du signal provient d'une zone de 80m à contrevent partant du capteur (Figure 4.14). C'est tout à fait dans les ordres de grandeur de l'investigation d'un gravimètre. Notons toutefois que la zone investiguée dépend grandement de l'intensité du vent, de la stabilité de l'atmosphère. La direction du vent, à savoir N300 une grande majorité du temps soit un vent qui vient du NO, et N120 le reste du temps, est suspectée de n'avoir que peu d'influence vue l'homogénéité de la végétation.

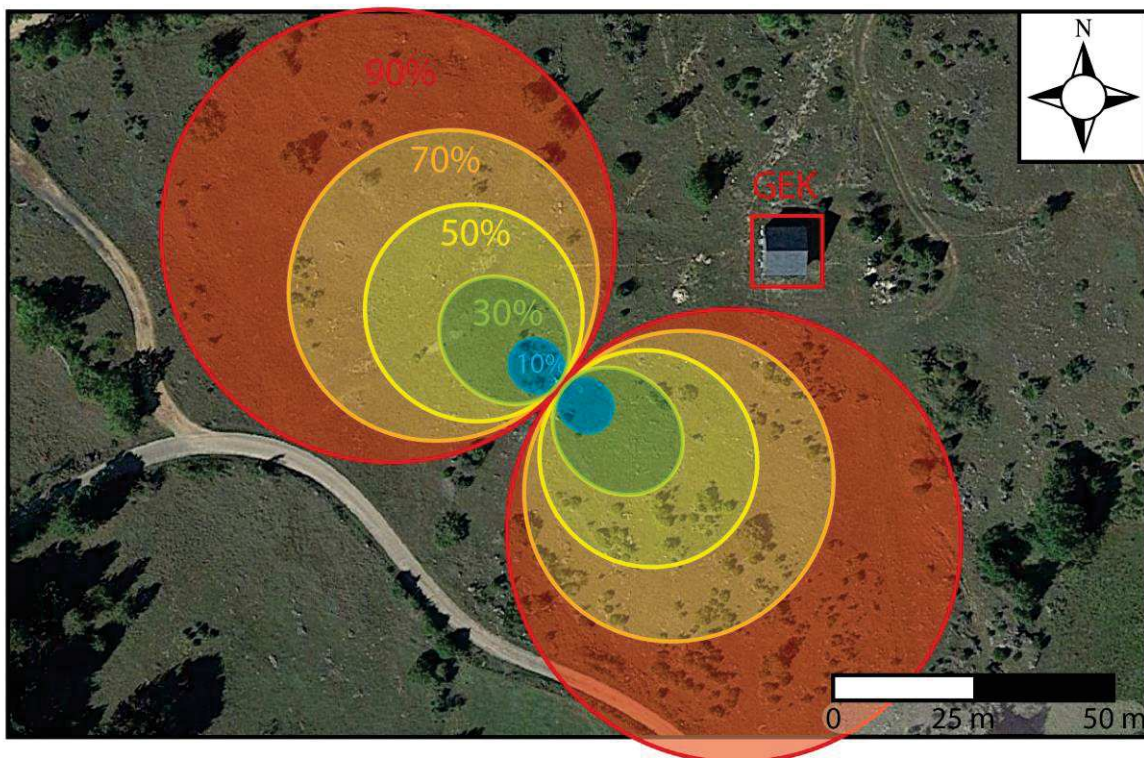


Figure 4.14 : Empreinte au sol de la tour de flux. Les ellipses délimitent les zones d'où proviennent une partie du signal (de 10 à 90%). L'empreinte varie grandement entre le jour et la nuit, et avec la force du vent. Les empreintes montrées ici sont typiques pour un vent de $\sim 1-4 m.s^{-1}$. Un vent du NO (N320) est très majoritaire sur le plateau, et correspond à l'empreinte qui s'étend vers le NO. L'empreinte qui s'étend à l'opposé (N140) correspond au second régime de vent, moins fréquent, venant du SO. L'allongement de l'ellipse à contrevent (along-wind) est calculé selon Kljun *et al.* (2004). L'étalement latéral (cross-wind) n'a pas été calculé ici et a été représenté arbitrairement. Pour un exemple de ce calcul, on peut se référer à Chen *et al.* (2009). De manière générale, plus l'atmosphère est stable, plus l'empreinte est étalée latéralement.

La Figure 4.15 montre la qualité qu'il est possible d'obtenir après le traitement des données de la tour de flux. Les cycles annuel (en haut) et journalier (en bas) sont clairement visible. En aparté, le même type d'analyse avec le CO₂ montre également un cycle journalier, avec la respiration des plantes en journée et celle du karst la nuit (*e.g.* Sanchez-Cañete *et al.*, 2011).

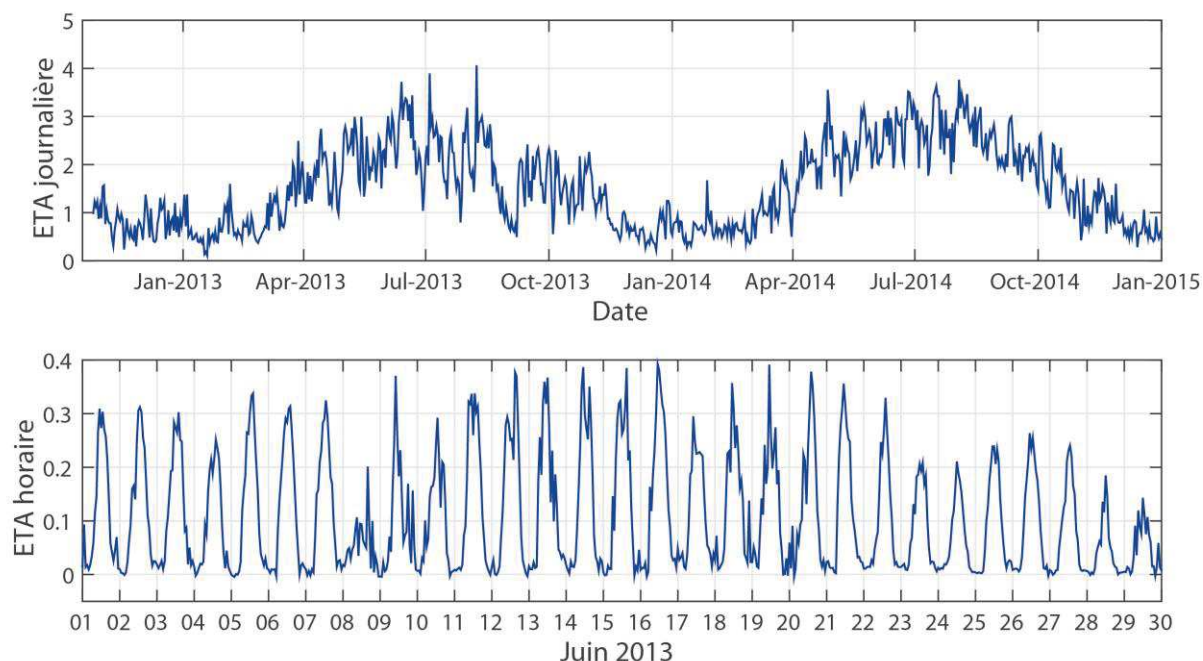


Figure 4.15 : ETA horaire (en bas, exemple du mois de juin 2013) et ETA journalière (haut) calculées par Eddy-covariance avec les données de la tour de flux du GEK.

4.2.3. Evapotranspiration potentielle

Pour toutes les études hydrologiques et hydro-gravimétriques précédentes sur le Larzac (Jacob *et al.*, 2008 ; 2009 ; 2010a, Deville *et al.*, 2012 ; Mazzilli *et al.*, 2012 ; Tritz *et al.*, 2011), l'évapotranspiration réelle (**ETA**) est estimée à partir de l'évapotranspiration potentielle (**ETP** ou **PET**). L'ETP est définie comme la perte maximale en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon en pleine croissance, de hauteur uniforme avec de l'eau en quantité illimitée. Le calcul de l'ETP ne nécessite donc que des variables principalement atmosphériques : température de l'air, rayonnement incident, pression, humidité relative, altitude (Eq. 4-2). Outre une mesure directe de l'ETP avec des bacs d'évaporation, de nombreuses formules existent pour calculer l'ETP, avec des résultats pouvant varier fortement (Oudin, 2004). Une formule classique, utilisée dans les travaux précédents et ceux de cette thèse pour la période précédant l'installation de la tour de flux est celle de Penman-Monteith (Penman, 1948 ; Monteith, 1965) fournie par Météo France à la station météorologique du Caylar, la plus proche de l'observatoire.

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \frac{\rho_a C_p}{r_a} (e_a - e_d)}{\lambda \rho_w [\Delta + \gamma (1 + \frac{r_s}{r_a})]} \quad (4-2)$$

Avec Δ la pente de la relation linéaire entre pression de vapeur saturante et température ($\text{Pa} \cdot \text{C}^{-1}$). R_n est le rayonnement net ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$), c'est à dire le bilan des rayonnements reçus et perdus. C_p est la chaleur latente de l'air ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), ρ_a et ρ_w sont les masses volumiques de l'air et de l'eau, r_a et r_s les résistances ($\text{S} \cdot \text{m}^{-1}$) aérodynamique et stomatique (les stomates étant les orifices de l'épiderme des végétaux permettant les échanges gazeux). $(e_a - e_d)$ est le déficit de pression de vapeur (kPa), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), et γ la constante psychométrique (environ $66 \text{ Pa} \cdot \text{C}^{-1}$).

Parmi tous les paramètres pris en compte dans ces formules, il est important de noter l'absence de contraintes sur l'état du sol, notamment la disponibilité en eau, d'où le nom d'ailleurs d'évaporation *potentielle*. Dans les études antérieures sur le bassin, l'ETA est dérivée de l'ETP en appliquant un coefficient constant k . Ce coefficient est estimé de manière à boucler un bilan de masse pluriannuel à l'échelle du bassin entier en considérant une surface d'environ 100 km (Jacob *et al.*, 2009) :

$$P - k ETP - Q = 0 \quad (4-3)$$

Avec P et ETP les sommes des précipitations et évaporation potentielle sur de longues périodes (en m^3), mesurées en un point (m) et multipliées par la surface du bassin. Q la somme du débit à l'unique source du Durzon (en m^3).

4.2.4. Evaporation utilisée et plus-value

En réalité ce coefficient n'est évidemment pas constant. Annuellement, il varie de 0.6 à 0.85 (Jacob *et al.*, 2009) et a été fixé à 0.65 par Deville *et al.* (2012). De plus la transpiration des plantes dépend fortement de la saison : la disponibilité de l'eau est souvent limitée en été avec comme conséquence une surestimation importante de l'évapotranspiration. Dans leurs modèles à réservoirs, Jacob *et al.* (2009) essaient également d'appliquer un coefficient variable dépendant de la hauteur d'eau le réservoir sol, sans amélioration notables.

Dans cette thèse, la comparaison des données d'ETA de la tour de flux et d'ETP de Météo France nous permet de calculer un coefficient saisonnier moyen pour les années 2013 et 2014 (Table 4.2).

	oct	nov	dec	jan	fev	mar	avr	mai	jun	jul	aoû	sep
ETA/ETP	1.05	1.23	1.27	1.29	0.76	0.78	0.79	0.76	0.60	0.56	0.60	0.65
K_{saison}	1.20				0.75				0.55			

Table 4.2 : Coefficients mensuels moyens obtenus pour les années 2013 et 2014 et coefficients « saisonniers » (K_{saison}) moyen sur des périodes de 4 mois.

Le choix d'un coefficient constant sur des périodes de 4 mois permet de moyenniser une partie de la variabilité interannuelle. On peut également noter que le bilan total est particulièrement influencé par le coefficient de l'été (Juin à Septembre, coefficient de 0.55), la majeure partie de l'ET ayant lieu à cette période. Utiliser ces coefficients saisonniers au lieu d'un coefficient constant réduit significativement les erreurs (Figure 4.16). Le coefficient dépendant des conditions météorologiques et du sol, des erreurs subsistent invariablement lors de leur extrapolation aux années précédentes ou aux périodes de panne de la tour de flux (essentiellement l'été 2015). Néanmoins, ces coefficients seront utilisés pour les périodes antérieures à l'installation de la tour de flux.

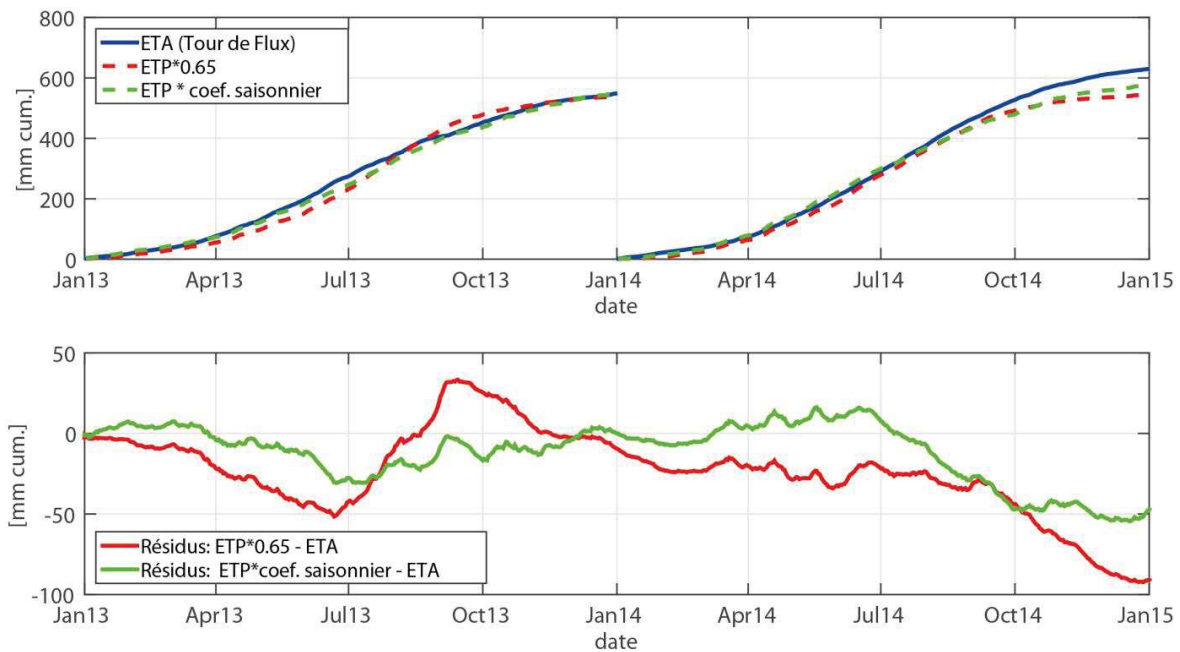


Figure 4.16 : Comparaison entre évapotranspiration réelle mesurée à la tour de flux (ETA) et évapotranspiration potentielle (ETP) calibrée par coefficient constant (0.65) ou saisonnier. Haut : cumuls annuels. Bas : résidus entre ETP calibrées et ETA.

A long terme, les différences entre les deux ETP calibrées se compensent (Figure 4.16). Comme il est discuté dans le chapitre 7 en général et en particulier dans la publication (Fores *et al.*, 2016a), l'utilisation des données d'ETA de la tour de flux, ou à défaut de celles obtenues à partir de l'ETP avec un coefficient saisonnier, impacte significativement la qualité des modèles hydrologiques par rapport à l'utilisation de l'ETP et d'un coefficient constant.

Ce chapitre se conclut en soulignant une dernière fois l'importance d'avoir des données météorologiques **locales et précises** pour ne pas perdre tous les avantages du suivi continu et de la précision des gravimètres supraconducteurs. La précision finale d'un modèle est toujours celle de sa variable la moins précise.

5. Les gravimètres utilisés

1. Introduction

Selon la loi fondamentale de la dynamique (ou deuxième loi de Newton), un corps placé dans un champ gravitationnel \mathbf{g} subit une force F proportionnelle à sa masse m :

$$\vec{F} = m\vec{g} \quad (5-1)$$

Tout instrument capable de mesurer la force F appliquée par la gravité sur une masse peut donc être qualifié de gravimètre. Les premiers gravimètres de l'histoire étaient des pendules simples, g (en Gal) étant dans un cas idéal uniquement relié à la longueur du pendule L (en m) et sa période d'oscillation T (en s):

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}} \quad (5-2)$$

C'est Galilée (1564-1642) qui a montré le premier que la période d'oscillation n'est pas reliée à la masse mais seulement au carré de la longueur du pendule. Huygens appliqua ensuite ce principe aux horloges en 1658. Dès lors, les pendules et horloges se sont perfectionnés pour répondre au besoin des sociétés de définir des unités de référence précises de distance et de temps. Richer fut le premier, en 1672, à remarquer que son horloge battait la seconde plus lentement à Cayenne qu'à Paris. Sans qu'on le sache à cette époque, les pendules du XVIII^{ème} siècle permettaient déjà de mesurer la gravité avec une précision de l'ordre de 10^{-4} m/s² (Figure 5.1). Mais ce n'est que quelques années plus tard, en 1687, que grâce à Isaac Newton on commencera à concevoir l'attraction (Eq. 5-1).

On définit aujourd'hui deux grandes familles de gravimètres : les gravimètres dits « **absolus** » donnent la valeur réelle de g . Les gravimètres « **relatifs** » ne permettent que de mesurer les variations d'accélération entre deux points ou deux dates.

Deux types de gravimètres absolus existent : les gravimètres pendulaires (que l'on vient d'évoquer et qui ont été les seuls gravimètres jusqu'au milieu du XX^{ème} siècle) et les gravimètres à chute libre, dit aussi balistiques, qui les ont supplantés et qui sont aujourd'hui les plus utilisés. On peut toutefois évoquer l'imposant pendule de la « grotta gigante » en Italie, toujours actif (<http://www.grottagigante.it/page/scienza-pendoli>).

Les gravimètres balistiques mesurent la position au cours du temps d'un coin de cube en chute libre dans un vide poussé. En effet, dans le vide, la seule force qui s'applique sur la masse est la force de gravité, ainsi en mesurant l'accélération on mesure directement g . Le principe est donc simple, et toute la précision de la mesure de gravité repose sur la qualité du vide, la précision de la mesure du temps (par une horloge atomique) et celle des positions de l'objet qui chute (par un interféromètre couplé à un laser ultra-stable). Récemment, des

gravimètres absolus laissant chuter des atomes froids ont commencé à voir le jour (e.g. Kasevich et Chu, 1991 ; Le Gouët *et al.*, 2008). D'abord cantonnés aux mesures en laboratoire, ils s'orientent vers le marché des gravimètres absolus portables (AQG, <http://www.muquans.com/index.php/products/aqg> ; Bonvalot *et al.*, 2016). Ces instruments présentent l'avantage de pouvoir faire des mesures en continu (suivi temporel), ce que les gravimètres à coin de cubes ne peuvent pas faire à cause de l'usure des parties mécaniques à chaque chute de l'objet dont on mesure l'accélération. Il est intéressant de noter que le développement des gravimètres et la précision de g sont toujours fortement conditionnés par la nécessité d'établir des références. On pense évidemment à la balance de Watt (e.g. Merlet, 2010) qui a pour but de redéfinir le kilogramme, dernière unité du système international (SI) à être toujours basée sur un étalon.

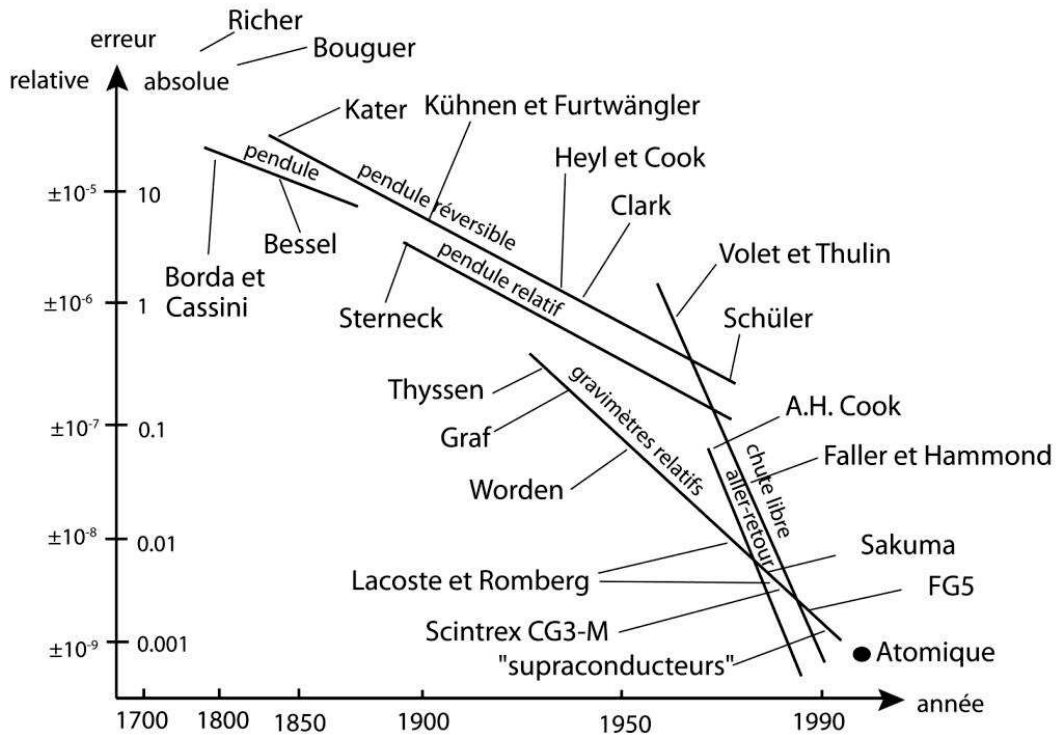


Figure 5.1 : Précision relative et absolue des gravimètres terrestres depuis le XVIIIème siècle. L'erreur absolue est donnée en mGal et l'erreur relative en m/s^2 . D'après Torge (1989) dans Merlet (2010).

Les gravimètres « relatifs » sont basés sur la mesure d'une force (en général un contre-courant) appliquée sur une masse test (attachée à un ressort ou en lévitation magnétique) pour contrebalancer les variations de la force de gravité et maintenir cette masse à l'équilibre. Un étalonnage est ensuite nécessaire afin de passer des variations du courant mesurées aux variations de g. Comme tous les instruments relatifs, ils ont tendance à dériver dans le temps mais sont à l'heure actuelle les plus portables (gravimètres à ressort) ou les

plus précis (gravimètres supraconducteurs, Figure 5.1). Depuis les années 1960, les gravimètres relatifs supraconducteurs permettent de suivre les variations temporelles de la gravité avec une précision de l'ordre de 10^{-10} à 10^{-11} m.s². Depuis 2002, (mission GRACE), et entre 2009 et 2013 (GOCE), des satellites en orbite mesurent également les variations du champ de pesanteur depuis la thermosphère (à respectivement 500 km et 260 km d'altitude). Cette altitude leur permet de mesurer aux quatre coins du globe mais induit une faible résolution spatiale (centaines de km² pour GRACE, un peu moins pour GOCE qui a une orbite plus basse) et temporelle, ce qui les rend inadaptés à une étude d'un système local ou d'un bassin en particulier.

Ce large panel d'instruments, chacun ayant ses spécificités propres, permet de mesurer la gravité dans de nombreux contextes et pour de nombreux objectifs, à toutes les échelles spatiales possibles.

Dans cette thèse, nous avons principalement utilisé deux instruments : un gravimètre d'observatoire relatif supraconducteur *GWR iGrav#002* (Warburton *et al.*, 2010) pour un suivi de précision continu en station. Pour étudier les variations non seulement temporelles mais aussi spatiales du signal hydrologique karstique, nous avons également utilisé un gravimètre relatif à ressort, très transportable : le gravimètre *Scintrex CG5#167* (Scintrex Ltd, 2006). Ces deux instruments seront présentés en détail dans ce chapitre. Pour calibrer le gravimètre supraconducteur et quantifier sa dérive instrumentale, nous avons également utilisé le gravimètre absolu *Micro-g Lacoste FG5#228* (Figure 5.2), qui permet de déterminer la valeur de *g* avec une précision de 10-20 nm/s² pour 24h de mesure (Niebauer *et al.*, 1995). Cet instrument, qui n'est pas directement utilisé pour l'hydrologie dans cette thèse, n'est pas présenté ici. Pour plus d'information sur le FG5, nous invitons le lecteur à lire la publication de Niebauer *et al.* (1995) ou le chapitre de la thèse de Jacob (2009) qui lui est dédié.

Les performances des gravimètres associés à une méthodologie rigoureuse sont indispensables en hydrogravimétrie où l'on utilise un signal résiduel de très faible amplitude. Une partie non-négligeable de cette thèse a été attribuée au traitement des données du gravimètre supraconducteur du GEK, à l'écriture de codes (Fortran) pour l'obtention des résidus hydrologiques et à la caractérisation de ses performances (l'iGrav du Larzac ayant été le premier iGrav déployé, il est celui ayant la plus longue série temporelle). Pour le gravimètre CG5, un effet significatif de la température ambiante sur la mesure a été mis en évidence et a donné lieu à une publication (Fores *et al.*, 2016b, section 3.1 de ce chapitre). Sa correction change drastiquement les interprétations hydrologiques.

Dans les sections ci-dessous, nous utiliserons fréquemment les abréviations suivantes : **SG** pour **G**ravimètre **S**upraconducteur et **AG** pour **G**ravimètre **A**bsolu.



Figure 5.2 : FG5 mesurant dans l'observatoire du Larzac.

2. Le gravimètre relatif supraconducteur iGrav #002

Depuis Mai 2011, le gravimètre relatif supraconducteur *GWR iGrav #002* (Warburton *et al.*, 2010) est en station à l'observatoire GEK du Larzac et mesure les variations de la pesanteur à une précision et une fréquence inédite pour l'hydrologie karstique.

Depuis Mai 2011, le gravimètre relatif supraconducteur *GWR iGrav #002* (Warburton *et al.*, 2010) est en station à l'observatoire GEK du Larzac et mesure les variations de la pesanteur à une précision et une fréquence inédite pour l'hydrologie karstique.

2.1. Principe des gravimètres supraconducteurs

Les gravimètres supraconducteurs (SG) sont les gravimètres relatifs les plus précis à l'heure actuelle, avec une sensibilité de 10^{-11} m/s² et une précision en suivi temporel de 1 à 3 10^{-10} m/s² (Hinderer, Crossley & Warburton, 2007) après filtrage et décimation des données à la minute. Les premiers gravimètres supraconducteurs ne datent que des années 60 (Prothero et Goodkind, 1968) et reposent sur le principe de la supraconductivité découverte pour la première fois en 1911. Certains matériaux, dits supraconducteurs, acquièrent des propriétés inédites une fois refroidis à très basse température (proche du zéro absolu, différente pour chaque matériau). Ils n'opposent plus aucune résistance au passage du courant et le transportent alors indéfiniment sans aucune perte d'énergie. De plus, les matériaux à l'état supraconducteurs expulsent les champs magnétique extérieurs auxquels ils sont soumis (effet Meissner, Meissner et Ochsenfeld, 1933). Ainsi, le fonctionnement d'un gravimètre supraconducteur se base sur la lévitation d'une sphère supraconductrice en niobium (⁴¹Nb, supraconducteur en dessous de 9.2 °K) dans un champ magnétique extrêmement stable, induit par la circulation d'un courant sans perte dans deux bobines en niobium supraconductrices. Les variations de pesanteur vont déplacer la sphère en lévitation : le contre-courant appliqué pour maintenir la sphère à une position constante est inversement proportionnel aux variations du champ de pesanteur. Le système est maintenu à très basse température pour atteindre la supraconductivité grâce à de l'hélium liquide. Ainsi, un compresseur comprimant l'hélium fonctionne en permanence à distance raisonnable du gravimètre. Pour éviter toute perturbation de la lévitation par le champ magnétique terrestre, un bouclier magnétique protège les bobines et la sphère (Figure 5.3). Pour une description détaillée des gravimètres supraconducteurs, le lecteur peut se référer à Hinderer *et al.* (2007).

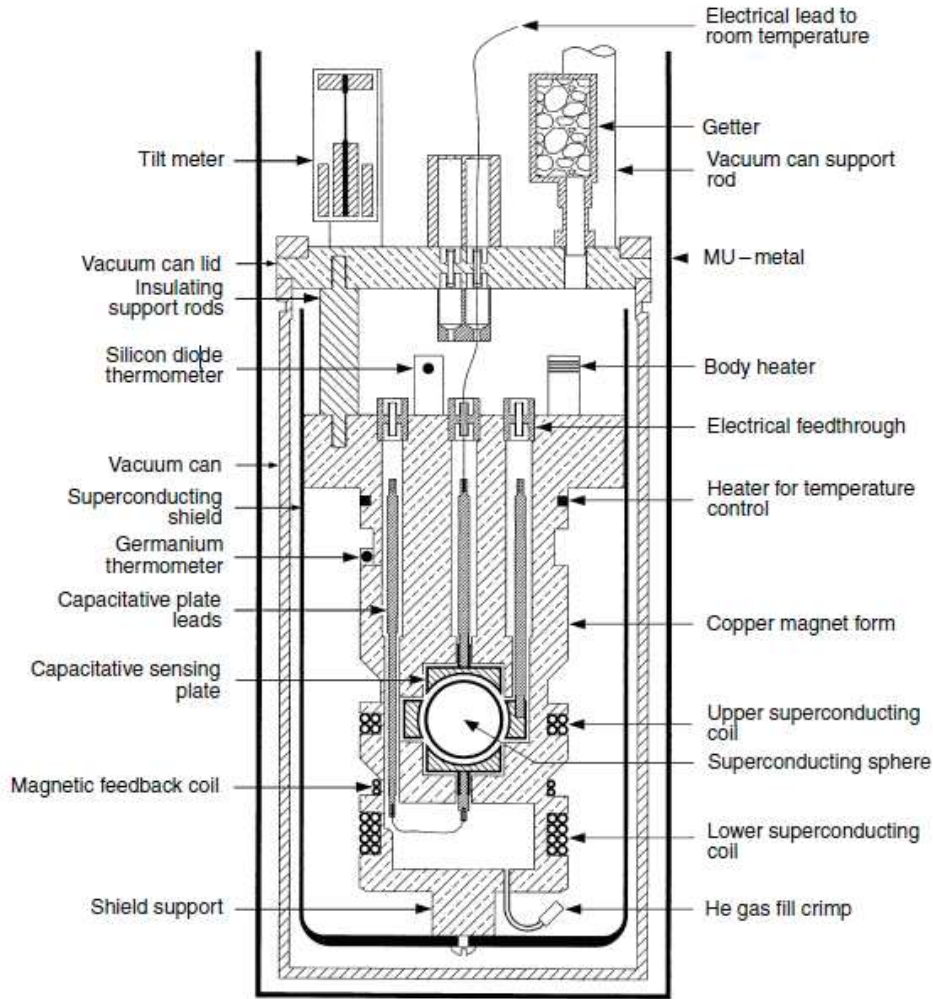


Figure 5.3 : Schéma d'un SG montrant l'arrangement des bobines, de la sphère et du bouclier magnétique. D'après Hinderer et al. (2007).

Le principe des gravimètres supraconducteurs est resté le même depuis leur invention. Cependant chaque modèle apporte quelques améliorations: taille réduite, volume nécessaire d'hélium réduit, meilleure conservation de l'hélium, simplification de la mise en marche et réduction du temps d'initialisation. L'iGrav a par exemple un dewar d'hélium de 16 L seulement contre 42 L pour l'OSG (génération précédente de SG chez GWR), et un poids réduit de 69 à 23 Kg.

Sa taille réduite et ses simplifications permettent un déploiement bien plus rapide et en fait, en citant ses constructeurs, « un instrument dédié aux études hydrologiques ». L'iGrav #002, installé en 2011 sur le Larzac (Figure 5.4) est le premier iGrav à avoir été mis en service et celui qui a la plus longue série de données. Partant d'un instrument à température ambiante, les premières valeurs utilisables de g ont été obtenues 3 semaines après son installation (Le Moigne et al., 2011), un délai court par rapport aux précédents SG. L'installation en elle-même se fait essentiellement par le nivellement du gravimètre, le

refroidissement de la chambre de la sphère à 4 °K et son positionnement, puis le remplissage du dewar par de l'hélium rendu liquide par le compresseur, ce qui assure le maintien de la supraconductivité quelques jours en cas de panne du compresseur. Une fois l'instrument refroidi, on peut alors faire léviter la sphère en Nb qui nous permettra de mesurer la pesanteur.



Figure 5.4 : L'iGrav #002 sur son pilier dans la chambre centrale du GEK. © N. Le Moigne.

Vu la sensibilité de l'instrument à toutes les variables environnementales, l'observatoire est stabilisé en permanence à 20 °C. Au début, le gravimètre était particulièrement sensible aux microcoupures de courant (N. Le Moigne, communication personnelle). En effet, le compresseur en charge du refroidissement du dewar par une tête froide s'arrêtait, et son redémarrage pouvait perturber les mesures. L'ajout d'un onduleur sur ce compresseur permet aujourd'hui de s'affranchir de ce problème. Les pannes de climatisation, et encore plus de courant, peuvent être critiques et demandent une grande réactivité : un arrêt prolongé supérieur à 24-48 H induit une perte de données (autonomie de l'onduleur). Un arrêt supérieur à 7 jours induirait une perte de lévitation de la sphère, et donc une réinitialisation complète de l'iGrav, et potentiellement un changement dans le facteur de

calibration et de la dérive instrumentale (cf. section 2.2.3 suivante), ainsi que des difficultés pour raccorder les séries temporelles.

Dans les parties suivantes, nous développerons le traitement de données de l'iGrav, depuis le signal brut jusqu'au signal hydrologique (correction de tous les effets listés dans la partie 3). Certaines parties du traitement sont caractéristiques des gravimètres supraconducteurs dont la sensibilité demande une attention particulière. Enfin, nous détaillerons une étude des performances de l'iGrav. En tant que nouvel instrument, cette étude n'a pas encore été faite sur de longues séries temporelles. Beaucoup de caractéristiques étant propres à chaque instrument, les performances annoncées par le constructeur ne peuvent pas être admises directement.

2.2. Traitement des données

Un gravimètre supraconducteur étant un instrument relatif fixe, seules les corrections temporelles vues au chapitre précédent ont besoin d'être appliquées. Vu la sensibilité de l'appareil, les modèles ont besoin d'une grande précision et certains traitements spécifiques aux séries temporelles continues (Gap filling / despiking / offsets) et aux supraconducteurs (calibration) doivent être appliqués. Tous les traitements décrits ci-dessous sont spécifiques aux gravimètres supraconducteurs et des exemples similaires se retrouvent fréquemment dans la littérature (*e.g.* Hinderer *et al.*, 1991, Hector *et al.*, 2014).

2.2.1. Calibration

La mesure brute est celle du courant ajusté dans une bobine pour maintenir la lévitation de la sphère à une position constante. La première étape est donc de déterminer la fonction de transfert permettant de passer de ce voltage à la pesanteur. Les variations de courants sont inversement proportionnelles aux variations verticales de l'accélération de la pesanteur (*e.g.* Francis, 1997, Hinderer, 1998, Calvo *et al.*, 2014). Cette calibration est faite à l'aide du gravimètre absolu FG5 #228 (exactitude d'environ $\sim 10\text{-}20 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$, Niebauer *et al.*, 1995), placé à environ 3 mètres au nord de l'iGrav. Une calibration consiste à trouver le coefficient permettant de faire correspondre les variations temporelles de courant mesuré par le SG et celles de gravité mesurées par le gravimètre absolu (Figure 5.5). Si possible, les calibrations sont réalisées sur des périodes d'au moins 4 jours (96+ heures) ce qui est optimal car on couvre alors une importante amplitude des marées terrestres (Francis et Van Dam, 2002), qui dominent les variations temporelles. Une plus longue calibration n'est pas non plus adaptée avec un FG5, qui s'use mécaniquement à chaque chute du coin de cube. De plus on prendrait le risque d'être sensible à la dérive instrumentale du SG.

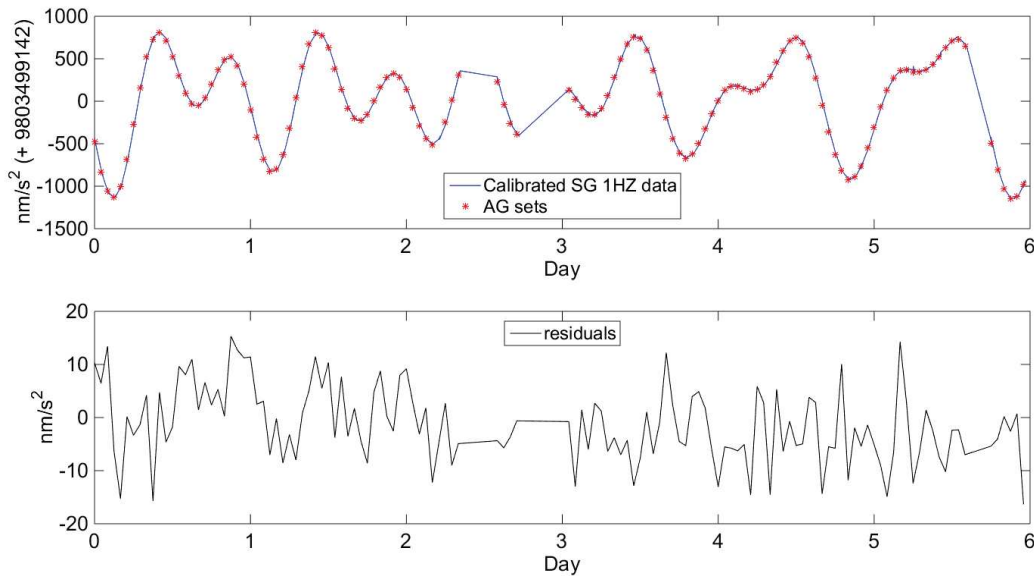


Figure 5.5 : Calibration du 4 au 9 Juillet 2011. En haut : Données SG 1Hz calibrées (courbe bleue) et sets AG (points rouges). En bas : résidus entre les sets AG et les données calibrées SG moyennées sur la durée du set.

Une première calibration a été conduite en juillet 2011 (Figure 5.5). Jusqu'à aujourd'hui, 9 autres calibrations ont été réalisées afin de vérifier la constance du facteur de calibration. Les 8 premières calibrations sont présentées dans la table ci-dessous. Une prochaine calibration est prévue avec le nouvel AQG (gravimètre à atomes froids) acquis en 2016 dans le cadre de l'EquipEx RESIF-CORE. Ces mesures se feront en parallèles de celles du FG5 pour pouvoir comparer les deux instruments et la vitesse à laquelle ils arrivent à la même précision sur le facteur de calibration. La fréquence d'acquisition de l'AQG (0.5 Hz) laisse présager un gain de temps non négligeable (S. Merlet, communication personnelle).

Day start time	Duration (days)	Number of sets	Calibration factor ($\text{nm/s}^2/\text{V}$)	Standard deviation (nm/s^2)
2011-07-04 10:50	6.0	144	-894.17 \pm 0.96	8.60
2011-08-25 10:15	6.4	153	-895.49 \pm 0.79	6.97
2011-12-06 15:30	6.3	150	-895.54 \pm 0.86	15.80
2012-02-20 15:15	6.0	144	-895.94 \pm 1.03	7.17
2013-03-25 14:35	2.1	50	-894.65 \pm 1.21	5.24
2013-06-13 11:45	5.0	120	-895.38 \pm 0.97	7.30
2014-07-25 09:15	4.0	96	-893.63 \pm 0.86	6.68
2014-12-02 10:35	3.0	72	-893.74 \pm 1.31	14.60

Table 5.1: Calibration entre les données 1Hz brutes de l'iGrav et les sets du FG5 (100 chutes/set, intervalle de 10s entre les chutes, 1 heure entre chaque set). Les périodes très bruitées, essentiellement des secousses sismiques (jusqu'à quelques heures par calibration), sont supprimées avant la détermination du coefficient. D'après Fores et al. (2016a).

Chaque calibration est précise à 0.1%, précision obtenue lors des calibrations des SG ancienne génération (*e.g.* Francis et Van Dam, 2002). Pour les 8 calibrations de la Table 5.1, on observe que le facteur est stable au cours du temps et que toutes les calibrations sont cohérentes : à l'exception de la calibration de l'été 2014, les barres d'erreurs se recouvrent. L'iGrav semble donc adapté aux études à long terme, et une calibration tous les deux ans doit être suffisante pour contrôler la constance du coefficient de calibration. La valeur moyenne de toutes les calibrations, pondérées par leurs erreurs respectives, est utilisée pour l'ensemble de la série temporelle : $-894.8 \text{ nm.s}^{-2}.\text{V}^{-1}$. Pour obtenir la pesanteur absolue, la constante à ajouter est de $9803501229 \text{ nm.s}^{-2}$.

Ce que l'on retiendra de ces calibrations pour nos études hydrologiques, c'est surtout que la précision sur le facteur est largement suffisante. En effet, l'amplitude totale du signal brut sur nos 5 années de données est d'environ 3 V. Ainsi, l'erreur estimée sur le coefficient de calibration, qui est d'environ $1 \text{ nm.s}^{-2}.\text{V}^{-1}$, induira une erreur maximum de 3 nm.s^{-2} sur le signal gravimétrique calibré, soit l'effet d'une lame d'eau de 7 mm. Et encore, les résidus liés à l'hydrologie n'ont une amplitude que de quelques dixièmes de Volts, soit une erreur inférieure à 1 nm/s^2 lié à la calibration. Cette source d'erreur sur le signal hydrologique est donc négligeable par rapport aux erreurs liées aux corrections des effets environnementaux et aux pannes instrumentales décrites ci-dessous.

On peut également noter que suite à des pannes électroniques au printemps et à l'été 2016 et au remplacement d'une carte électronique, le coefficient de calibration semble avoir sensiblement changé. Une prochaine calibration est donc prévue pour en mesurer l'effet et la dérive instrumentale sera particulièrement surveillée.

2.2.2. *Prétraitement des données*

L'iGrav mesure sur le Larzac à une fréquence de 1Hz. Le signal oscille fortement à cette fréquence. Comme pour beaucoup d'autres études (Calvo *et al.*, 2014, Boy et Hinderer, 2006), les données sont décimées à la minute, ce qui donne un signal bien plus stable (voir la Figure 5.15 dans la section suivante détaillant les performances). Cette décimation est faite à l'aide du logiciel Tsoft (Van Camp et Vauterin, 2005) en utilisant un filtre passe-bas par moindres carrés à 600 cycles par jour et une fenêtre de 480 points (480 s), suivant les recommandations du GGP (Global Geodynamic Project, <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggpfilters.html>).

Le signal temporel de n'importe quel gravimètre est fréquemment perturbé par des séismes, qui sont corrigés par des interpolations linéaires ('despiking'). Les micro-coupures de courant, relativement fréquentes au début, induisent aussi de courts hiatus dans les données, qui sont également comblés par des interpolations linéaires ('gap filling'). Le principal problème, et l'une de principales sources d'erreurs, c'est que ces hiatus sont quasi-systématiquement accompagnés d'offsets, parfois très importants (Figure 5.6).

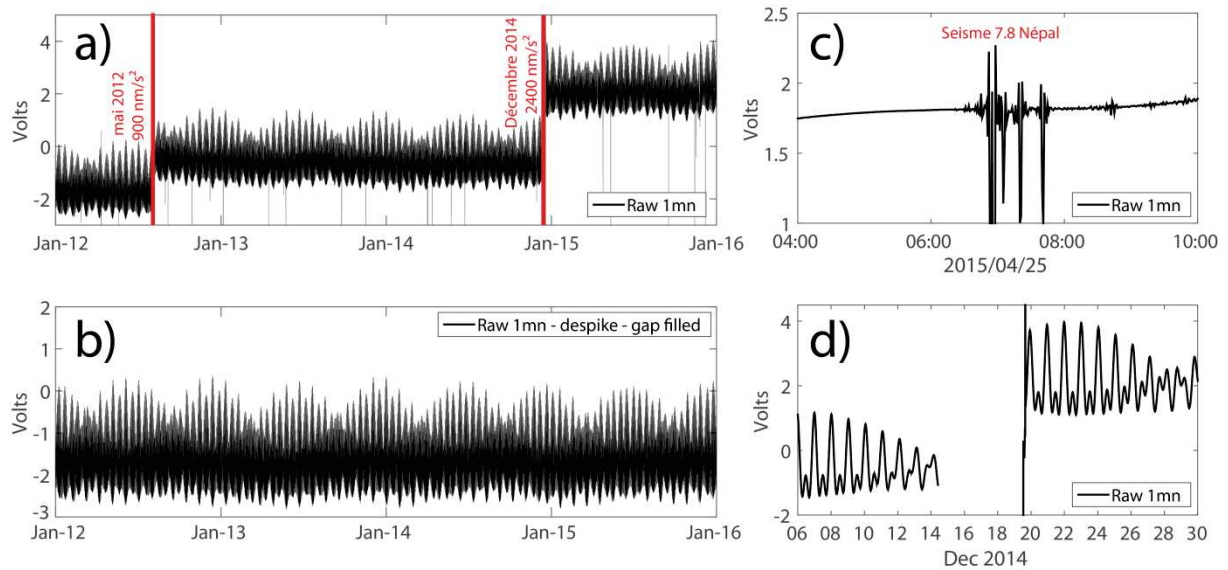


Figure 5.6 : Données brutes de l'iGrav décimées à la minute, avant correction des offsets et des séismes (a) et après leurs corrections (b). Un exemple de séisme (c) et un exemple d'offset suivant un trou dans les données (d) sont également montrés.

Or la distinction peut parfois être complexe entre un offset purement instrumental et une variation liée à un chargement hydrologique. En effet la plupart des coupures de courant sont induites par des orages, et ont donc lieu en même temps que de fortes précipitations. Ainsi une partie des données manque pendant les évènements pluvieux, ce qui est paradoxal pour une étude hydrologique, et montre l'importance qui doit être accordée à l'installation électrique du site d'implantation d'un tel instrument. La correction de ces sauts peut se faire en parallèle des chroniques de précipitations et grâce à des mesures absolues régulières.

Les variations liées à l'hydrologie et les offsets peuvent également être distingués à l'aide du contrôle de certains paramètres comme les différentes températures mesurées à différents niveaux de l'iGrav. Sur la série temporelle du Larzac, les deux offsets majeurs ont été respectivement de 900 et 2400 $\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$, en mai 2012 et décembre 2014. Une dizaine d'offsets de moindre importance ont également été corrigés pour un total de 800 $\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$, et plus de 500 interpolations linéaires ont été appliquées essentiellement sur des microséismes.

Il est important de noter que toutes ces corrections sont manuelles et doivent être les plus minutieuses possibles. Elles dépendent de l'opérateur et sont donc toujours en partie subjectives, et sont la première source d'erreur dans le signal résiduel que l'on souhaiterait purement hydrologique. Notons toutefois que l'erreur est limitée sur le long terme par les mesures absolues ponctuelles qui sont réalisées pour la calibration et la contrainte de la dérive instrumentale, bien que cette dernière puisse être également biaisée par une erreur des corrections d'offsets.

2.2.3. Dérive instrumentale

Même si elle est bien plus faible que pour les gravimètres relatifs à ressort, les SG montrent une dérive temporelle non négligeable à long terme. Comme pour la calibration, cette dérive est contrainte à l'aide de mesures absolues répétées avec le FG5 #228. Cette dérive est montrée sur les résidus gravimétriques en Figure 5.7 (après les corrections présentées dans les parties suivantes) pour ne pas être noyée dans les signaux des marées.

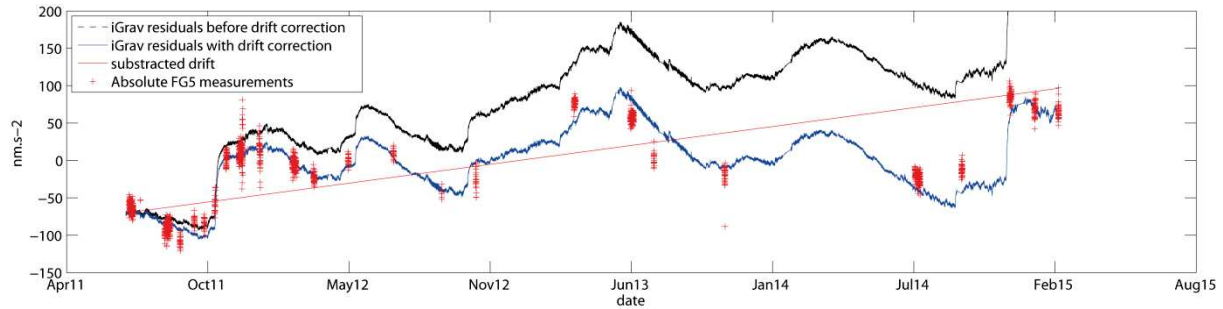


Figure 5.7: Résidus gravimétriques avant (ligne noire) et après (ligne bleue) correction de la dérive instrumentale. Les sets de mesures absolues sont représentés par les points rouges. La dérive estimée (ligne rouge) est de $45 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$. D'après Fores et al. (2016a).

La dérive est linéaire estimée est de $45 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$. Comme attendue pour une série SG de quelques années seulement, une dérive quadratique n'est pas encore visible (Van Camp et Francis, 2007). La dérive est également bien contrainte, avec un écart-type entre données SG corrigées et données AG de $18 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$. On peut noter que celle-ci est fortement influencée par les données AG dans les mois suivants l'installation de l'iGrav, bien plus nombreuses que les années suivantes.

2.2.4. Correction des surcharges non locales

Comme détaillé dans le chapitre 3, on retire du signal gravimétrique les effets de surcharges non-locales liées à l'océan, à la pression, et à l'hydrologie. Les effets utilisés sont ceux mis à disposition par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS, (<http://loading.u-strasbg.fr/GGP/index.html>). Le modèle MOG2D (ch. 2 section 2.1.2) est utilisé pour l'océan et l'atmosphère (Boy et al., 2009) et le modèle GLDAS/Noah (ch. 2 section 1.1.2) pour l'hydrologie non-locale (20% du signal hydrologique total).

2.2.5. Marées, pôles et pression locale

Pour un SG, un modèle théorique de marées n'est pas satisfaisant pour corriger les effets des astres. Les paramètres des ondes de marées ont été déterminés à partir d'une analyse harmonique de la série temporelle de l'iGrav après toutes les corrections précédentes. Cette analyse est faite à l'aide du logiciel ETERNA 3.4 (Wenzel, 1996). Le catalogue de potentiels de marées le plus récent a été utilisé (KSM03, Kudryavtsev, 2003) et les paramètres de marées estimés sont les suivants :

Période min <i>cpd</i>	Période max <i>cpd</i>	Symbole	δ	ϕ	Estimation -
0.000133	0.020884	SSA	1.15800	0.0000	WDD
0.020885	0.054747	MM	1.08875	1.5094	ETERNA
0.054748	0.091348	MF	1.15564	-0.8356	ETERNA
0.091349	0.122801	MTM	1.16448	-0.1080	ETERNA
0.122802	0.501369	MQM	1.08956	5.5684	ETERNA
0.501370	0.911390	Q1	1.14753	-0.6197	ETERNA
0.911391	0.947991	O1	1.14669	-0.0404	ETERNA
0.947992	0.981854	NO1	1.15363	0.3767	ETERNA
0.981855	0.998631	P1	1.14865	0.2366	ETERNA
0.998632	1.001369	S1	1.21503	1.2768	ETERNA
1.001370	1.023622	K1	1.13587	0.2768	ETERNA
1.023623	1.035379	TET1	1.15998	0.1110	ETERNA
1.035380	1.057485	J1	1.15669	0.1025	ETERNA
1.057486	1.071833	SO1	1.15165	0.2714	ETERNA
1.071834	1.470243	OO1	1.15476	-0.1885	ETERNA
1.470244	1.880264	2N2	1.13027	3.5762	ETERNA
1.880265	1.914128	N2	1.15996	3.8057	ETERNA
1.914129	1.950419	M2	1.18010	3.0177	ETERNA
1.950420	1.984282	L2	1.18185	1.3583	ETERNA
1.984283	2.002736	S2	1.19439	1.3949	ETERNA
2.002737	2.451943	K2	1.19245	1.5429	ETERNA
2.451944	3.381378	M3	1.06078	-0.1716	ETERNA
3.381379	4.347615	M4	1.03900	0.0000	WDD

Table 5.2 : Paramètres de marées estimés par ETERNA sur la série complète de l'iGrav. Les paramètres SSA et MA (très basse et très haute fréquence) sont les paramètres théoriques du modèle de Dehant et al. (1999) la série n'étant pas assez longue pour une estimation propre de ces fréquences.

L'impact de la pression locale est estimé à partir d'une régression linéaire entre résidus gravimétriques et pression par ETERNA lors de l'analyse. Le coefficient obtenu est de $-2.82 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$. Une correction dépendante de la fréquence a été recherchée avec peu de résultats et un gain sortant du cadre de l'étude. On peut aussi noter que les pressions

mesurées par l'iGrav et la station météorologique à l'extérieur (cf. chapitre 4.4.2) montrent exactement les mêmes amplitudes de variations, mais avec un offset de 28 hPa. Puisque cette étude n'est que relative, cet offset n'a pas d'importance, mais pour connaître la valeur absolue de g , il a de l'importance : il induit en effet une correction de 8 μgal , ce qui est très supérieure à l'exactitude des instruments absolus.

2.2.6. Récapitulatif

Cette sous-partie n'a que vocation à présenter les ordres de grandeurs de chaque correction à l'aide d'un graphe (Figure 5.8).

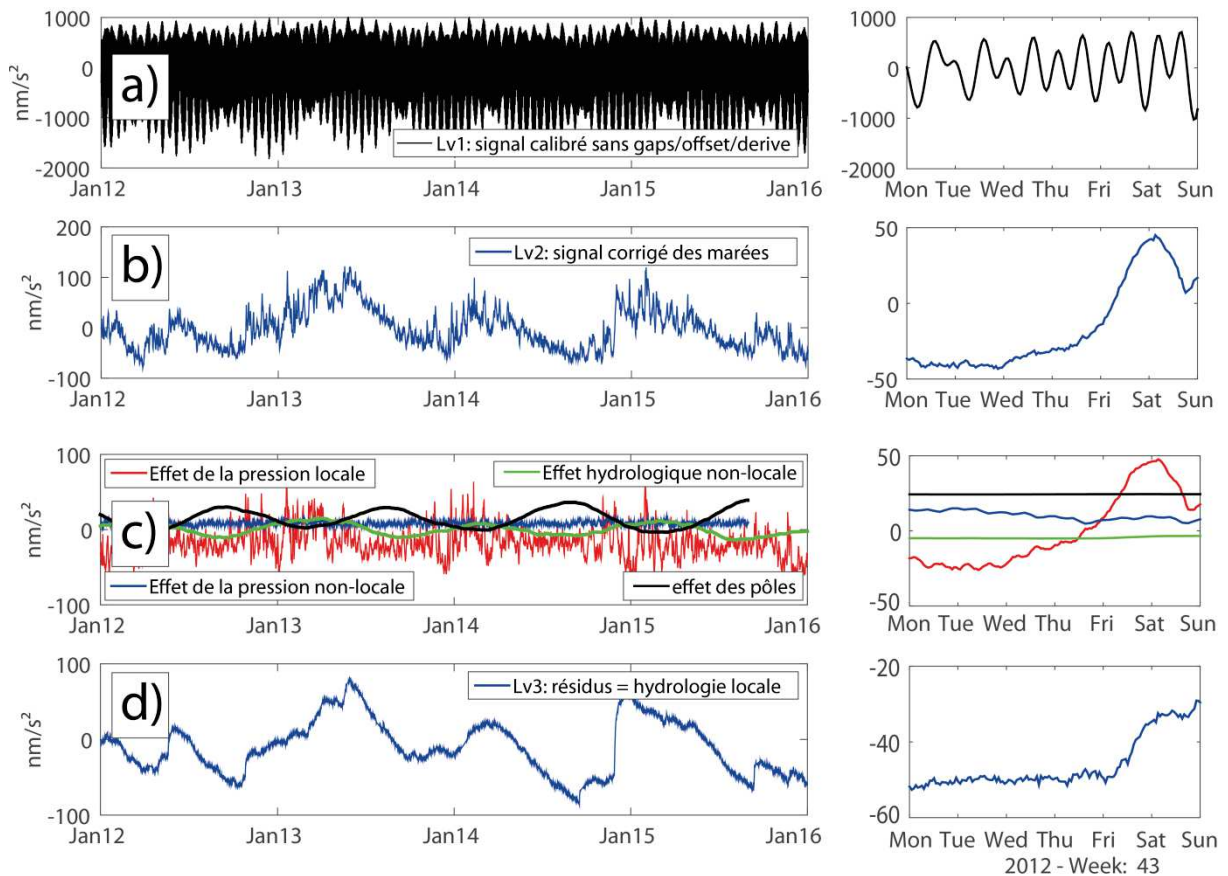


Figure 5.8 : Corrections appliquées aux données de l'iGrav (à gauche) et sur un exemple de semaine (à droite). a) Signal gravimétrique calibré et prétraité (corrigé des pics, des hiatus, des sauts et de la dérive). b) Signal gravimétrique après correction des marées. C) effets restant à corriger : pression locale (en rouge) et non locale (en bleu), hydrologie non locale (en vert) et mouvement des pôles (en noir). d) Signal résiduel après correction de tous ces effets. Ce signal est de fait supposé uniquement lié à l'hydrologie locale.

On voit sur cette Figure 5.8 que les résidus liés à l'hydrologie locale (d) sont environ 4 fois plus importants que le signal hydrologique non local, avec une amplitude maximum légèrement inférieure à 200 nm.s^{-2} soit un peu moins d'un demi mètre d'eau ($\sim 470 \text{ mm}$ en lame d'eau équivalente).

2.3. Relation entre résidus et gravimétrie : effet de site

Pour passer des résidus gravimétriques au stock en eau du site du GEK, la seule hypothèse raisonnable est de supposer un milieu tabulaire puisqu'on n'a qu'un seul point de mesure. La relation entre variation de g et lame d'eau équivalente est alors donnée par la formule d'un plateau de Bouguer, comme décrit dans le chapitre *Hydrogéodésie* précédent. Cependant cette relation n'est théoriquement valable que pour une lame d'eau infinie, sous le gravimètre, et parfaitement horizontale. En réalité, l'eau est distribuée sur une topographie, qui peut être accidentée. Il est alors nécessaire de calculer une admittance entre les chroniques des pluies et les variations gravimétriques. Ainsi des études récentes ont montré que suite à cet effet « topographique », l'impact peut être loin de l'effet de Bouguer théorique qui est de 0.42 nm.s^{-2} par millimètre d'eau. Lors de mesures souterraines (*e.g.* Van Camp *et al.*, 2006 ; Longuevergne *et al.*, 2009 ; Lampitelli et Francis, 2010), une admittance négative est trouvée puisque l'eau est majoritairement au-dessus de l'instrument. Un tel effet topographique est susceptible de modifier les conclusions hydrologiques des études plus anciennes qui ne le prennent pas en compte (*e.g.* Goodkind, 1986).

Mais cet effet n'est pas le seul susceptible de perturber l'effet de plateau attendu. Le bâtiment va également agir comme un « parapluie » (Creutzfeldt *et al.*, 2008) et va ainsi empêcher la localisation de l'eau directement sous le gravimètre (Figure 5.9). Si l'on suppose qu'il n'y a que très peu de transfert latéral (hypothèse appuyée par les mesures de la flûte électrique passant sous l'observatoire, *cf.* chapitre 4.3.3), on aura donc un plateau d'eau amputé de l'empreinte du bâtiment, réduisant d'autant plus l'effet d'une lame d'eau que celle-ci est proche de la surface. Cet effet est très visible sur les données de l'iGrav (Figure 5.10). Après une précipitation, l'effet de Bouguer de cette pluie n'est pas immédiatement atteint, mais progressivement au fur et à mesure que l'eau s'infiltré en profondeur, devenant donc de plus en plus visible pour le gravimètre. C'est ce que l'on appellera l'effet de « masque ». Cet effet peut être très significatif (Deville *et al.*, 2012, Kennedy *et al.*, 2014, Hector *et al.*, 2014) et nécessaire à prendre en modélisation ou lors de la comparaison de deux instruments qui n'ont pas la même position.

Puisque cet effet dépend de la profondeur, il peut également donner certaines informations sur les couches en proche surface si le suivi temporel est suffisamment de haute fréquence (*cf.* chapitre 7). La somme des effets « topographiques » et de « masque » donnent l'effet de « site » total (Deville *et al.*, 2012).

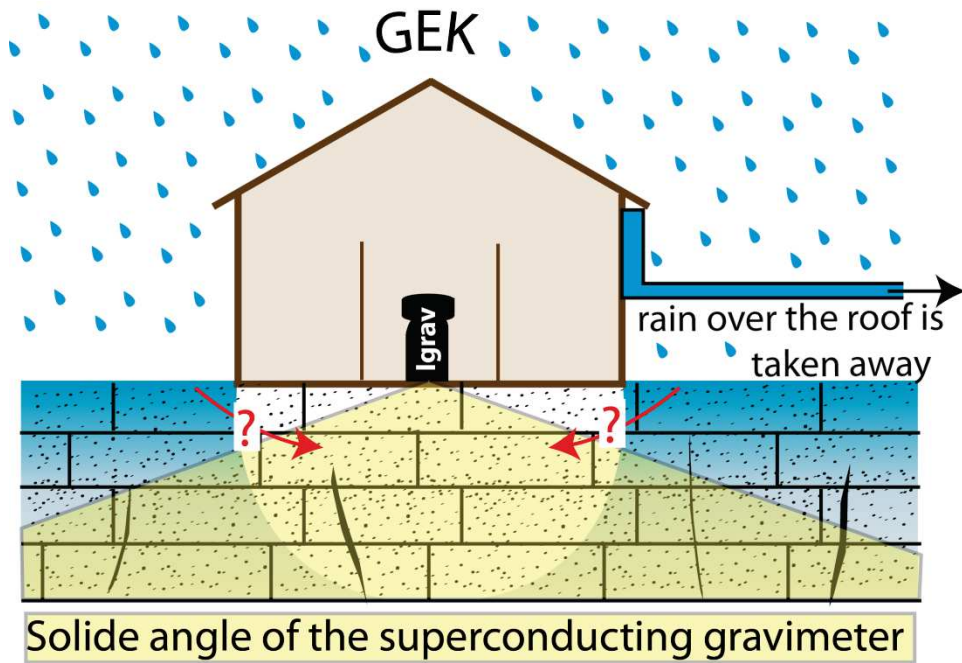


Figure 5.9: Schéma montrant l'impact du bâtiment sur la sensibilité de l'iGrav aux précipitations. Selon Leirião et al. (2009), pour une profondeur donnée, 90% du signal provient d'un disque de rayon égal à 10 fois cette profondeur. Ce disque né alors de l'intersection entre un plan horizontal et un cône ayant pour sommet le gravimètre et d'angle solide 35° environ.

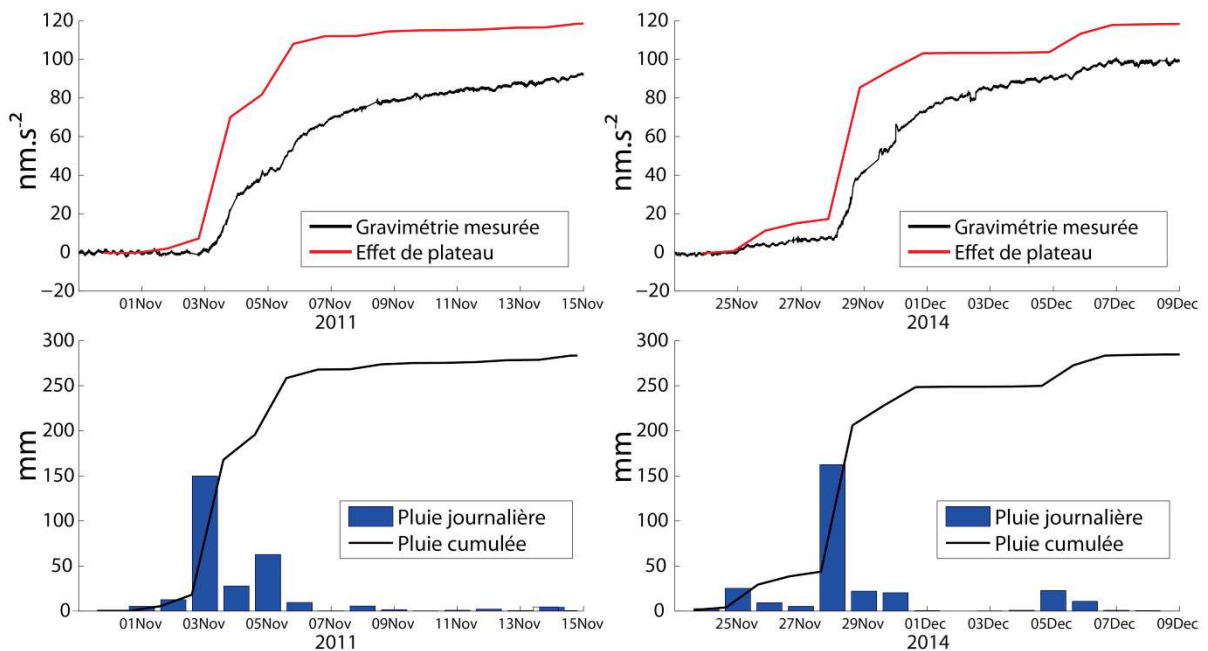


Figure 5.10 : Impact gravimétrique des fortes pluies de Novembre 2011 (à gauche) et de de Novembre 2014 (à droite). La réduction de l'effet d'un plateau de Bouguer théorique (en rouge) est bien visible juste après la pluie, tout comme sa récupération dans les jours qui suivent.

Pour l'iGrav du GEK, nous avons utilisé la même méthodologie que Deville *et al.* (2012) pour calculer ces effets. Pour l'effet topographique, on calcule pour la position du capteur des gravimètres l'effet d'une couche d'eau, suivant la topographie, et à différentes profondeurs. La topographie locale, précise, est obtenue par un levé au GPS différentiel, complété à plus grande distance de l'observatoire par les données IGN 25 m. La couche d'eau est alors divisée en prismes dont on calcule individuellement la contribution gravimétrique à partir de la formule de Talwani et Ewing (1960). La somme des effets de chaque prisme est alors comparée à un effet de Bouguer théorique. Pour l'effet de masque, on procède de la même manière en enlevant l'empreinte du bâtiment à la couche d'eau : on ne prend pas en compte les effets des prismes situés à la verticale de l'observatoire. Les résultats seront présentés et discutés dans Fores *et al.* (2016a, chapitre 7.3).

2.4. Bruit et performances de l'iGrav #002: comparaison avec d'anciens instruments

L'iGrav étant un instrument récent (commercialisé depuis 2011, celui du GEK étant le premier installé), très peu d'études décrivent pour le moment ses performances et ses caractéristiques, hormis celles du constructeur (Warburton *et al.*, 2010) et un chapitre de la publication de Kennedy *et al.* (2014), toute deux sur des séries temporelles courtes. Cependant, chaque instrument est différent et ses performances dépendent également du site de mesure. Se fier uniquement aux caractéristiques données par le constructeur (Warburton *et al.*, 2010) est insuffisant et il est intéressant de réaliser une étude du bruit et des performances propres à l'iGrav#002 et au site du GEK. Cette étude est faite en comparant l'iGrav avec d'autres instruments, en suivant des méthodologies communes et appliquées depuis longtemps aux SG.

2.4.1. Densité de puissance spectrale et origine du bruit

La densité de puissance spectrale (DSP ou PSD, *Power Spectral Density*) est le module du carré de la transformée de Fourier $S(fq)$ d'un signal $s(t)$, normalisée par le temps d'intégration T :

$$DSP = \frac{|S^2|}{T} \quad (5-3)$$

L'interprétation physique classique est que cette densité spectrale caractérise la répartition de l'énergie du signal dans le spectre des fréquences. L'étude du bruit d'un instrument renseigne sur sa capacité à observer le phénomène que l'on cible. Par exemple, si l'on cherche à étudier le triplet de Slichter (triplet lié à l'ellipticité de la Terre, *e.g.* Hinderer *et al.*, 1995 ; Rosat *et al.*, 2006) on a besoin d'un bruit extrêmement faible en dessous de 0.1 mHz.

Pour une étude hydrologique, on est moins exigeant : une précision de l'ordre du nm/s^2 à basse fréquence est suffisante.

Afin de pouvoir la comparer à celles des autres SG, la DSP de l'iGrav#002 est calculée suivant la même méthodologie que la majorité des études impliquant d'autres supraconducteurs (e.g. Banka et Crossley, 1999, Vařko et Pálinkáš 2015). La DSP est calculée sur les données 1Hz, calibrées et traitées des effets de marées, et ce indépendamment pour chaque jour. Un polynôme de degré 9 est également recherché et soustrait des données afin de supprimer d'éventuelles marées ou dérive instrumentale résiduelles. Une fenêtre de Hanning est également appliquée sur les séries temporelles journalières. La plupart des études précédemment citées présentent ensuite une DSP de leur SG qui est la moyenne de la DSP des 5 meilleurs jours (i.e. avec les DSP les plus faibles), lissée grâce à une fenêtre de Parzen (11 points). La DSP sur 5 jours calmes est présentée sur la Figure 5.11. Le 'New Noise Model' (NNM) est classiquement présenté à côté de la DSP du SG et représente l'enveloppe des DSP obtenues sur la composante verticale des sismomètres du GSN (Global Seismographic Network). Il sert de référence visuelle et permet une comparaison du bruit des SG avec celui des sismomètres.

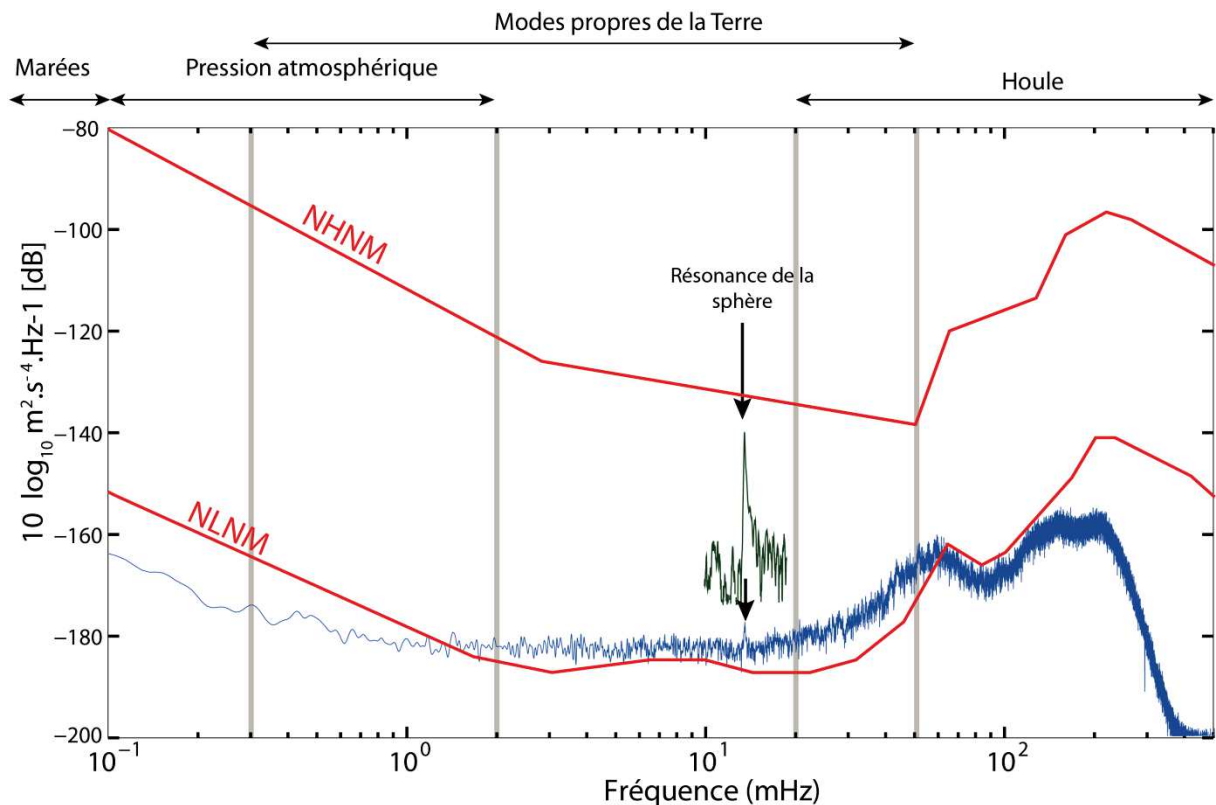


Figure 5.11 : DSP de l'iGrav #002 sur cinq jours calmes de 2014 (courbe bleue). En rouge, le New (high and low) Noise Model (NHNM et NLNM, Peterson, 1993). La courbe noire montre la DSP le jour du changement de la tête froide (le 23.07.2014). D'après Fores et al. (2016a), supplementary material.

Les sources du bruit dans les différentes gammes de fréquences sont communes à de nombreux instruments (inclinomètres, sismomètres...) et sont bien identifiées. Quelques phénomènes observables par les SG sont listés ci-dessous. Des listes plus exhaustives sont nombreuses dans la littérature (*e.g.* Widmer-Schmidrig 2003).

- **En dessous de 0.1 mHz (10000 s)**, nous sommes dans le domaine des fréquences des marées. Le bruit à ces fréquences est faible, en dessous de la limite inférieure du NNM, les marées étant corrigées avant le calcul de la DSP. Cette caractéristique fait des SG des instruments privilégiés pour les études aux fréquences sub-sismiques.
- **En dessous de 2 mHz (500 s)** le bruit est principalement lié aux effets de pression atmosphérique (Warburton et Goodkind, 1977; Zürn et Widmer, 1995a).
- **Entre 54 mn et 20 s (~0.3 – 50 mHz)**, on entre dans le domaine des modes propres de la terre, excités par les séismes.
- **Entre 2 et 20 mHz (entre 500 et 50 secondes)**, la DSP longe la limite inférieure de l'enveloppe de la NNM. On peut noter le léger pic à exactement 13.43 mHz, fréquence de résonance de la sphère en lévitation. La résonance est excitée lorsque l'on touche directement à l'instrument (Zürn *et al.*, 1995b), par exemple lors du changement de la tête froide du gravimètre (Figure 5.11, courbe noire). Des oscillations de période 1 mn 30 s sont d'ailleurs directement visibles sur les séries temporelles.
- **Deux pics dominant au-dessus de 20mHz**, avant que la puissance du signal ne chute jusqu'à la fréquence de Nyquist (500 mHz). Ces deux pics, d'où provient la plus grande part de l'énergie du signal, ont pour origine les microséismes induits par la houle, qui provoque des variations de pression sur le plancher océanique (*e.g.* Beucler *et al.*, 2015, pour les origines distinctes des deux pics). Pour l'iGrav#002 une relation claire est visible entre la DSP à ces fréquences et la houle sur la côte Atlantique (400 km à l'ouest) et la côte Méditerranéenne (100 km au sud). La houle étant souvent plus forte en hiver, ces mois sont les plus bruités à ces fréquences (Figure 5.12).

Notons que les bruits anthropiques, supérieurs à 1 Hz et faibles sur le Larzac, sont trop haute fréquence pour perturber le signal gravimétrique enregistré à 1 Hz. La DSP dépend évidemment des conditions météorologiques et de l'activité sismique. Le niveau de bruit présenté en Figure 5.11 est obtenu dans des conditions calmes et n'est pas représentatif de la série temporelle totale comme le montre les forte différences entres deux mois (Figure 5.12).

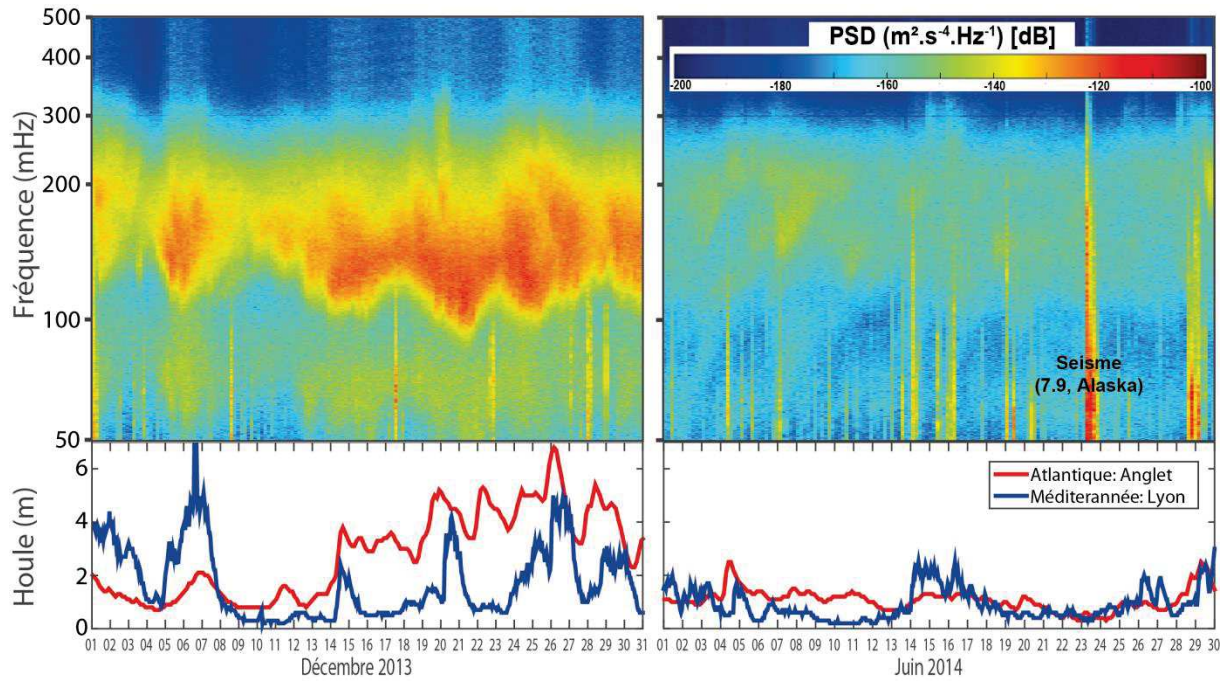


Figure 5.12 : Spectrogrammes de la bande de fréquences 50-500 mHz et hauteurs des vagues sur les côtes pour les mois de Décembre 2013 et Juin 2014. L'impact de la houle, forte en hiver et généralement faible en été, est clairement visible sur le bruit de l'iGrav dans cette gamme de fréquence.

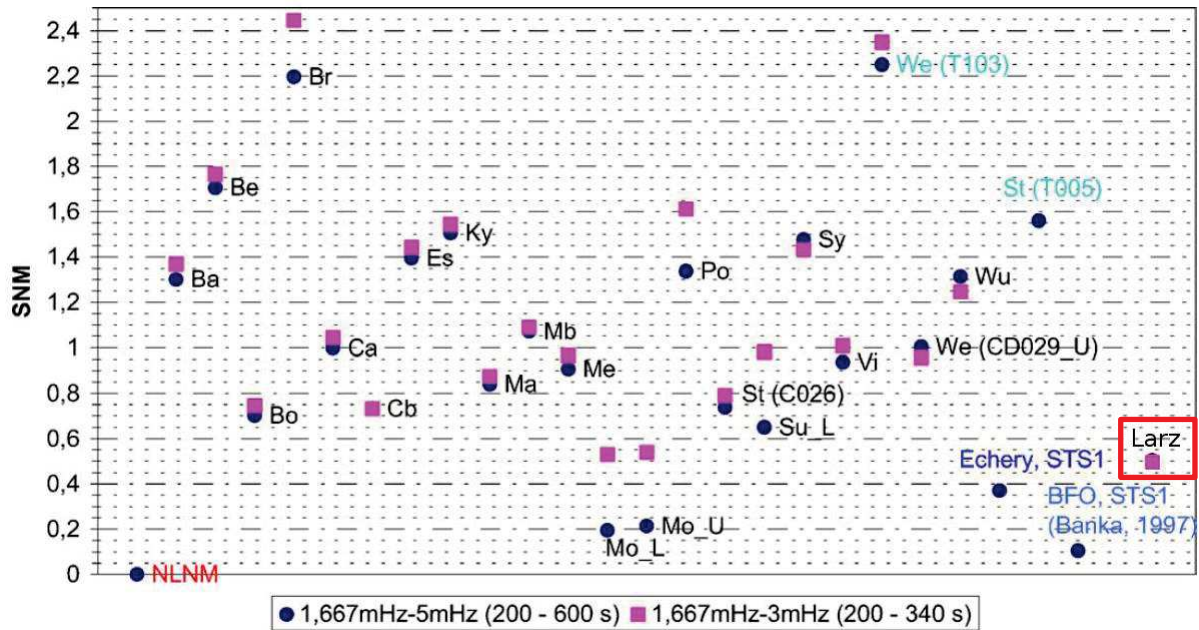
2.4.2. 'Seismic Noise Magnitude' (SNM)

Afin de pouvoir rapidement, comparer les instruments entre eux, Banka (1997) a défini la 'Seismic Noise Magnitude' (SNM) comme étant la moyenne de la DSP (en $\mu\text{Gal}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$) sur une certaine gamme de fréquence et normalisée par celle de la limite inférieure du NLNM :

$$SNM = \log_{10}(DSP_{\text{moy}(200s-600s)}) + 2.5 \quad (5-4)$$

Rosat *et al.* (2003 ; 2004 ; 2011) a repris cet indice pour comparer l'ensemble des couples (SGs/site) du réseau GGP (Global Geodynamics Project, Crossley et Hinderer, 1995) en prenant les 5 jours les plus calmes de l'année 1998. La Figure 5.13 reprend le graphe de Rosat (2004) en y ajoutant la SNM de l'iGrav du Larzac, calculée sur les 5 jours les plus calmes de 2014.

On remarque sur la figure que la SNM est très faible, proche de 0.5. Cela démontre les performances de l'iGrav mais il est toutefois hasardeux de comparer directement les sites. Bien que la méthode de calcul soit la même, la SNM du Larzac est directement calculée sur les données secondes et non décimées à la minutes, ce qui en théorie est pénalisant car on est plus sensible à la houle.



NLNM, SG and STS-1 stations

Figure 5.13 : SNM dans la bande de fréquence 200-600s (ronds) pour les SG du réseau GGP et deux sismomètres STS-1 (Echery et BFO). La SNM est aussi calculée sur la bande 200-340s (carrés) pour montrer l'influence de la décimation appliquée qui peut différer suivant les instruments qui n'ont pas tous la même fréquence d'échantillonnage. Sauf exception, les SNM sont calculées pour les 5 jours les plus calmes de l'année 1998. Pour l'iGrav du Larzac, installé en 2011, la SNM est calculée sur les 5 jours les plus calmes de 2014. Sa SNM est calculée à partir des données 1Hz sans décimation d'où l'absence de différence notable entre les deux bandes de fréquence. Modifié d'après Rosat et al. (2004).

Pour une vue d'ensemble, la SNM a été calculée pour chaque jour de fonctionnement (TU 00-24H), permettant de faire une étude statistique (Figure 5.14). Pour la période 2012-2014, une SNM de 0.5 concerne moins de 5% des journées de mesure. La moyenne de la SNM sur ces 3 ans est de 1.2, si l'on enlève les jours les plus bruités (SNM > 2.5, 8% des données). Bien plus forte que celle calculée sur les 5 meilleurs jours, cette valeur reste toutefois dans la moyenne de la SNM calculée sur l'ensemble des supraconducteurs du réseau GGP pour les meilleurs jours de 1998 (Rosat et al., 2004).

Cette étude, éloignée de l'objectif hydrologique de cette thèse, montre que l'iGrav, conformément aux indications du constructeur (Warburton et al., 2010) présente un niveau de bruit comparable à ceux des anciens instruments, malgré ses simplifications et son importante réduction de taille. Elle met en évidence la qualité du site du Larzac et son bruit environnemental très faible ainsi que son potentiel intérêt pour des études géodésiques autres qu'hydrologiques.

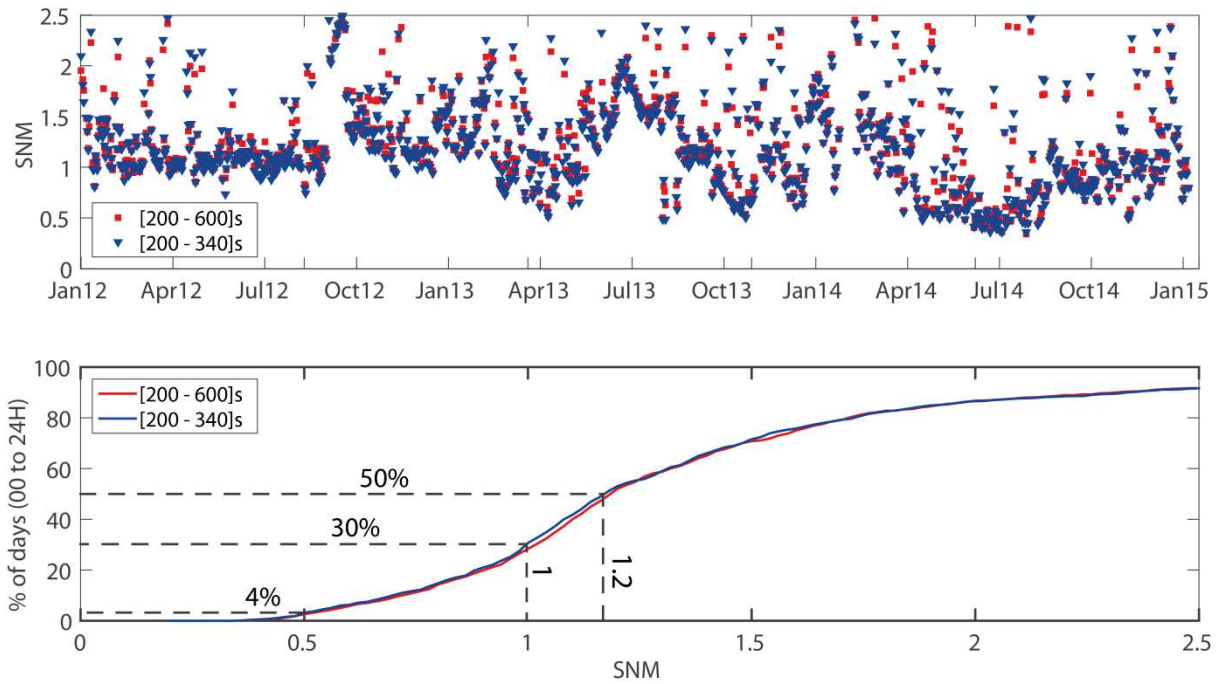


Figure 5.14 : En haut : SNM calculée séparément sur chaque jour entre janvier 2012 et janvier 2015, pour les périodes [200-600 s] et [200-340 s]. En bas : Pourcentage des jours (de 0 à 24 H, TU) pour lesquels la SNM est inférieure à une valeur donnée.

2.4.3. Variance d'Allan

Allan (1987) a développé un outil permettant de caractériser la stabilité d'une mesure en fonction du temps d'intégration de celle-ci: la variance (ou l'écart-type) d'Allan. Elle caractérise le bruit dans le domaine temporel, comme la DSP la caractérise dans le domaine spectral. Pour le formalisme du calcul, on peut se référer à la thèse de Juompan (1994).

Développé à la base pour les horloges atomiques, cet outil peut être utilisé pour des séries gravimétriques afin de définir les paramètres des filtres de décimation, par exemple, ou la durée d'intégration optimale d'une mesure (90 s pour un gravimètre CG5, Merlet *et al.*, 2008). La variance d'Allan de l'iGrav du Larzac est présentée en Figure 5.15. Celle-ci est calculée sur deux semaines sans séismes de données secondes calibrées, corrigée (courbe bleue) ou non (courbe rouge) des marées terrestres.

Durant les premières secondes d'intégration, on observe pour les données non corrigées des marées (courbe bleue) que la stabilité décroît avant d'augmenter jusqu'à $1 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ après 60 s d'intégration. En fonction des périodes étudiées, cet optimum varie entre 10 et 60 secondes. Au-delà, la stabilité diminue car l'effet des marées commence à se faire sentir : jusqu'à $\sim 100 \text{ nm}/\text{s}^2$ après 6 heures, ce qui correspond bien à la demi-période des marées semi-diurnes. Ces informations montrent qu'une fenêtre de 60 s est optimale lors de la décimation des données secondes vers des données minutes, avant tout traitement et corrections. Si l'on regarde maintenant les données corrigées des effets de marées, la stabilité continue

d'augmenter au-delà de 60s, jusqu'à 0.1 nm/s² pour plusieurs milliers de secondes d'intégration. Encore une fois, le temps optimal d'intégration et le seuil atteint dépendent fortement de la période analysée (on ne corrige pas ici des séismes et effets autres que les marées).

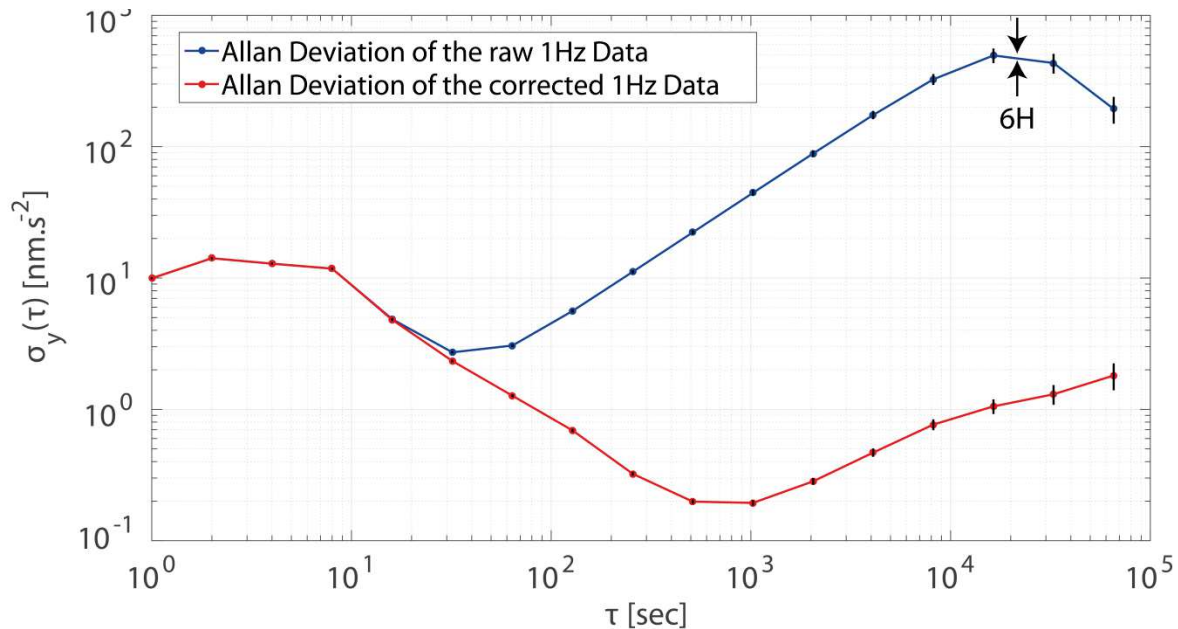


Figure 5.15 : Ecart-type d'Allan calculé sur les données 1Hz des deux premières semaines d'Aout 2014. En bleu : données non corrigées des effets temporels (marées, pression). En rouge : données corrigées de ces effets. D'après Fores et al. (2016a).

Si l'on fait l'hypothèse de bruits Gaussien, la pente de la décroissance de l'écart-type d'Allan d'un signal temporel permet de reconnaître l'origine du bruit. On peut noter que la pente ne présente pas de décroissance en $\tau^{-1/2}$ pour l'iGrav, comme cela devrait être le cas en présence d'un bruit blanc. Pour notre étude hydrologique, où l'on prend des pas de temps horaires ou journaliers, on voit bien que la stabilité de la mesure n'est pas un problème. Une stabilité à 1 nm.s⁻² (2.4 mm en lame d'eau équivalente) est suffisante et faible par rapport aux autres sources d'erreurs.

2.5. Suivi de l'inclinaison de l'iGrav

Les variations de l'inclinaison (tilt) ont été brièvement étudiées afin de tenter de reconnaître un signal hydrologique. Des inclinomètres de grandes précision ont en effet montré des signaux induits par l'hydrologie globale ou locale (Jacob *et al.*, 2010b ; Longuevergne, 2008) par chargement élastique ou variations de pression dans des fractures. Aucune corrélation n'a été trouvée vu la précision faible de l'inclinaison mesurée par l'iGrav. Cependant un fort couplage avec la température est brièvement présenté ici.

2.5.1. Unités et orientation

L'iGrav ne fait aucune correction de l'inclinaison en post-traitement mais la compense directement. Les enregistrements donnent la variation de courant (en pourcentage) appliqué sur chaque pied (X et Y, Figure 5.16) pour compenser le tilt : on ne connaît donc pas ce que cela représente terme de valeur d'inclinaison.

Les pieds ajustables sont tous deux sur un axe Nord/Sud et ont le même sens de rotation. Si X et Y évoluent exactement dans le même sens, on a donc un tilt d'axe parfaitement Est-Ouest. Si au contraire ils évoluent en opposition, c'est qu'ils corrigent d'un tilt Nord-Sud. Quelques expériences simples (le poids d'un opérateur et une surveillance en directe du signal) ont été réalisées afin de connaître le sens des inclinaisons.

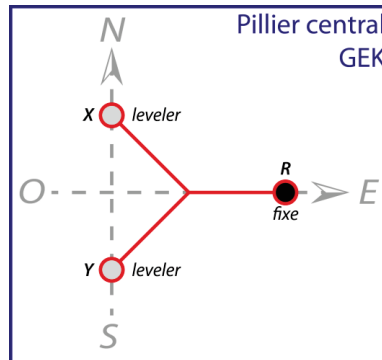


Figure 5.16 : Orientation du trépied de l'iGrav #002.

Pour un poids au Nord, X augmente et Y diminue et inversement pour un poids au Sud. Pour un poids à l'Est, X et Y diminuent et inversement pour un poids à l'Ouest. Ainsi, une diminution du pourcentage de courant traduit une diminution de la hauteur du pied.

2.5.1. Corrélation avec la température

Deux signaux sont visibles : un premier signal annuel fort (~15 % de variations de courant) est visible. Un second signal, journalier, très faible (~0.5 %) et déphasé de quelques heures est observé après application d'un filtre passe-haut (Figure 5.17). Dans les deux cas, les Tilts X et Y évoluent dans le même sens : ils corrigent donc d'un tilt essentiellement Est-Ouest. De plus, puisque l'on a une anti-corrélation, cela veut dire qu'une augmentation de la température induit une inclinaison vers l'Est.

Le signal annuel est très bien anti-corrélé avec la température ambiante (mesures de la station météorologique de la tour de flux), donnant une admittance d'environ $-0.55 \text{ [}\%V\text{]}/^\circ\text{C}$.

L'anti-corrélation journalière est visible après un filtrage passe-haut des tilts et de la température et donne une admittance de l'ordre de -0.02 [%V]/°C. Un déphasage de plusieurs heures lié à l'inertie thermique est observé : 9H sur X et 7H30 sur Y (Figure 5.18).

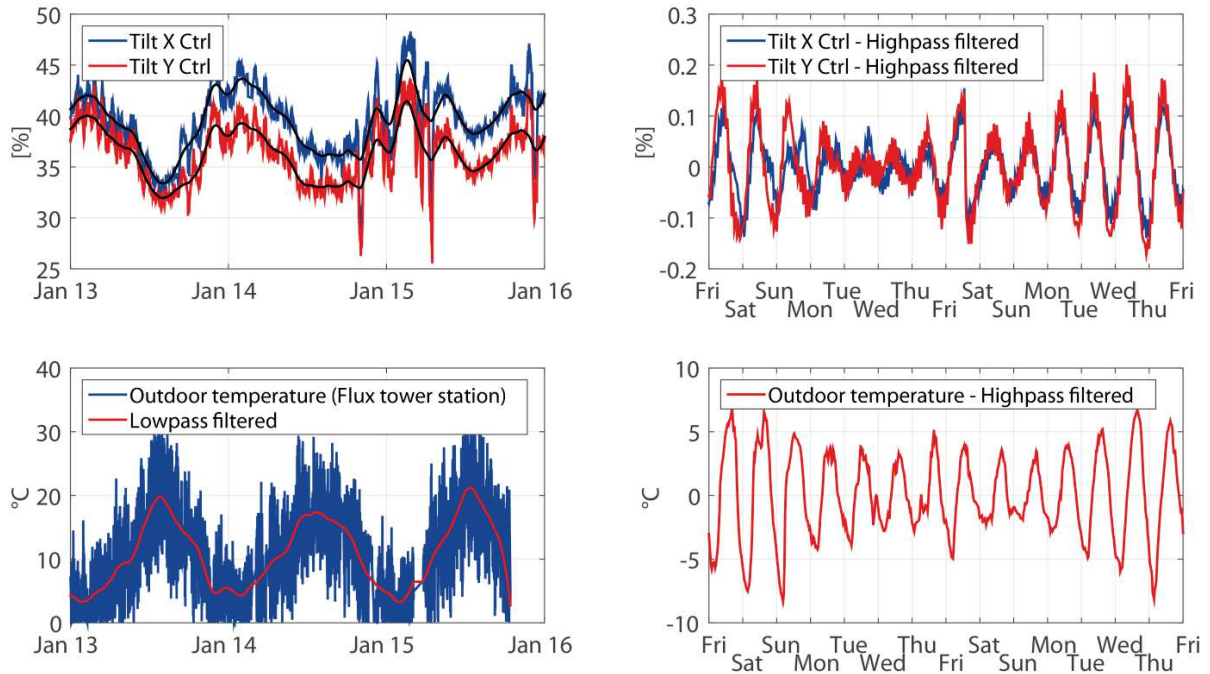


Figure 5.17 : Effet de la température sur l'inclinaison de l'iGrav.

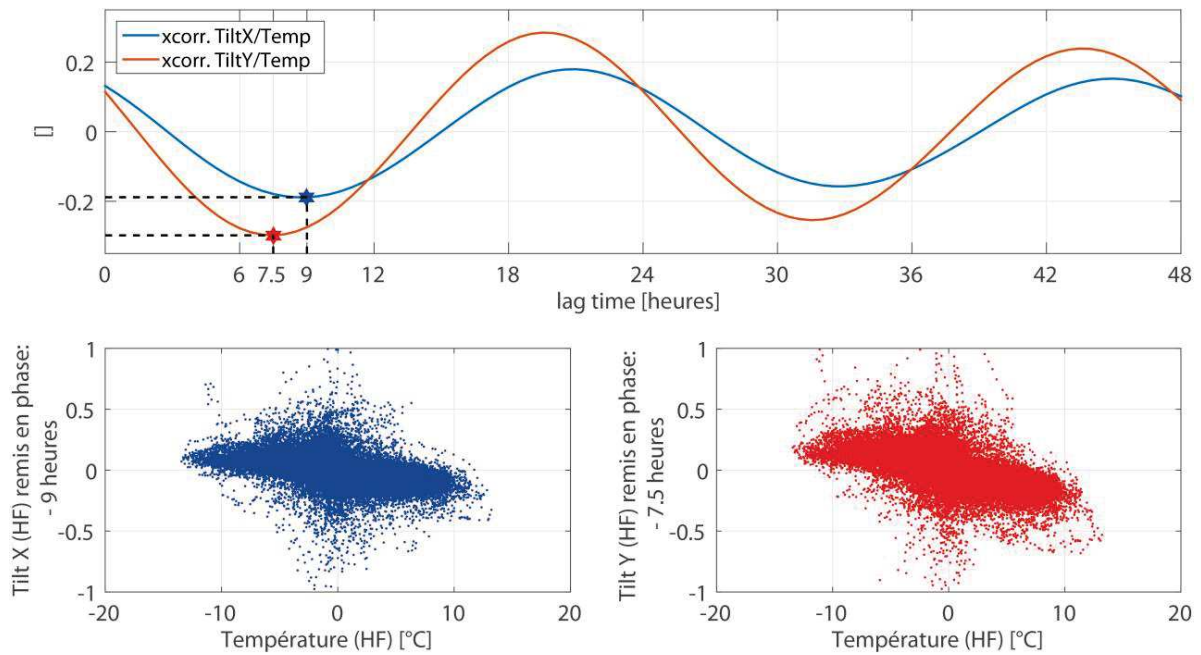


Figure 5.18 : Déphasage du tilt (après filtrage passe-haut) par rapport à la température ambiante.

3. Le gravimètre à ressort CG5#167

3.1. Publication : 'Impact of ambient temperature on spring-based gravimeters'

Impact of ambient temperature on spring-based relative gravimeter measurements

Fores, B. (1,), Champollion C. (1), Le Moigne N. (1), Chery J. (1)*

Submitted to Journal of Geodesy on March 29, 2016

Accepted on September 23, 2016

DOI: 10.1007/s00190-016-0961-2

(1) Géosciences Montpellier, CNRS, Univ. Montpellier, UA, Montpellier, France

**Corresponding author, benjamin.fores@gm.univ-montp2.fr, +33467144591*

Abstract

In this paper, we investigate the impact of ambient temperature changes on the gravity reading of spring-based relative gravimeters. Controlled heating experiments using 2 Scintrex CG5 gravimeters allowed us to determine a linear correlation ($R^2 > 0.9$) between ambient temperature and gravity variations. The relation is stable and constant for the two CG5 we used: $-5 \text{ nm/s}^2/\text{°C}$. A linear relation is also seen between gravity and residual sensor temperature variations ($R^2 > 0.75$), but contrary to ambient temperature, this relation is neither constant over time nor similar between the two instruments. The linear correction of ambient temperature on the controlled heating time series reduced the standard deviation at least by a factor of 2, to less than 10 nm/s^2 . The laboratory results allowed for reprocessing the data gathered on a field survey that originally aimed to characterize local hydrological heterogeneities on a karstic area. The correction of two years of monthly CG5 measurements from ambient temperature variations halved the standard deviation (from 62 to 32 nm/s^2) and led us to a better hydrological interpretation. Although the origin of this effect is uncertain, we suggest that an imperfect control of the sensor temperature may be involved, as well as a change of the properties of an electronic component.

Keywords: gravimetry, spring-based gravimeter, temperature effect, accuracy, gravity residuals

Introduction

For decades, gravity observations made with satellites and ground-based mobile and observatory instruments have been used for a large panel of applications (geodynamic, geodesy, hydrogeology). For field experiments, spring based gravimeters are widely used, with applications ranging from geodynamic (Berthet *et al.*, 2013), near surface geotechnical (Pringle, 2012), archaeological (Pánisová and Pašteka, 2009) to hydrologic studies (Bradley *et al.*, 2007). Indeed, spring-based gravimeters gather many advantages: high-precision, portability and ease of use. Nevertheless, spring-based gravimeters provide only a relative measurement of gravity and numerous factors can decrease the precision of the measure (Lederer, 2009). When a few tens of nm/s^2 accuracy is requested as for hydrological studies (Jacob *et al.*, 2010a, Christiansen *et al.*, 2011b), a good knowledge of the instrument is required as well as a robust survey methodology and a great care especially during transportation (Yushkin, 2011). Some factors that may influence the gravity reading of the spring gravimeters are corrected by the instrument's software (e.g. sensor temperature and tilts). Less obvious sources of errors have been discovered or better understood thanks to the scientific community experience. For example, transport associated with offsets and relaxation time (Gettings *et al.*, 2008) or the impact of a long duration tilt (Reudink, 2014) were proven to have an impact on gravity determination. The increase in the experience of the community continually leads to new recommendations to mitigate these effects and improve the final accuracy.

In this article we investigate the relation between the ambient temperature and the gravity reading with one of the most-used gravimeter: the autograv CG5 (Scintrex Ltd, 2006). During field experiments, the variations of temperature can be drastic. Surveys involving both indoor (frequently air-conditioned) and outdoor measurements are particularly concerned. Indeed, the need of an absolute reference for relative gravity measurements is often performed indoor where absolute or superconducting measurements are available. Thus, one must quantify the impact of temperature change on relative gravity readings. For the CG5, the spring sensor is theoretically isolated from pressure and temperature. Residuals sensor temperature variations are automatically corrected with a linear relation (Scintrex Ltd, 2006). An impact of ambient temperature has been already mentioned in the literature (Flury *et al.*, 2007, Yushkin, 2011, Lederer, 2009) but has never been properly quantified to our knowledge. In the following section, experiments involving CG5 gravimeters are conducted to characterize temperatures effect. Then, experimental results are discussed and a clear relation between gravity readings and temperature is established. Finally, in order to validate our laboratory results, a new ambient temperature correction is applied on a two years real gravity field survey of monthly CG5 measurements.

1. Experimental setup

The experiments are performed to measure the change in gravity readings due to a change in temperature. They are designed to investigate the relation between ambient temperature and the CG5 gravity reading.

1.1. Scintrex CG5 overview

The CG5 gravimeter has a high-precision (Standard field repeatability $< 5 \mu\text{gal}$ (50 nm/s^2), Scintrex Ltd, 2006). Its dimensions (22cm x 21cm x 30cm (H), 8 Kg) make it an instrument particularly suitable for field use. The functional principle is based on the measure of the tension of a vertical fused quartz spring induced by the gravitational force on a proof mass (Scintrex Ltd, 2006, Bonvalot *et al.*, 1998). The spring is located in a thermostated chamber that is insulated from pressure variations. The CG5 sensor has a sampling rate of 6Hz and a single measurement corresponds generally to the average of a few tens of seconds (90s for the experiments presented below). The raw output of the CG5 is the feedback voltage associated to the force needed to maintain the proof mass at a constant position. The voltage is transformed into gravity through a linear calibration coefficient (GCAL1) estimated by performing measurements on calibration lines involving large and well-known gravity variations. The calibration factor is estimated by the manufacturer and need to be regularly updated by users (Budetta and Carbone, 1997). Beside gravity values, the instrument also records tilts, ambient temperature and sensor (spring) temperature.

In this paper, the term of ambient temperature refers to the one recorded by the CG5. Continuous tilts and sensor temperature records allow the CG5 acquisition software to perform automatic corrections. Tilt correction is applied within ± 200 arcsec. Merlet *et al.* (2008) have shown that the error due to tilt is less than 10 nm/s^2 within ± 20 arcsec. Residuals sensor temperature variations are, for their part, corrected within $\pm 0.5 \text{ mK}$ under normal conditions. The correction is linear and the correction coefficient (TEMPCO) is estimated for each instrument during its production and is negative because the fused quartz spring stiffness increases with temperature (Scintrex ltd, 2006).

1.2. Experimental setup and methodology

Continuous measurements are performed at a single point in a building basement. We controlled the ambient temperature without any contact with the instrument to avoid any perturbations. Tests are performed with two gravimeters: one 'old' CG5 gravimeter (SN 030200167, abbreviated below as CG5#167), known to be very reliable (Jacob *et al.*, 2010a) and a newer one, the (SN 140141151 abbreviated as CG5#1151) bought in 2014. In total, five separate tests were performed (~ 10 hours each), three with the CG5 #167 and two with the CG5 #1151.

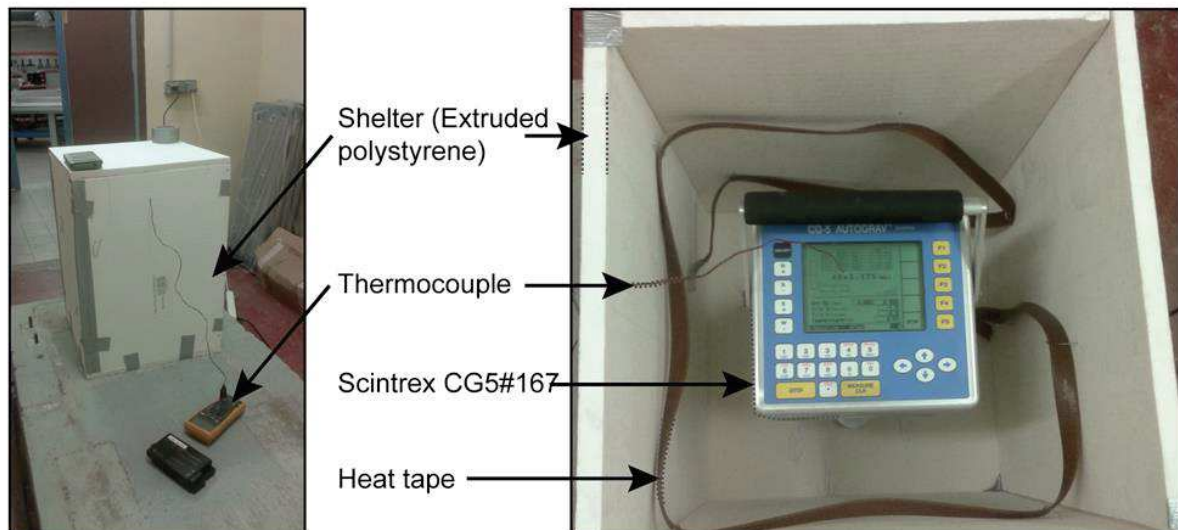


Figure 1: Side view (left) and top view (right) of the heating test chamber.

In order to control the temperature variations and ensure thermal isolation, the gravimeter was covered by a small shelter made of extruded polystyrene of 20mm thick (Fig.1). The shelter size is 45 cm x 45 cm x 62 cm with a removable roof and three holes for the tripod. We heated the box with a heat tape distributed on the inner walls of the shelter to insure a homogeneous heating. The cooling was done by stopping the heater band and removing the roof. The temperature inside the shelter was continuously controlled during an experiment with a thermocouple.

For each test the instrument was settled in the heating chamber and carefully leveled the previous day in order to stabilize during the whole night and estimate the instrumental drift. The gravimeter was put on a concrete pillar in the basement of the University of Montpellier to ensure a low seismic noise level. The testing day, the CG5 is disconnected from the external power supply and leveled again. A CG5 measurement is programmed every 95 s (gravity average on 90s, 5s pause), following the recommendations of Merlet *et al.* (2008). The heating starts about 1.5 hours after the recording begins. The typical increase of temperature is 20 °C. The maximum temperature remains smaller than 45 °C (control temperature of a standard CG5). A typical experiment lasts 8 hours (Fig. 2) with 2 cycles of heating/cooling (~2 hours heating and ~2 hours cooling for each cycle). After the test, the CG5 is reconnected to the external power supply, leveled again and left in the shelter (without the roof) overnight.

1.3. Gravity data processing

The data processing mostly involves tides corrections. CG5 earth tides corrections (Longman, 1959), useful for field verifications, are not accurate enough and have been recalculated (Meurers, 2012). A more accurate Earth tides model is then applied (Defraigne *et al.*, 1999),

computed with the Tsoft software (Van Camp and Vauterin, 2005). Ocean loading corrections are also applied (FES2004 atlas, Lyard *et al.*, 2006). Polar motion is neglected for such a short time experiment, as well as hydrological loading and pressure variations. We remind that tilts and sensor temperature corrections are automatically performed thanks to the CG5 acquisition software. As the heating could infer with the drift estimation, a linear instrumental drift is estimated from the previous night time series. Then a residual linear drift is estimated during the heating experiment.

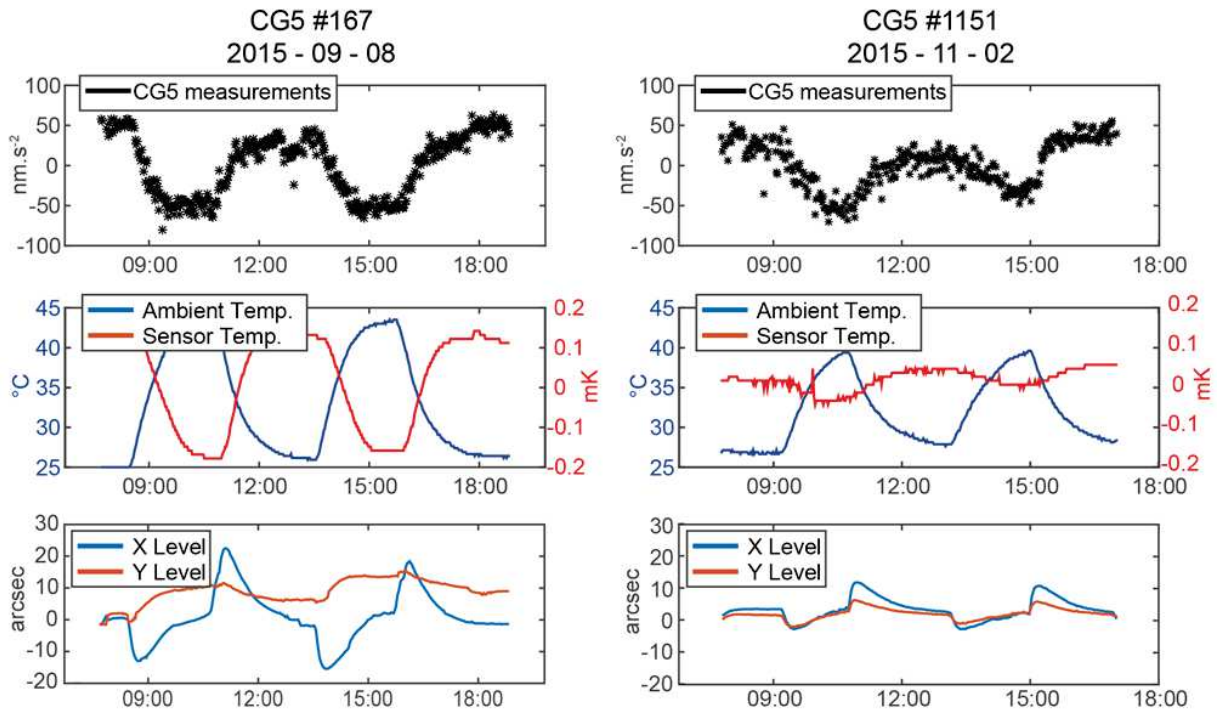


Figure 2: Test examples for the two CG5. Left: CG5#167 on 2015-09-08. Right: CG5#1151 on 2015-11-02. Top: CG5 residuals corrected from instrumental drift and tides. Middle: ambient and sensor temperature, both recorded by the CG5. Bottom: X and Y levels.

2. Results

After data processing, the remaining signal clearly reveals the impact of the heating on both instruments (Fig.2). The ambient temperature recorded by the CG5 follows the room temperature. When the heating starts, both ambient and sensor temperatures change in a correlated way. Both sensor temperature and gravity decrease when the ambient temperature increases. After the cooling, ambient temperature, sensor temperature and gravity recover their original values. One can also observe different response between the two instruments. Indeed, the sensor temperature variations are two times higher for the #167 than for the #1151 (respectively ~ 0.15 and 0.07 mK for 10°C). However sensor temperature variations remain within the manufacturer specifications (± 0.5 mK , Scintrex Ltd, 2006) under normal

conditions. Tilts variations are observed especially with the CG5 #167 but remain acceptable (below 20 arcsec, Merlet *et al.*, 2008). The heating induces reproducible variations of ambient temperature ($\sim 20^\circ\text{C}$) and apparent gravity ($\sim 100 \text{ nm/s}^2$).

2.1. Correlation between temperatures and gravity

A residual linear instrumental drift and a linear relation between gravity and ambient temperature are researched by least-square methods (Table 1). The ambient temperature recorded by the CG5 follows the room temperature despite a different offset for each instrument and date. Note that the basement temperature was stable at 20° for all the experiments, while the CG5's recorded ambient temperature varies from 21 to 28°C (outside the heating and cooling periods). The knowledge of the absolute ambient temperature is not critical as long as we are looking for the slope of a linear relation. The reversibility of the heating and cooling phase during the experiments could indicate that the drift is not impacted by the ambient temperature changes and remains linear. If nevertheless the drift depends on the temperature, it is undetectable for such a short experiment. It is also possible that the drift varies linearly with the temperature and is therefore included in the estimated coefficient factor. However, comparisons of drift during and after the experiments did not show any particular trends. As for real surveys the drift is estimated on short periods (less than one day, by returning to a reference station), the possible effect of temperature on the instrumental drift is therefore not critical.

Date	CG5	ΔT_{amb}	ΔT_{sens}	c. T_{amb}	c. T_{sens}	SD uncor.	SD T_{amb} cor.	SD T_{sens} cor.
yyyy-mm-dd	SN	$^\circ\text{C}$	mK	nm/s ² / $^\circ\text{C}$	nm/s ² /mK	nm/s ²	nm/s ²	nm/s ²
08/09/2015	#167	19.5	0.32	-5.43 ± 0.16	301 ± 31	38.78	10.78	13.11
09/09/2015	#167	12	0.17	-5.38 ± 0.19	417 ± 15	22.4	6.63	6.69
29/10/2015	#167	14	0.19	-4.48 ± 0.20	352 ± 15	23.85	9.07	8.64
02/11/2015	#1151	13	0.1	-5.89 ± 0.36	1024 ± 76	29.57	14.38	17.7
12/11/2015	#1151	15	0.07	-4.94 ± 0.36	1212 ± 112	30.62	16.2	20.91

Table 1: Heating experiments results. A linear relation between gravity and temperatures is estimated. T_{amb} and T_{sens} are respectively ambient and sensor temperatures recorded by the CG5. $c.T_{\text{amb}}$ and $c.T_{\text{sens}}$ are respectively the linear coefficients found for ambient and sensor temperatures. The standard deviation (SD) is shown for raw data (SD Uncor), data corrected from ambient temperature (SD T_{amb} cor.) and sensor temperature (SD T_{sens} cor.) with the linear correction factors determined for each test. The \pm values give the 95% confidence interval. Note that for CG5#1151, some outliers in temperature sensor were removed, especially on 2015-11-12 (70/380 points). For CG5#167 only, the sensor temperature coefficient and correction are performed after a lag time correction of 15 min.

A well constrained negative linear coefficient is found between ambient temperature and gravity: $R^2 = -0.95$. The accuracy of the time lag estimation is limited by the accuracy of tides model. No clear time lag between ambient temperature and gravity changes has been found. Therefore, best corrections (gravity SD reduction, Table 1) are performed without time lag correction. A linear correlation is also found with the sensor temperature, especially on CG5#167 with a sensor temperature clearly delayed 10 to 15 min. For CG5#1151, the small variations of sensor temperature (two times smaller than for CG5#167) and the numerous outliers do not allow a rigorous estimation and no time lag is observed.

In any case, the relation between gravity and ambient temperature is clear and linear: about $-5 \text{ nm/s}^2/\text{°C}$. Therefore, the thermal effect equals instrument resolution for a variation of only 2 °C . Once corrected from temperature effect, the standard deviation (SD T_{amb}) of the residual time series is greatly improved (Fig.3). For the five performed tests, the SD is lowered by a factor 2 to 4 (Table 1). Higher order polynomial relations have been investigated but without any improvements.

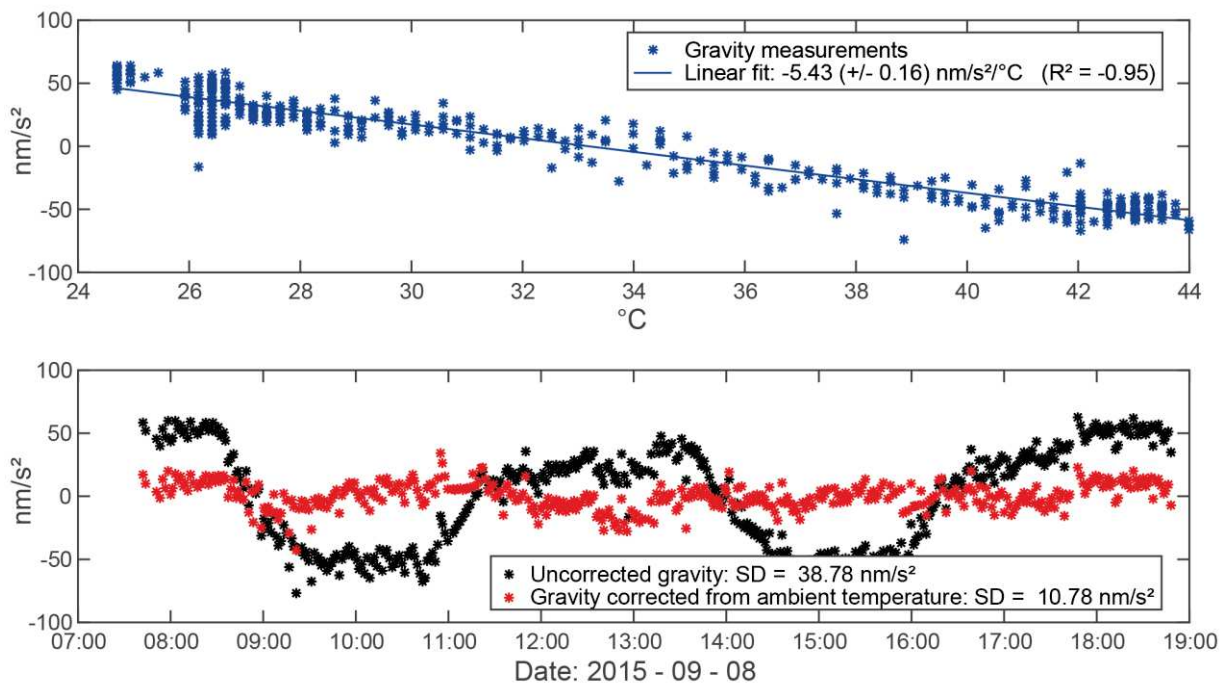


Figure 3: Relation between ambient temperature and gravity for the longest experiment (CG5#167 on 2015-09-08). Top: linear regression between ambient temperature and gravity. The error gives the 95% confidence interval. Bottom: residuals of the CG5 time series before (black dots) and after (red dots) a linear correction of ambient temperature.

2.2. Stability of the relation

Our results display a stable linear regression between gravity and ambient temperature: all linear coefficient estimations are in the range $[-5.9 ; -4.5] \text{ nm/s}^2/\text{°C}$ for both instruments

(Table 1, c.Tamb). The dispersion of ambient temperature factors ($1.4 \text{ nm/s}^2/\text{°C}$) results in $\pm 7 \text{ nm/s}^2$ for 10°C ambient temperature variation. The dispersion of the linear correlation between ambient temperature and gravity is partly due to the dispersion of the gravity reading and partly due to the uncertainties of the ocean tide loading estimation.

The mean value of all tests, weighted by the error, is $-5.20 \text{ nm/s}^2/\text{°C}$. The mean value for CG5#167 is $-5.13 \text{ nm/s}^2/\text{°C}$. This value is used in the field validation (part 3). On the contrary, the linear regression with the sensor temperature shows a wide range of coefficient depending on the day and the instrument: from 284 to $1212 \text{ nm/s}^2/\text{mK}$ (Table 1, c.Tsens). No clear hypothesis can be done for the variability of the correlation between sensor temperature and gravity readings. The dispersion is too large and cannot be an issue of gravity data and processing accuracy.

2.3. *Origin of the effect*

Now that the ambient temperature impact is clearly established and quantified, one can discuss the origin of the effect. A tilt coupling could take place. Indeed, tilt is sensitive to temperature variations due to thermal dilatation. However, the observed relation is not constant over time for #167 and does not occur at all for #1151.

An imperfect control of the temperature sensor or a wrong correction by the CG5 acquisition software could occur. However, CG5#1151 has the same sensitivity to ambient temperature changes as #167 while its sensor temperature is better controlled. The sensor temperature correction factors (TEMPCO), used by the acquisition software, are -1360 and $-1220 \text{ nm/s}^2/\text{mK}$ for respectively CG5#167 and #1151. The additional sensor temperature factor estimated during the experiments varies between 280 and $1200 \text{ nm/s}^2/\text{mK}$ (table 1), compensating entirely the software correction (recently estimated by Scintrex) for CG5#1151. Moreover, the slight delay of CG5#167 sensor temperature could indicate that the origin is outside of the sensor package or not directly linked to sensor temperature. If the change of a physical property of the spring due to temperature is still at the origin of the effect, it is probably a different one than the stiffness, already known and corrected.

Another possibility is that temperature induces a change in the electronics or in a resistance, changing the voltage measured by the CG5. One can also note that if any component (sensor or electronics) is sensitive to a heat flux (the difference between sensor and ambient temperature), as long as sensor temperature is set to a constant value, it will not be different from a simple ambient temperature effect. Although the origin of the thermal effect on gravity reading cannot be determined with certainty, correction based on ambient temperature seems more stable (Table 1) than the one based on sensor temperature. This makes ambient temperature the preferred variable for a robust correction in field surveys as discussed in the following part.

3. Impact on real field gravity data

We investigate the impact of the temperature correction on a high precision gravity measurement data set made in the framework of an ongoing hydrological study on a karstic area.

3.1. Context

The Durzon aquifer (Larzac plateau, south of France) is an experimentation field for hydrogeophysical studies for a decade (Jacob *et al.*, 2010a). Since 2011, a superconducting gravimeter is continuously measuring in a hydro-meteorological observatory (Geodesy in Karstic Environment hereafter called GEK: <http://data.oreme.org/gek/home>, see Fig. 4). The observatory is also equipped with a GPS, two rain gauges, a flux tower (evapotranspiration measurements) and borehole hydrological monitoring. The temperature in the observatory is kept constant throughout the year at 21°C. The analysis of the superconducting gravimeter time series reveals that most of the water is stored in the upper part of the karst without little fast transfer to the spring (Fores *et al.*, 2016a). Because the distance between water storage and the gravimeter is expected to be 100m at most, the footprint of the gravimeter does not largely exceed this value.

To spatially extend the superconducting gravimeter observations and to investigate spatial variability of the groundwater stock, monthly CG5 measurements have been done for two years on 5 points. One point is set beside the superconducting gravimeter in the observatory and 4 points are set outside, 20 to 100 meters away from the superconducting gravimeter (Fig. 4).

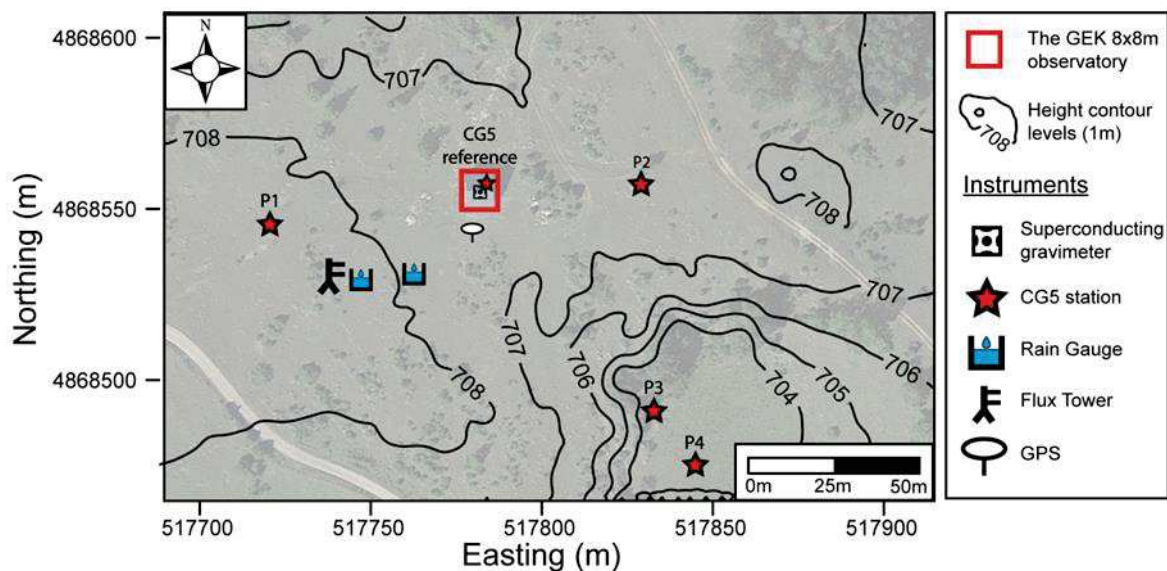


Figure 4: GEK observatory settings and gravity measurements sites. Solid lines represent elevation isovalues. Reference CG5 station is located inside the observatory.

The temperature effect is expected to be significant as the point inside the observatory beside the superconducting gravimeter is at a constant temperature by opposition to the points outside. The difference between inside and outside temperature can reach $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ in summer and $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ in winter, leading to a range variation of $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig.5c). Some differences between CG5 ambient temperature record and the meteorological station temperature measurements are explained by a variable offset on the CG5 ambient temperature (as explained in part 2.1) and heating of the CG5 by direct sunbeam.

Such temperature change can lead to an error of $\pm 100\text{ nm/s}^2$ for the outside CG5 measurements, according to our estimated coefficient of $-5.13\text{ nm/s}^2/\text{ }^{\circ}\text{C}$. Those errors are significant regarding the accuracy of the instrument. They are also as large as the hydrological signal we want to measure ($\sim 100\text{ nm/s}^2$ annual cycle amplitude on the superconducting gravimeter, Fig.5).

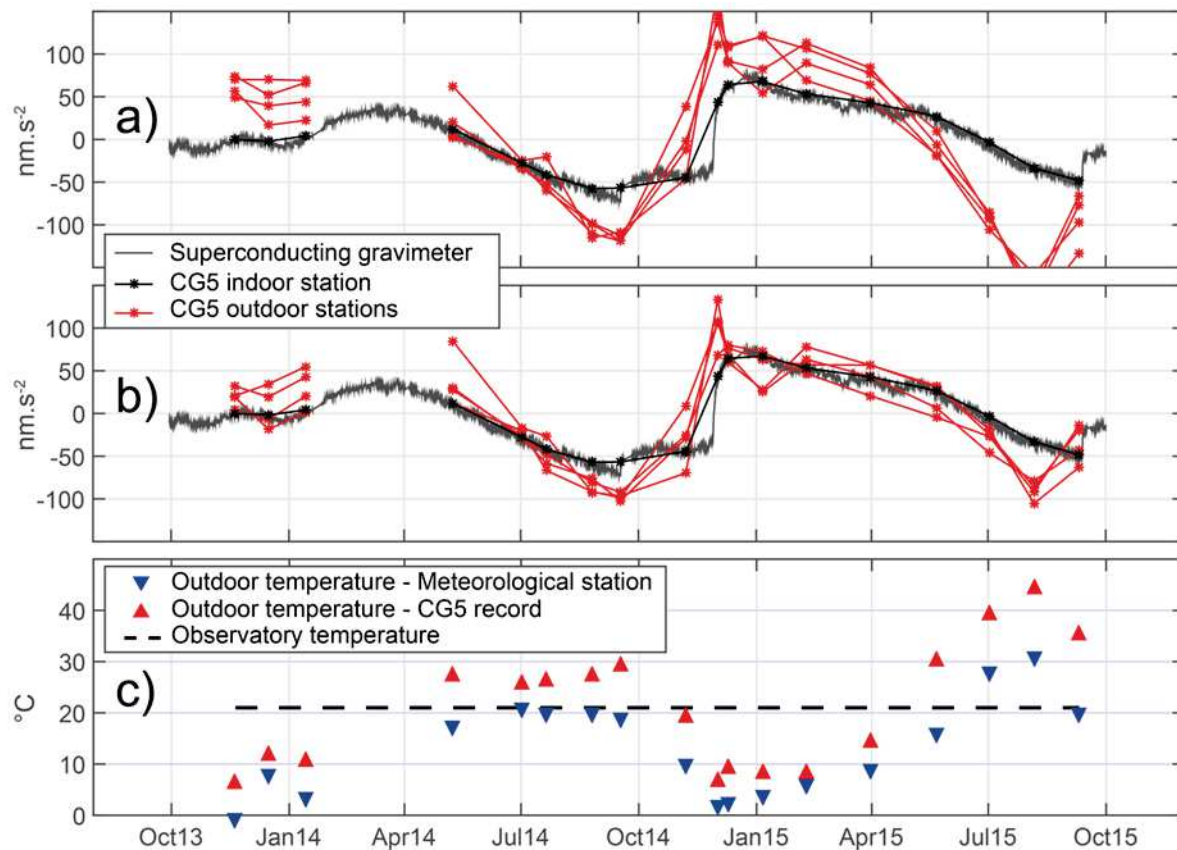


Figure 5: Gravity measurement at the GEK observatory. a) and b): Surveys without temperature correction (a) and with ambient temperature correction (b). The black line represents the superconducting gravimeter time series. Red dots represent CG5 outdoor measurements at four different stations; (c) outdoor temperature measured by the CG5 (red upward triangles) and by a meteorological station (blue downward triangles).

3.2. *Experimental setup and processing*

Measurements campaigns have been done on a monthly basis from october 2013 to september 2015, with the same gravimeter (CG5#167). All the recommendations to minimize errors associated to gravimeter transport have been carefully applied (Yushkin, 2011, Lederer, 2009). In particular, the instrument was always leveled and settled at least few hours before starting the measurements, especially if it was brought by car to the site.

The reference point inside the observatory – beside the superconducting gravimeter – was always measured twice, at the beginning and the end of the campaign to ensure good drift determination. Each outdoor point was measured long enough to meet our quality criteria. Because the CG5 was transported cautiously by hand on very short distances, relaxation due to transport (Flury *et al.*, 2007) was insignificant and the measure of one outdoor station varied typically from 20 minutes to one hour, depending on the environmental noise.

To ensure a constant positioning for each survey, all points outside and inside were materialized by a bolt on solid rocks for outside points or on a concrete pillar inside the observatory. To measure at a constant height, the bolts served as a basis for one foot of the CG5 tripod, which was kept at a constant height thanks to a brass ring (Jacob, 2010a). The low seismic noise environment allowed us to always disable the seismic filter of the CG5. The post-processing and the removal of all non-hydrological effects are proven to be accurate at the nm/s^2 level because they are validated by the superconducting gravimeter measurements and its associated post-processing: accurate tide model, pressure correction, non-local hydrology and poles. Finally, an offset is applied to each CG5 survey in order to make match the superconducting gravity reference and the indoor CG5 measurement (Fig.5).

3.3. *Results and discussion*

Significant gravity changes were measured for all sites (Fig.5) due to storage properties of the karstic system. However, the differences between the observatory and the outside gravity stations are surprisingly large (more than 200 nm/s^2). The recorded change between the observatory and the outside points corresponds to approximately twice the seasonal signal estimated from the superconducting gravity data. Such a large gravity difference is difficult to interpret in term of groundwater masses time variation. Indeed, rainfall and evaporation are constrained with a flux tower and two rain gauges on the site. The daily rainfall amounts are homogenous at the observatory field scale. A simple water mass balance is coherent with superconducting gravimeter measurements but not with the survey made outside using the CG5 gravimeter. We then apply an ambient temperature coefficient correction of $-5.13 \text{ nm/s}^2/^\circ\text{C}$ as it was deduced from laboratory temperature experiments. It results into a significant reduction of the differences between the observatory and the outdoor stations (Fig.5) especially during summer months. The standard deviation of the differences between observatory and outside sites decreases from 62 to 32 nm/s^2 (-50%). One can notice the final differences are always below or close to 50 nm/s^2 which is the best repeatability achievable with a CG5 (Budetta and Carbone, 1997) and then can no longer be interpreted as spatial

heterogeneities. Similar corrections were also performed with sensor temperature. Correcting by the mean factor found for CG5#167, 330 nm/s²/mK, the standard deviation only falls from 62 to 54 nm/s² (-13%). Moreover, corrections with a wide range of admittance (from 200 to 1200 nm/s²/mK) do not reduce the SD to less than 52 nm/s². Thus, as suggested by laboratory calibration shown before, ambient temperature is more reliable than sensor temperature correction for a field study.

Therefore, the corrected gravity signal leads to a different interpretation of the hydrological processes, suggesting that the mean difference of temporal variations between the observatory and its surroundings is below 32 nm/s² at a spatial scale of 100 m. This difference corresponds to the attraction of a water table of 7.6 cm of water assuming a 1D accumulation model (horizontal slab), undetectable with CG5 repeated measurements. One can note that without the new temperature correction, these apparent gravity changes could have been interpreted as the signature of a spatial variability of groundwater storage at the local scale. On the same karstic basin, Jacob *et al.* (2010a) have highlighted some spatial heterogeneity from time-lapse gravity surveys with 1.5km site sampling. The issue of potentially strong variations at very short wavelengths was posed and left open. Our gravity measurements around the GEK, when corrected from temperature, are compatible with this previous study at larger scale, and support the idea that there are no short wavelengths spatial heterogeneities on the Durzon Basin.

The field and laboratory study shows the need for a careful processing of micro-gravimetric surveys. In other similar cases, one can misinterpret subtle gravity variations recorded by relative gravimeter. This would lead to a wrong estimation of time and space heterogeneities. For this specific case, this would have resulted to an overestimation of seasonal water storage.

4. Recommendations and perspectives

Relative micro-gravity studies when large temperature variations occur are likely to provide incorrect gravity changes due to a relation between outside temperature and gravity reading. The thermal effect may reach hundreds of nm/s² (tens of μ gal). The thermal effect is likely to occur for hybrid gravimetry (Hector *et al.*, 2015), where relative outdoor stations are compared to a permanent station (superconducting or absolute gravimeter) usually settled in a temperature-controlled building. In order to avoid this spurious effect, we recommend evaluating the sensibility of relative gravimeters to the ambient temperature. This recommendation applies to CG5 gravimeters and could also be valid for others spring-based instruments (zero length spring gravimeters also show a significant temperature effect, Longuevergne, personal communication). The stability of the gravity temperature effect over time should also be periodically controlled. No specific guidelines are needed during the surveys, except that the ambient temperature recording must be enabled. The correction should be applied before any drift calculation or post processing.

A significant work remains to be done in order to precise the origin of the CG5 temperature sensibility. Tests need to be made with a large collection of CG5 to show the generic

character of the thermal effect and its time stability. Constant ambient temperature admittance corrects well the temperature effect at the first order and is also the most reliable way to correct field data. Nevertheless, different behaviors during heating and cooling, a dependency on temperature change rate or a potential impact on drift are still susceptible to occur. These effects, expected to be small, could be estimated during longer experiments in controlled environment such as observatories where accurate atmospheric, loading corrections and tides model are calibrated by superconducting gravimeter. To better constrain the temperature coefficient factor and validate the linear relation, new tests could also be performed over a much larger temperature range. Because the CG5 maximum safe temperature is 45 °C (Scintrex Ltd, 2006), the heating chamber could be put in a cold place. Such an increase in the temperature range should lead to a much better certainty of the temperature/gravity correction.

Acknowledgments

The two Scintrex CG5 gravimeters were provided by the CNRS-INSU national facility RESIF-GMOB. The hydrological study presented in part 3 is part of a project funded by OSU OREME (under administrative supervision of the Institut National des Sciences de l'Univers, CNRS-INSU), the SNO H+ (CNRS-INSU) and the HydroKarst G² project of the French Agence Nationale de la Recherche (ANR). We also thank three reviewers for their constructive comments.

3.2. Synthèse de la publication et applications

L'article précédent a présenté le gravimètre Scintrex CG5 #167 (plus longuement présenté dans les thèses de Jacob, 2009 et Deville, 2013) et mis en évidence un effet souvent négligé, celui de la température ambiante sur les mesures de cet instrument. Estimé à environ $-0.5 \mu\text{gal}/^\circ\text{C}$, cet effet peut sembler dérisoire pour la plupart des études gravimétriques où l'on cherche une précision de l'ordre du mGal (par exemple les études géologiques profondes) et où cette erreur de quelques μgal est insignifiante par rapport aux autres sources d'erreur (comme l'estimation de l'altitude, de la topographie, de l'effet d'un transport long entre chaque station...). Dans certains cas, où quelques μGals sont justement les amplitudes que l'on cherche à observer, la correction de cet effet de température prend toute son importance, surtout lorsqu'elle varie fortement.

Les mesures réalisées dans cette thèse étaient particulièrement sujettes à l'observation de ces effets : les mesures étaient réalisées en partie à l'extérieur en été comme en hiver, donc soumises à de fortes variations de température, tandis que d'autres étaient réalisées dans les cavités naturelles ou dans l'observatoire, à une température constante quel que soit la saison. L'effet était si important sur les mesures autour de l'observatoire qu'il était très difficile d'expliquer les mesures avant correction de la température. Beaucoup d'autres sources d'erreurs potentielles avaient été recherchées, sans résultat, avant l'été particulièrement chaud de 2015 qui a révélé cet effet.

On peut se demander l'impact qu'il a dans de nombreuses autres études de micro-gravimétrie. Les données spatiales obtenues sur le Durzon par Jacob *et al.*, (2010a) ont été retraitées en corrigeant cet effet de température, sans changements significatifs dans les résultats. Plusieurs raisons expliquent cela. L'erreur sur chaque mesure est plus grande que celles obtenues durant nos études confinées dans le sous-sol du laboratoire. Dans l'étude de Jacob *et al.* (2010a), le gravimètre était transporté en voiture entre chaque station, et le temps disponible ne permettait pas des mesures suffisamment longues (4 à 5 mesures de 90s) pour s'affranchir des effets de relaxation (voir section suivante). La plupart des stations étaient également mesurées plusieurs fois par campagne, à des heures (et donc des températures différentes) permettant de moyenniser cet effet.

Deville (2013) a également réalisé des mesures surface-profondeur dans différents karsts du Larzac, en été en en hiver. L'impact de la température a pu exacerber les variations entre la surface (soumises aux changements saisonniers) et le premier point en profondeur (tempéré). Une surestimation du stockage dans cette première tranche de l'épikarst, justement là où est vu le signal le plus important, est donc possible.

Une autre application (B. Meurers, communication personnelle) pourrait être une estimation plus fine du coefficient de calibration des CG5. Il serait intéressant de recalculer les calibrations antérieures (Jacob *et al.*, 2009) et de voir si certaines différences saisonnières récurrentes entre la ligne du Larzac et celle du Mont Aigoual s'estompent.

3.3. Autres précautions nécessaires

3.3.1. Effet du transport et relaxation

L'amplitude des variations hydrologiques, à la limite de précision du CG5, demande de nombreuses précautions supplémentaires. Une source d'erreur forte est celle induite par le transport du gravimètre. En effet, une relaxation exponentielle des contraintes accumulées par le ressort lors du transport s'ensuit, avec une amplitude dépendant du mode de transport et de sa durée. Cet effet a été particulièrement étudié lors de la thèse de Deville (2013). L'amplitude de cet effet peut-être de plusieurs centaines de nm/s^2 (plusieurs dizaines de μgal) et la relaxation peut durer plusieurs heures avant que l'effet ne passe en dessous de quelques μgal . Seule l'amplitude est liée au mode et temps de transport : le temps caractéristique de la relaxation exponentielle semble constant pour un même instrument (Deville, 2013). Cependant, lors de nos expériences, il a été observé que ce temps de relaxation pouvait varier entre des dates éloignées.

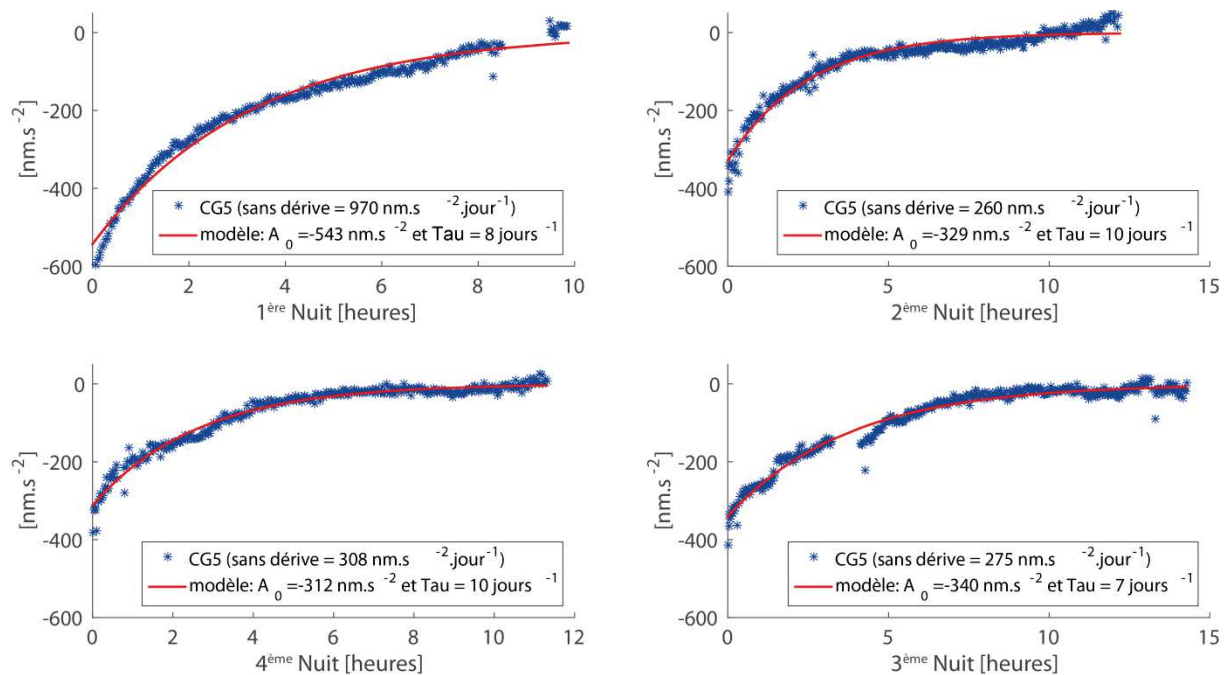


Figure 5.19 : Exemples de relaxations liées au transport du gravimètre sur 4 nuits, lors d'une mission de terrain dans les bétiques (juin 2014). En bleu : données CG5 corrigées de la dérive instrumentale et des marées (modèles WDD). En rouge : meilleur modèle de relaxation. La dérive et les paramètres de la relaxation τ , A_0 sont inversés en même temps.

La Figure 5.19 nous montre l'amplitude que cet effet peut avoir (courbes bleues). Le modèle de relaxation recherché (courbes rouges) est une courbe exponentielle de la forme :

$$g = A_0 e^{-t.\tau} \quad (5-5)$$

A_0 est l'amplitude initiale de l'effet au temps $t=0$, juste après le transport, et τ est la constante de temps de la relaxation. La dérive et les paramètres τ et A_0 sont recherchés en même temps. Les relaxations sont ici liées à un long transport en voiture : plus de 12 h avant la première nuit, et environ 1.5 h avant les nuits suivantes, en plus d'une journée de déplacements et de mesures. L'amplitude de l'effet est plus importante après le 1^{er} trajet, plus long. La constante de temps, elle, reste comparable les 4 nuits d'affilé.

Vu le temps de la relaxation, cet effet peut être très contraignant sur le terrain. Il n'est pas toujours possible d'attendre les 5-6 heures parfois nécessaires. Deville (2013) prône des mesures longues (> 40 mn) et une même méthodologie afin de toujours rester sur la même partie de l'exponentielle.

Dans nos études sur le Larzac, le transport en voiture a souvent été nécessaire pour emmener l'instrument depuis Montpellier sur le site de mesure (GEK ou Tunnel de Saint-Ferréol, cf. chapitre 6). Ce transport, d'environ une heure, a montré des relaxations allant jusqu'à 200 nm.s^{-2} . Une attente d'au moins 1h30 a toujours été observée pour réduire la plus grande partie de l'effet de relaxation. Passé ce délai, on se retrouve généralement sur la « queue » de l'exponentielle de relaxation, en grande partie linéaire et corrigée par une dérive linéaire estimée par les retours à la base fréquents, comme on peut le voir sur la Figure 5.20. Les stations suivantes ont toujours été mesurées après de très courts trajets à pieds, avec un transport précautionneux et à la main, n'impliquant des relaxations que de quelques μGal maximum et qui ne sont plus observées en retirant systématiquement la 1^{ère} voir les 2 premières mesures de chaque station.

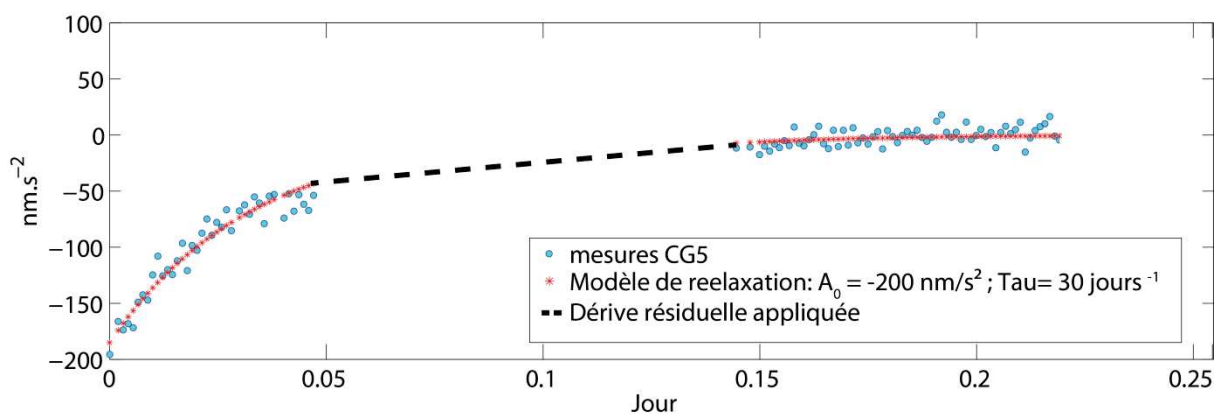


Figure 5.20 : Correction de la fin de la relaxation en même temps que la dérive instrumentale.

3.4. Incertitudes associées aux mesures

Plusieurs études ont montré une incertitude faible (σ_{obs}), de l'ordre de 0.5 à 3 μGal dans de bonnes conditions de mesures et plusieurs réoccupations de station (*e.g.* Merlet *et al.*, 2008). Jousset *et al.* (1995) définissent l'incertitude pour un point de mesure répété N fois comme suit :

$$\sigma_{obs} = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (g_i^2 + \sigma_i^2) \right] - g_{obs}^2} \quad (5-6)$$

Avec g_i la moyenne de l'un des N sets de 90 s (dans cette thèse) de mesures à 6 Hz et σ_i l'écart-type sur ces mesures. g_{obs} est la moyenne arithmétique des N mesures g_i .

Mais l'estimation de l'erreur sur la mesure reste un problème majeur du CG5. Il n'est pas possible d'établir un bilan clair des erreurs potentielles contrairement au FG5 absolu par exemple où le modèle physique est connu. Par exemple la relaxation exponentielle liée au transport est difficile à prendre en compte, les mesures affectées étant le plus souvent supprimés manuellement tout comme les points aberrants. On peut également citer l'effet de température décrit ci-dessus.

Pour ces raisons, on parle plus souvent de répétabilité de la mesure (Scintrex *Ltd.*, 2006) que de véritable erreur. Dans le chapitre suivant où le CG5 est l'instrument de mesure, certaines stations n'ont pu être mesurées que peu de temps et en général les 5 à 10 sets d'une station ne diffèrent que de 1 ou 2 μGal au maximum, sous-estimant l'incertitude. σ_{obs} a été définie pour une station comme l'écart-type entre les N sets de 90 s, auquel on ajoute les 3 μGal généralement admis pour une mesure faite dans de bonnes conditions.

Pour une combinaison de deux mesures (différence temporelle ou surface – profondeur par exemple), l'incertitude totale σ est définie comme la racine de la somme des carrés des incertitudes des deux mesures :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{obs_1}^2 + \sigma_{obs_2}^2} \quad (5-7)$$

Ce qui nous donne la formule suivante pour une combinaison de 4 mesures (comme pour les doubles différences, voir chapitre 6.3) :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{obs_1}^2 + \sigma_{obs_2}^2 + \sigma_{obs_3}^2 + \sigma_{obs_4}^2} \quad (5-8)$$

6. Variabilité spatiale du stockage

1. Motivations

Le karst est fondamentalement défini par son comportement hydrologique hétérogène à plusieurs échelles d'observation (chapitre 3). Pourtant, les variations spatiales des propriétés hydrologiques de l'épikarst sont peu étudiées faute d'outils adaptés. La réponse à la question que l'on peut se poser et qui est « Quelles sont les tailles des hétérogénéités ? » est évidemment variable pour chaque karst en fonction de son histoire géologique et de la répartition des écosystèmes en surface.

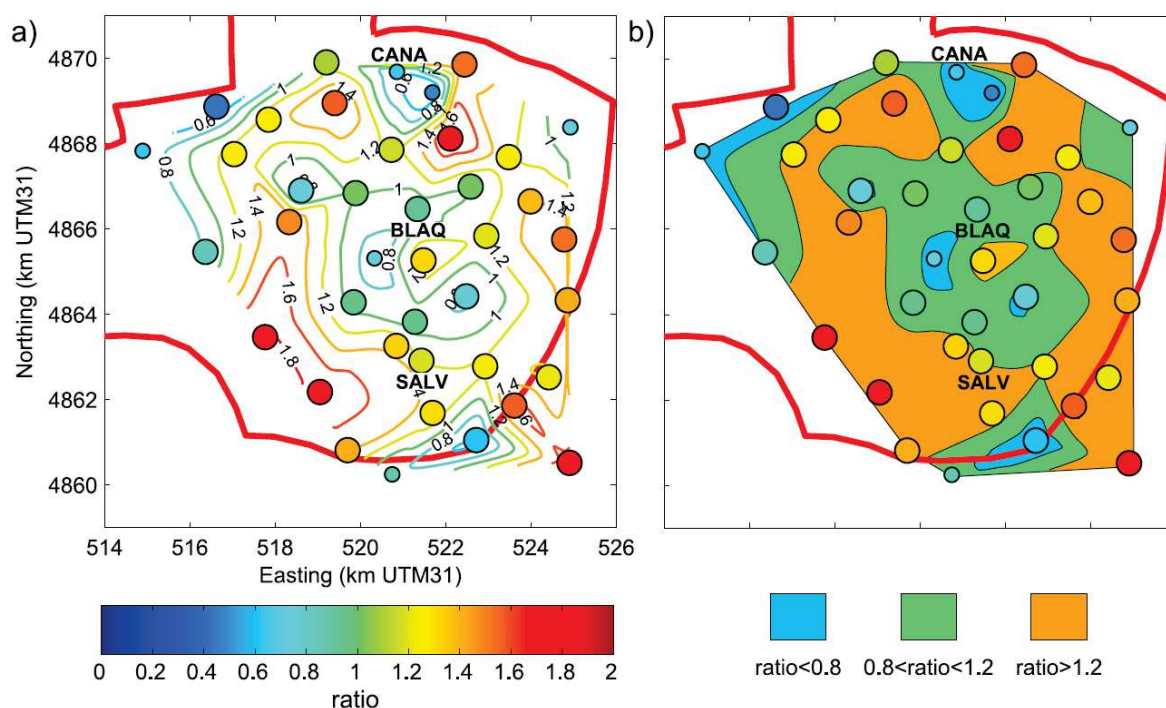


Figure 6.1 : (a) Amplitude ratio between gravity at all sites and BLAQ AG; circle color represents ratio. Small and large circles are ratios with coefficient of determination lower and higher, respectively, than 0.7. (b) Same as Figure 10a except showing three classes of ratios. Figure et légende d'après Jacob et al. (2010a).

A l'échelle métrique ou inférieure, les variations sont fortes dans le sol et l'épikarst à cause de la distribution de la fracturation et de la porosité, comme en attestent les 3 forages du GEK. Les mesures micro-gravimétriques « moyennent » ces hétérogénéités de petites tailles et permettent de remonter à un modèle homogène équivalent et représentatif d'un rayon de quelques dizaines à centaines de mètres autour du point de mesure. Mais que peut-on

dire de la représentativité de cette mesure à plus grande échelle? Les différences de mesures gravimétriques répétées en période sèche et humide par Jacob, *et al.* (2010a) sur tout le bassin du Durzon révèlent un stockage hétérogène à grande longueur d'onde (kilométrique, Figure 6.1). Les zones à fortes variations sont interprétées comme ayant une capacité de stockage importante : porosité forte, épaisseur importante et/ou fractures et transfert rapide faible. Celles à faibles variations sont interprétées comme peu perméables et peu capacitives, avec un fort transfert vers la zone active que l'on peut associer à la fracturation ou à des drains karstiques actifs. Les différences mesurées sur le Durzon peuvent varier du simple au double pour la capacité de stockage (Figure 6.1).

Les hétérogénéités spatiales du Durzon ne semblent pas associées à une structure géologique spécifique bien que les auteurs mettent en relation les dépôts d'altérites et une faible capacité de stockage. Une hétérogénéité dans le stockage à l'échelle de la mesure ou l'effet de masque des bâtiments dans lesquels sont situées certaines stations peuvent avoir un impact fort et fausser l'interprétation des mesures. Jacob *et al.* (2010a) s'interrogent enfin sur les possibles variations de stockage à plus courtes longueurs d'ondes que l'espacement moyen entre les points de mesures (<1.5 km). Jacob (2009, p231) conclut notamment en disant qu' « *un point qui serait également à éclaircir concerne l'hétérogénéité spatiale du signal gravimétrique, qui pourrait bien varier de façon importante sur des échelles de quelques dizaines ou centaines de mètres. Des cartes détaillées, par exemple autour des sites de mesures permanents, permettront de déterminer précisément cette variabilité.* »

Ces questions ont motivé deux études gravimétriques. Afin d'investiguer les variations spatiales de faible longueur d'onde, le CG5 (pour sa portabilité) a été utilisé autour du GEK. Les mesures, dans un rayon de 100 m autour du bâtiment doivent permettre d'élargir ou non spatialement les conclusions tirées de l'interprétation du signal de l'iGrav. Un autre site, dans un contexte calcaire cette fois ci, est étudié : l'abîme de Saint-Ferréol sur le causse de Campestre. Des mesures surface-profondeur répétées dans le temps le long d'une galerie souterraine permettent d'investiguer les variations spatiales de stockage dans la zone non-saturée (tout du moins entre la surface et le tunnel). Les questions auxquelles nous essayons de répondre dans ce chapitre 6 sont les suivantes :

- (1) Peut-on observer une hétérogénéité dans le stockage de l'épikarst à l'échelle de quelques centaines de mètres ?
- (2) Le comportement hydrologique est-il différent en fonction de la lithologie et de la géomorphologie en surface ?
- (3) Peut-on observer et quantifier les effets de sites ?

2. Variation spatiale du stockage sur le site du GEK

Présenté dans le chapitre 4.3, le site de l'observatoire à une topographie peu accidentée avec toutefois plusieurs dolines dans son environnement immédiat, la plus proche étant à une cinquantaine de mètres au sud-est (Figure 6.3). Cette doline de taille hectométrique est également le point de départ d'un réseau karstique bien développé. Valois (2011) a montré à partir de mesures de sismique réfraction que le remplissage de cette doline peut aller jusqu'à une profondeur de 8 m, plus importante que sur le plateau et le site de l'observatoire où l'on atteint de la dolomie plus saine après 3 m. On peut donc se questionner sur un fonctionnement hydrologique potentiellement différent au niveau de la doline. Le stockage y est-il plus fort à cause du remplissage plus épais ? Ou au contraire se vidange-t-il plus rapidement en raison d'une karstification plus importante au voisinage de l'aven ? Mazzilli *et al.* (2016) ont montré à partir de mesures RMP que la teneur en eau des 20 premiers mètres de la doline est constante et restait identique entre Juillet 2009, avril 2010, octobre 2010 et mai 2011, tandis que celle du plateau évoluait en accord avec le stock en eau mesuré par la gravimétrie (Deville *et al.*, 2012).

Des mesures gravimétriques mensuelles ont donc été réalisées dans et autour de l'observatoire, sur le plateau mais aussi dans la doline. Le gravimètre supraconducteur sert de référence temporelle, ce qui place cette étude dans la même veine que celles de Naujocks *et al.* (2008) et d'Hector *et al.* (2015) où l'on cherche à spatialiser des processus hydrologiques à partir de gravimétrie hybride. Cette étude doit répondre aux questions générales précédentes en examinant les points suivants :

- (1) Peut-on observer une hétérogénéité dans le stockage de l'épikarst dolomitique du GEK à cette longueur d'onde (~100 m) ?
- (2) La doline a-t-elle un comportement différent ? Suivant ces deux premières questions, dans quelle mesure peut-on étendre les conclusions tirées de l'interprétation du signal du gravimètre supraconducteur (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7) ?
- (3) Peut-on observer et quantifier l'impact du masque du bâtiment à partir des mesures intérieures et extérieures ?

2.1. Méthodologie

2.1.1. Plan de positionnement et corrections

Quatre points ont été choisis proches de l'observatoire, dont deux dans la doline (Figure 6.3). Un point est placé dans l'observatoire sur la dalle en béton côté nord. Pour chacun des points extérieurs une vis est fixée dans un bloc de dolomie stable. Le pied du gravimètre, bagué avec un anneau en laiton de 2.5 cm, est positionné sur cette vis.



Figure 6.2 : CG5 au point 1 (à gauche, vue de l'Ouest) et dans la doline au point 4 (à droite, vue du S-SE).

La vis et la bague assurent une position et une hauteur constante entre les campagnes (Jacob *et al.*, 2010a). Le point numéro 4 a été placé sur le seul morceau de dolomie à l'affleurement s la doline et n'est probablement pas de la dolomie en place. Cependant, la roche est stable et la cohérence des résultats gravimétriques tend à indiquer qu'il n'y a pas eu de déplacement du point durant les deux années de mesures.

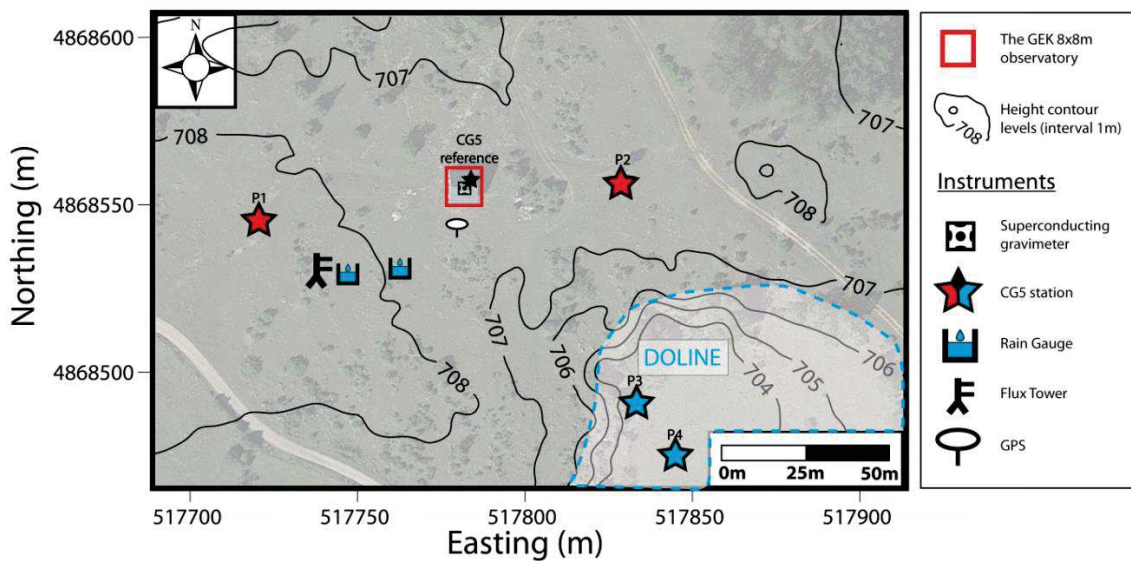


Figure 6.3 : Plan de position des mesures CG5. Deux points sont situés dans le même environnement que le GEK : de la dolomie compacte et peu de sol (étoiles rouges). Deux points sont situés dans la doline (étoiles bleues), avec une épaisseur de sol plus importante.

Toutes les corrections temporelles (marées, pression, hydrologie non-locale) sont déjà calculées et calibrées avec précision pour le supraconducteur. Une dérive linéaire est estimée sur le point 0, à l'intérieur de l'observatoire, qui est mesuré deux fois : avant et après les mesures extérieures. Le premier point est mesuré suffisamment longtemps (jusqu'à 2 heures) pour s'affranchir de la relaxation exponentielle lorsque l'instrument est transporté en voiture depuis Montpellier. La température ambiante est également corrigée avec un facteur déterminé en laboratoire de $-5.5 \text{ nm.s}^{-2}.\text{°C}^{-1}$ (Fores *et al.*, 2016b, chapitre 5). C'est ce jeu de données CG5 autour du GEK qui sert d'exemple d'application pour la correction de température dans cet article, et c'est initialement en essayant d'expliquer les trop fortes variations gravimétriques (incompatible avec toutes les données météorologiques) que cet effet a été mis en évidence. Nous ne reviendrons pas sur les effets de température dans cette section de la thèse mais nous apporterons des précisions et discuterons en détails les interprétations hydrologiques, hors du sujet initial de l'article.

17 mesures ont été réalisées sur une période de deux ans (fin 2013 à fin 2015, Table 6.1) et avec le même CG5 #167. Le pas d'échantillonnage moyen est d'environ un mois, avec quelques écarts en fonction de la disponibilité du CG5 ou des conditions météorologiques. L'évènement pluvieux majeur de ces deux années est survenu en novembre 2014. Il est alors tombé environ 250 mm de pluie en 4 jours, dont plus de 150 en 24h. Une mesure gravimétrique a pu être réalisée moins de 48 h après la dernière pluie de l'évènement.

	Transport du CG5	Conditions extérieures	Observations
20/11/13	Depuis Montpellier	vent ; flocons (abri)	-
16/12/13	Déjà sur place	-	-
14/01/13	Depuis Montpellier	-	-
09/05/14	Depuis Montpellier	soleil (abri)	CG5 Indisponible (Tanzanie) les mois précédents
02/07/14	Depuis Montpellier	soleil (abri)	-
21/07/14	Depuis Montpellier	soleil (abri)	-
26/08/14	Depuis Montpellier	-	-
17/09/14	Déjà sur place	(abri)	mesure suite à une pluie modérée CG5 de retour de les bétiques
07/11/14	Déjà sur place	(abri)	-
02/12/14	Déjà sur place	-	Mesure faisant suite à une forte pluie (2014/11/28-30, 250 mm environ)
10/12/14	Déjà sur place	Bruit sismique ++ Filtre sismique ON	-
06/01/15	Déjà sur place	-	-
09/02/15	Depuis Montpellier	-	neige jours précédents
31/03/15	Déjà sur place	Vent ++ (abri) bruine	CG5 de retour du Bhoutan
22/05/15	Déjà sur place	soleil (abri)	CG5 de retour ABEM (changement clavier)
02/07/15	Depuis Montpellier	soleil, vent (abri)	-
07/08/15	Depuis Montpellier	soleil, vent + (abri)	-

Table 6.1 : Conditions extérieures des mesures CG5 autour de l'observatoire.

De manière générale, les mesures ont été faites dans de bonnes conditions. En cas de vent ou de fort ensoleillement, l'instrument a été mis dans un abri en plastique dont le couvercle est amovible. Sans cette isolation, le vent peut fortement augmenter la variance des mesures 6 Hz du CG5. Il est d'ailleurs recommandé d'éviter une exposition directe de l'écran du CG5 au soleil en cas de fort rayonnement. On peut aussi noter qu'abriter le CG5 du soleil à un effet direct sur le tilt de l'instrument. La dilatation thermique des pieds induit un tilt fort dès l'instant où l'on abrite le CG5: jusqu'à $20 \text{ arcsec.min}^{-1}$. Cet effet pourrait être exacerbé par le fait qu'un seul pied soit bagué par du laiton. Dans ce cas de figure, le CG5 a été remis à niveau après stabilisation des tilts. Le site (et le Larzac en général) étant peu bruité, le filtre sismique n'a été nécessaire qu'une seule fois (Déc. 2014). Aucune augmentation de l'écart-type des mesures 6 Hz du CG5 n'a été corrélée avec l'intensité du vent (mesurée à la tour de flux). Les arbres, dont les racines sont les principaux vecteurs des vibrations liées au vent dans le sol, sont loin et n'impactent pas les mesures sur le site de l'observatoire, ce que confirme également l'analyse des performances du supraconducteur (chapitre 5 section 2) ou des sismomètres.

2.1.2. Assemblage des campagnes temporelles

Le CG5 étant un instrument relatif, il faut pouvoir rattacher les différentes campagnes mensuelles ensemble. Sans quoi on ne peut qu'interpréter relativement les variations entre chaque point de mesure. Pour assembler les 17 campagnes, on se sert du suivi continu de l'iGrav. Ainsi, on a pour chaque campagne :

$$g_{final}(P_i, t_i) = g_{CG5}(P_i, t_i) - [g_{CG5}(P_0, t_0) - g_{SG}(t_0)] \quad (6-1)$$

Avec $g_{CG5}(P_i, t_i)$ la gravité mesurée par le CG5 au temps t_i au point P_i (i allant de 0 à 4, 0 étant le point dans l'observatoire) après toutes les corrections temporelles et instrumentales (dérive, température, marées). $g_{final}(P_i, t_i)$ est la gravité mesurée au point P_i après recalage inter-campagne. Ce recalage est obtenu en faisant coïncider la mesure CG5 dans l'observatoire $g_{CG5}(P_0, t_0)$ avec la mesure du supraconducteur g_{SG} au même instant t_0 . Il n'y a donc pas de barre d'erreur associée à $g_{CG5}(P_0, t_0)$ puisqu'il est défini comme égal à la mesure du supraconducteur. L'erreur de la mesure au point 0 va ainsi augmenter celle de chacun des points extérieurs (Eq. 5-7, dernier paragraphe du chapitre 5).

On fait pour cela l'hypothèse que les variations gravimétriques sont les mêmes pour le supraconducteur et le point de mesure CG5 à l'intérieur de l'observatoire. Les points n'étant séparé que de 2 m, une source de différence potentielle pourrait venir d'un effet de masque du bâtiment différent. Les deux instruments n'ont en effet pas la même position ni la même hauteur de capteur et ne ressentent donc pas le masque de la même façon.

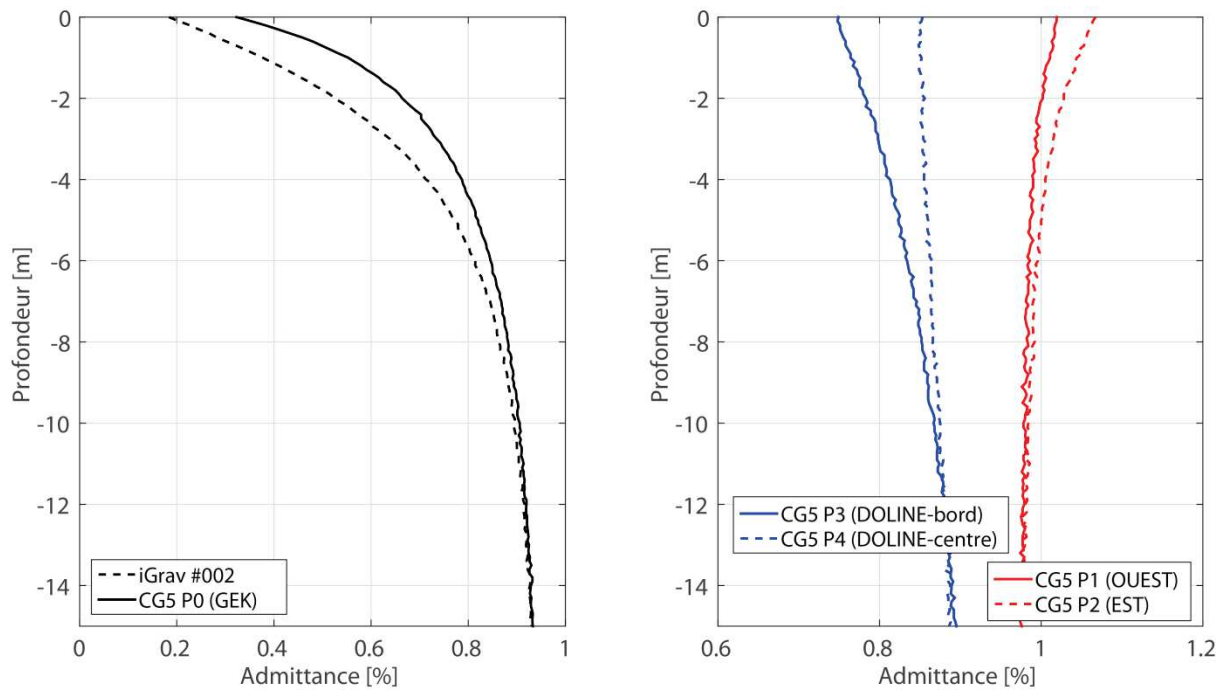


Figure 6.4 : A gauche : effets de site (masque et topographie) pour l'iGrav (pointillés noir) et le point CG5 à l'intérieur du bâtiment. A droite : effet de site (topographie) pour les points dans la doline (bleu) et sur le plateau (rouge).

Cet effet peut être calculé directement en même temps que les effets topographiques (cf. chapitre 5.2.3). La différence des effets de site entre le gravimètre supraconducteur et la mesure CG5 dans le GEK se limite à 20 % dans les premiers mètres avant de s'estomper en profondeur (Figure 6.4). Pour l'évènement majeur de 250 mm à l'automne 2014, cela représente potentiellement 50 mm de pluie, soit 2.1 μGal en considérant l'effet de Bouguer. De même, les points dans la doline ont une admittance légèrement inférieure à 1. Cela n'est pas dû à l'effet d'un écrantage de la pluie mais simplement à la topographie, la doline étant un point bas. Ces différences peuvent être prise en compte dans l'incertitude et l'interprétation des résultats, mais restent faibles au regard de la précision communément admise du CG5 (répétabilité standard sur le terrain de 5 μGal , Scintrex Ltd, 2006 ; 3 μGal dans de bonnes conditions, Jacob *et al.*, 2010a).

2.2. Discussion des résultats

La Figure 6.5 présente les résultats des 17 campagnes traitées et assemblées. Le premier constat visuel qui s'impose est la cohérence de l'ensemble des mesures, due à la méthodologie précautionneuse et à toutes les corrections apportées lors du traitement du signal, notamment la correction de température ambiante (Fores *et al.*, 2016b, chapitre 5.3.1). Dans leur forme générale, les signaux des différents points sont très ressemblants. Les amplitudes sont les mêmes et les décroissances de la gravité (donc du stock en eau)

observées à long terme suivent une même pente. Le signal CG5 à chaque station reste cohérent avec le signal du gravimètre supraconducteur, aux barres d'erreur près. Ce qui rend délicate toute interprétation des faibles différences. Deux groupes de points ressortent néanmoins. Les mesures faites à la fin des étés 2014 et 2015 sont légèrement plus faibles à l'extérieur qu'à l'intérieur. Au contraire, les mesures faites après l'évènement cévenol de novembre 2014 montrent une augmentation plus forte de la gravité autour du GEK.

2.2.1. Signal à long terme

A long terme, les mesures de gravité faites à l'extérieur suivent la même pente que celles faites à l'intérieure du GEK. Ces décroissances sont liées à deux types de pertes : le drainage en profondeur et les pertes en surface, par évapotranspiration. Pour être vue par le gravimètre, l'eau doit être distribuée dans la porosité de l'épikarst altéré. A une certaine profondeur, il est probable que l'eau se localise dans les fractures d'une roche plus saine. C'est la vision classique que l'on a d'une zone d'infiltration sous un épikarst plus ou moins capacitif (chapitre 3.1.2). La localisation de l'eau dans ces fractures et réseaux, ainsi que son transport, les rendent invisibles aux gravimètres en surface. C'est ce que l'on appelle ici le drainage ou débit profond. Au niveau du GEK, cette zone d'infiltration est située au moins à 50 m sous la surface d'après les carottes du forage SC1 (chapitre 4, section 3.2).

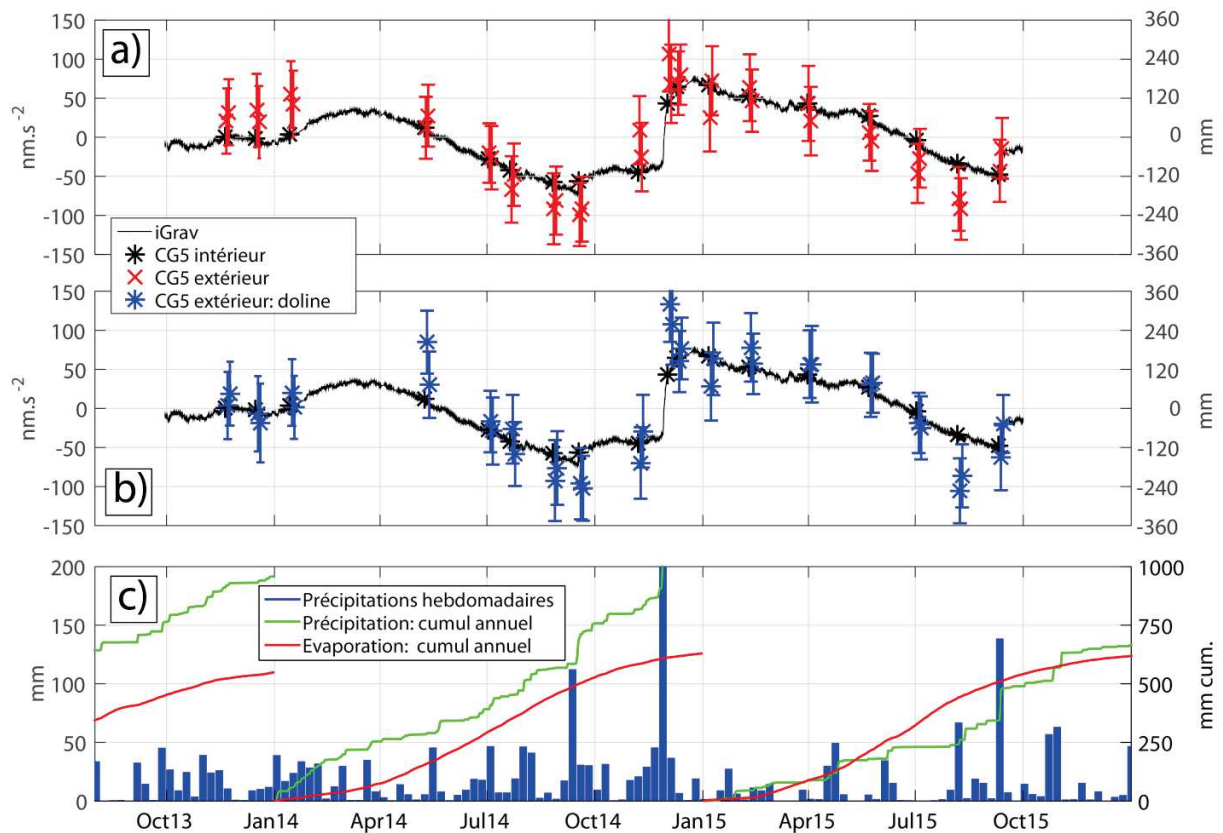


Figure 6.5 : Résultats des mesures gravimétriques sur le plateau (points 1 et 2, a) et dans la doline (points 3 et 4, b). c) chroniques de précipitations et d'évaporation réelle.

Pour ce qui est de l'évapotranspiration, son effet est en théorie beaucoup moins marqué pour les mesures intérieures qu'extérieures puisqu'elle prend place dans les premiers mètres de sol et que l'on suppose un effet de masque du bâtiment identique sur l'évapotranspiration et sur la pluie. Cependant, le stock en eau du sol est très limitant pour l'évapotranspiration en été et les faibles pluies sont alors immédiatement reprises par l'évapotranspiration (Figure 6.6).

En 2014, l'évapotranspiration mesurée contrebalance parfaitement les précipitations (Figure 6.6, à gauche). Le bilan est nul et l'état d'humidité de la couche superficielle varie peu entre deux mesures en extérieur, tout comme en intérieur protégé des pluies et de l'évapotranspiration par la surface du GEK. Ce n'est pas le cas à l'été 2015 où il s'évapore autant qu'à l'été 2014, malgré des précipitations beaucoup plus faibles : l'eau mobilisée est plus profonde et le bilan entre deux mesures est en net déficit. Cela pourrait expliquer la très forte diminution de la gravité des points extérieurs à la fin de l'été 2015 par rapport au supraconducteur (Figure 6.5). Entre mesures mensuelles extérieures et intérieures, le masque pourrait ainsi être plus marqué sur l'évapotranspiration que sur les précipitations. Ces résultats ne sont toutefois que des interprétations au vu des importantes barres d'erreur des mesures CG5. Des sondes d'humidité, sous le GEK et en sol libre permettraient de trancher la question.

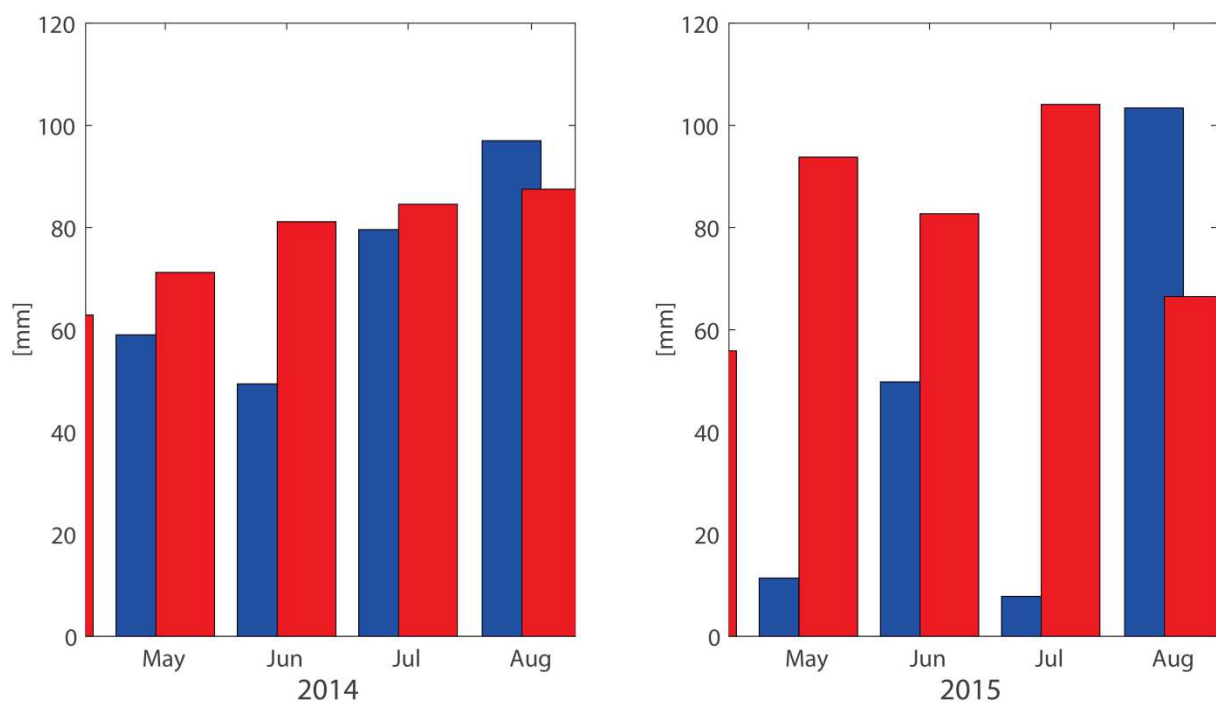


Figure 6.6 : Evaporation (en rouge) et précipitations (en bleu) mensuelles pour les étés 2014 et 2015. Alors qu'en 2014, évaporation et précipitations se compensent, l'évaporation est beaucoup plus importante que la pluviométrie lors de l'été 2015, beaucoup plus sec.

2.2.2. Réponse à court-terme après les pluies

La Figure 6.7 présente les variations de la gravité liées aux pluies importantes de Novembre 2014. Les signaux ont été ajustés pour que les mesures extérieures avant les pluies (7 Novembre) correspondent au signal de l'iGrav. Il est alors plus aisé de comparer les différences liées à cette pluie uniquement. En conséquence, les erreurs des campagnes du 7 Novembre ont été répercutées sur les suivantes (2 et 10 Décembre) d'où les barres d'erreurs plus importantes (Eq. 5-8, dernier paragraphe du chapitre 5).

Les jours suivant la pluie, les mesures du gravimètre supraconducteur recouvrent clairement l'effet de masque du bâtiment. Hormis pour le point 3 du 2 Décembre, les augmentations de gravité mesurées à l'extérieur sont en très bon accord avec l'effet théorique d'un plateau de Bouguer (courbe en pointillés). Les mesures dans la doline (P3 et P4, Figure 6.3) présentent une augmentation significativement plus forte après la pluie, ce qui pourrait traduire des écoulements préférentiels et une redistribution latérale en faveur de la doline à court terme. C'est toutefois difficile à affirmer au vu de la précision des mesures. Cela n'a d'ailleurs pas été observé à un autre moment, peut-être du fait de l'absence d'autres pluies importantes.

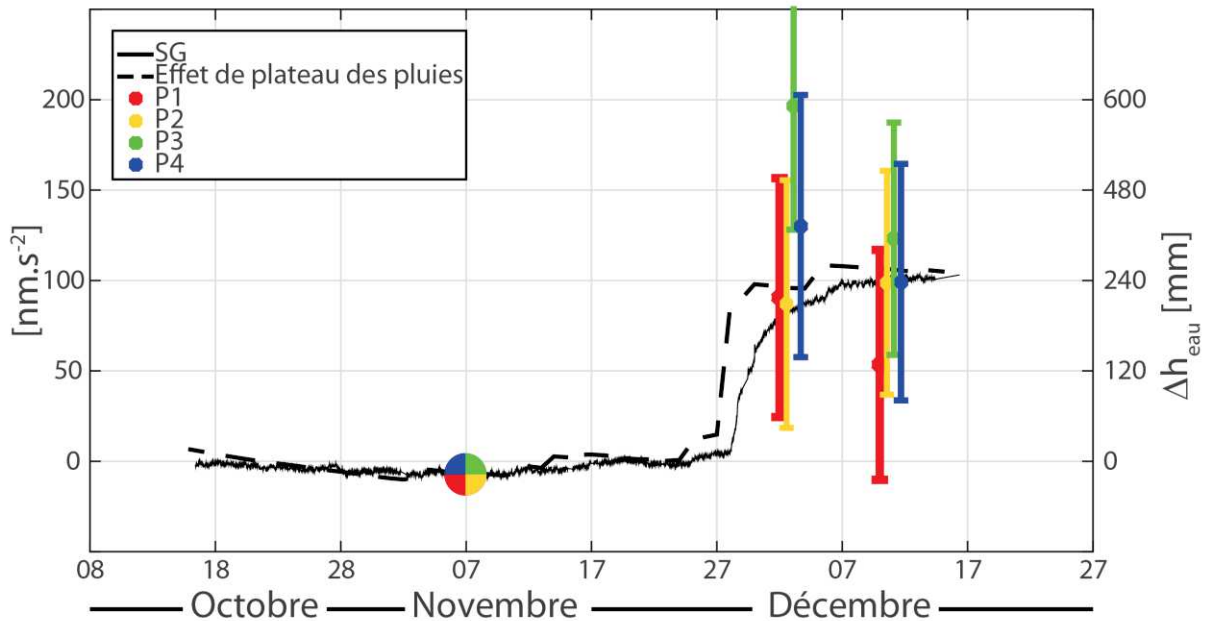


Figure 6.7 : Différences gravimétriques avant et après la pluie importante de 2014. Le recouvrement de l'effet de masque du bâtiment est clairement visible sur le supraconducteur. Les abscisses des points CG5 ont été légèrement décalées pour une question de lisibilité.

En conclusion, les mesures CG5 autour de l'observatoire, assistées par le supraconducteur ont montré une très forte cohérence à long terme. La précision du CG5 rend difficile l'interprétation des différences sur le court terme et il est préférable d'en conclure que les mesures gravimétriques révèlent un comportement hydrologique similaire pour les 4 stations. Au niveau de précision du CG5, l'épikarst dolomitique autour du GEK présente un stockage de l'eau et un drainage profond homogènes, même au niveau de la doline du Sud-Est.

La dynamique et la localisation du stockage dans l'épikarst ne sont peut-être cependant pas les mêmes si l'on en croit les sondages RMP dans la doline et sur le plateau (Mazzilli *et al.*, 2016), qui ne montrent aucune évolution temporelle de la teneur en eau dans les 20 premiers mètres de la doline, au contraire du plateau. Une interprétation pourrait être une plus forte perméabilité en surface liée à son remplissage plus important (Valois, 2011). Une mesure RMP pourrait être faite juste après les pluies pour confirmer cette hypothèse.

En replaçant ces conclusions dans le contexte de l'étude de Jacob *et al.* (2010a), on peut formuler l'hypothèse que la variabilité du stockage sur le Durzon se fait donc uniquement à grande échelle et n'évolue pas sur quelques centaines de mètres. En perspective, de nouvelles stations pourraient être définies dans une seconde couronne autour de l'observatoire, et ainsi de suite jusqu'à observer un comportement différent. D'autres dolines pourraient également être choisies comme nouvelles stations de mesures.

3. Variations spatiales et temporelles du stockage épikarstique : la galerie de l'abime de Saint-Ferréol

Le caractère intégrateur de la gravimétrie, qui a l'avantage de « moyenniser » les hétérogénéités du karst, a l'inconvénient de limiter la résolution de la source, en particulier sa profondeur. Avec des variations de gravité mesurées en surface uniquement et avec des modèles 1-D, il n'est pas possible de connaître la distance à laquelle les changements de masse (d'eau dans notre cas) à l'origine de ces variations ont lieu. Cette estimation de la profondeur ne peut se faire qu'avec des *a priori* ou à l'aide de mesures géophysiques ou hydrologiques complémentaires, comme par exemple des mesures en forage ou des mesures électriques ou sismiques (*cf.* chapitre 8).

Si des mesures gravimétriques en surface et en profondeur sont possibles, on peut, sous certaines hypothèses, déterminer les propriétés de la couche située entre deux mesures gravimétriques (Jacob *et al.*, 2009 ; Deville, 2013). On fait pour cela la différence des deux mesures à deux altitudes différentes sur une même verticale. C'est ce que l'on appelle une différence surface-profondeur (abrégiée **S2D**, pour *surface to depth*, dans la suite de ce chapitre). En répétant dans le temps la mesure S2D, on peut ainsi remonter aux variations de masse qui ont eu lieu entre les deux mesures entre les deux campagnes : c'est ce que l'on appelle une double différence (Δ_t **S2D**).

Sur le plateau du Larzac en particulier, Jacob *et al.* (2009), et Deville (2013) ont réalisé des mesures répétées S2D sur différents systèmes karstiques. Les résultats sont probants et démontrent un fort stockage épikarstique, c'est à dire de fortes variations temporelles de la mesure S2D, interprétées comme des variations de masse d'eau entre les mesures. Deville (2013) a montré que ces variations ont lieu dans la partie la plus superficielle de l'épikarst en faisant des mesures répétées et à plusieurs niveaux dans des cavités karstiques qui se prêtaient à l'exercice. Elle a également montré que les variations étaient principalement limitées aux deux mesures les plus proches de la surface (Figure 6.8). Enfin, en faisant ces mesures dans des lithologies différentes, elle émet l'hypothèse que l'épikarst calcaire a tendance à être moins capacitif que son homologue dolomitique, du moins dans la région.

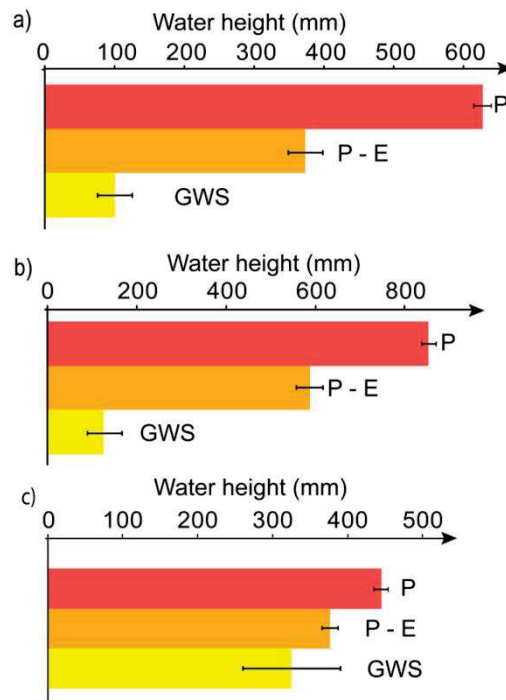


Figure 6.8: Precipitation, water inflow and EqW during recharge period for a) SEOU site; b) BESS site and c) BEAU site (09/06-11/06). Légende et figure d'après Deville (2013). EqW représente la hauteur d'eau équivalente aux mesures gravimétriques en considérant un plateau infini. SEOU : réseau dans des calcaires du Crétacé inférieur sur le système du Lamalou, cause de l'Hortus. BESS : calcaires du Kimméridgien sur le système du Gourneyras. Le site BEAU se situe au contraire dans les dolomies Bathoniennes altérées du Durzon.

Cependant ces conclusions sont difficiles à généraliser : peu de sites ont été mesurés (1 site dans de la dolomie et 2 sites dans du calcaire) et la variabilité spatiale des propriétés de l'épikarst n'est pas connue. C'est ce qui a motivé l'étude présentée ici : observer les variations spatiales du stockage (comme les cartes de Jacob *et al.*, 2010a) à petite échelle et les contraindre (s'il y en a) à une couche superficielle grâce à des mesures in situ (comme les études de Jacob *et al.*, 2009 et Deville, 2013). Une configuration particulière de site est donc nécessaire, ce qui nous a conduit à choisir la galerie de 220 m de l'abîme de Saint-Ferréol, sur le Causse de Campestre. Nous cherchons toujours à répondre aux questions de l'introduction de la manière suivante :

- (1) Observe-t-on de l'hétérogénéité spatiale dans le stockage à l'échelle des 220 m du tunnel ?
- (2) Observe-t-on des différences liées à la lithologie calcaire, aux observations et aux formes géomorphologiques en surface ?
- (3) Les cavités et la topographie ont-elles des impacts significatifs ?

3.1. Histoire du site et contexte géologique

Le site choisi est celui de la galerie (ou tunnel) reliant l'abîme dit de Saint-Ferron (ou Saint-Ferréol en occitan), à une doline (Figure 6.9). Ce site est particulièrement adapté à notre étude car la galerie, longue de 250 m, est de taille modeste (d'un diamètre de 2 m environ) et facilement praticable. De plus, cette galerie est à une profondeur variant de 40 à 60 m, ce qui nous permet d'espérer un signal hydrologique conséquent sur les différences gravimétriques surface-tunnel.

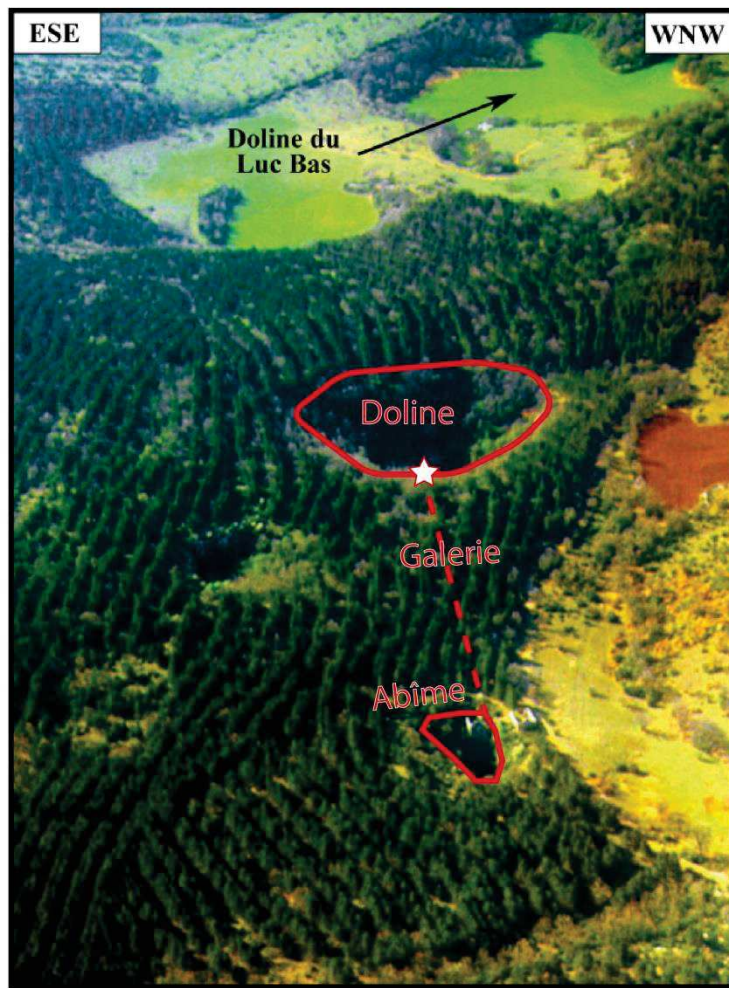


Figure 6.9 : Vue aérienne de l'abîme de saint Ferréol, au nord du Luc. D'après Bruxelles, 2001. La surface à l'aplomb du tunnel a été déboisée depuis (au printemps 2014).

3.1.1. Histoire du site

L'histoire de l'abîme et de sa galerie mérite que l'on y consacre une courte partie. La plupart des informations historiques présentées ici proviennent du livre de Lacotte (2012). Un reportage audio comprenant de nombreux témoignages peut également être écouté (<http://www.franceculture.fr/player/reecouter?play=4862640>).

La galerie de l'abîme (et par conséquent nos travaux) doit son existence à celle de la colonie pénitentiaire du Luc. Fondée en 1856 à 1.5km au sud-ouest de l'abîme (Figure 6.12), cet établissement a accueilli en moyenne 200 (et jusqu'à plus de 300) enfants jusqu'en 1904, mineurs délinquants livrés à eux-mêmes et envoyés à la campagne plutôt qu'en prison. Le travail sensé les ramener dans le droit-chemin s'est fait souvent au profit de l'enrichissement de personnalités locales comme nous le verrons ici. Les conditions de vie de ces enfants, ces « colons », étaient extrêmement rudes, et nous n'en parlerons pas ici. Disons simplement que certains fantasmes et exagérations circulent, qui n'ont pas besoin d'être ajoutés à la réalité.

Un chemin, tracé par les colons, relie l'abîme de Saint-Ferréol et la colonie pénitentiaire. A partir de 1882, Une grande salle sur laquelle débouche l'abîme est aménagée en cave d'affinage pour le fromage. Sur le haut de l'abîme, plaqué sur la paroi verticale (Figure 6.10a), un bâtiment de 6 étages est bâti dès 1883. Dans les étages inférieurs, un treuil (encore en place, Figure 6.10b) était le seul moyen d'échange entre la cave et la surface durant les premières années. Ce mode opératoire, très lent et peu rentable, a conduit à un incroyable aménagement. L'accès au fond d'une doline, 250 m au sud de l'aven, a d'abord été facilité par l'aménagement d'un chemin hélicoïdal. Un tunnel est alors percé entre le fond de la doline (Figure 6.10d) et la cave d'affinage. De pente régulière et faible (10-15%) cette galerie, dont une partie est maçonnée (Figure 6.10f), part de -30 m sous le plateau et débouche à -60 m sur la paroi de la cave, 10 m au-dessus du sol. Un escalier imposant en pierre de taille et en 3 parties (Figure 6.10h) permet de descendre au fond de la cave à -70 m. Aujourd'hui, cette cave est légèrement éclairée par la lumière provenant du gouffre, mais ce n'était pas le cas à l'époque. Un mur, dont le dernier pan est tombé à l'hiver 2013, séparait l'abîme de la salle pour isoler la cave pour un meilleur affinage. Des légendes relatent que le tunnel a été creusé seulement au pic par les enfants de la colonie mais des traces de barres à mines sont encore visibles dans le tunnel et montrent que celui-ci a été creusé par des professionnels (ingénieurs d'Alès probablement) à l'explosif. Les enfants ont toutefois probablement été mis à contribution pour le déblayage.... Grâce à ces aménagements, la fromagerie a pu produire en grande quantité jusqu'au déclin de la production à cause de la concurrence des caves de Roquefort. L'arrêt définitif a lieu en 1904.

Enfin, un autre vestige visible est la tour (Figure 6.10c) entourant un puits de 2.5 m de large et profond d'une trentaine de mètre. Ce puits, à l'aplomb du tunnel et proche de sa jonction avec la salle d'affinage, ne débouche nulle part. Parmi les hypothèses quant à sa raison d'être, on peut lire parfois qu'il s'agirait d'un puits de lumière ou d'aération qui n'aurait pas rempli sa fonction à cause d'une erreur de topographie. Très improbables, les plans d'origine montrant un puits à cet endroit ne débouchant pas non plus. La fonction la plus vraisemblable selon Lacotte (2012) est celle de glacière pour la conservation des fromages lors de leur transport. Cette hypothèse est appuyée par les traces d'un toit, disparu depuis.

Aujourd'hui le tunnel reste en excellent état et il est tout à fait praticable.

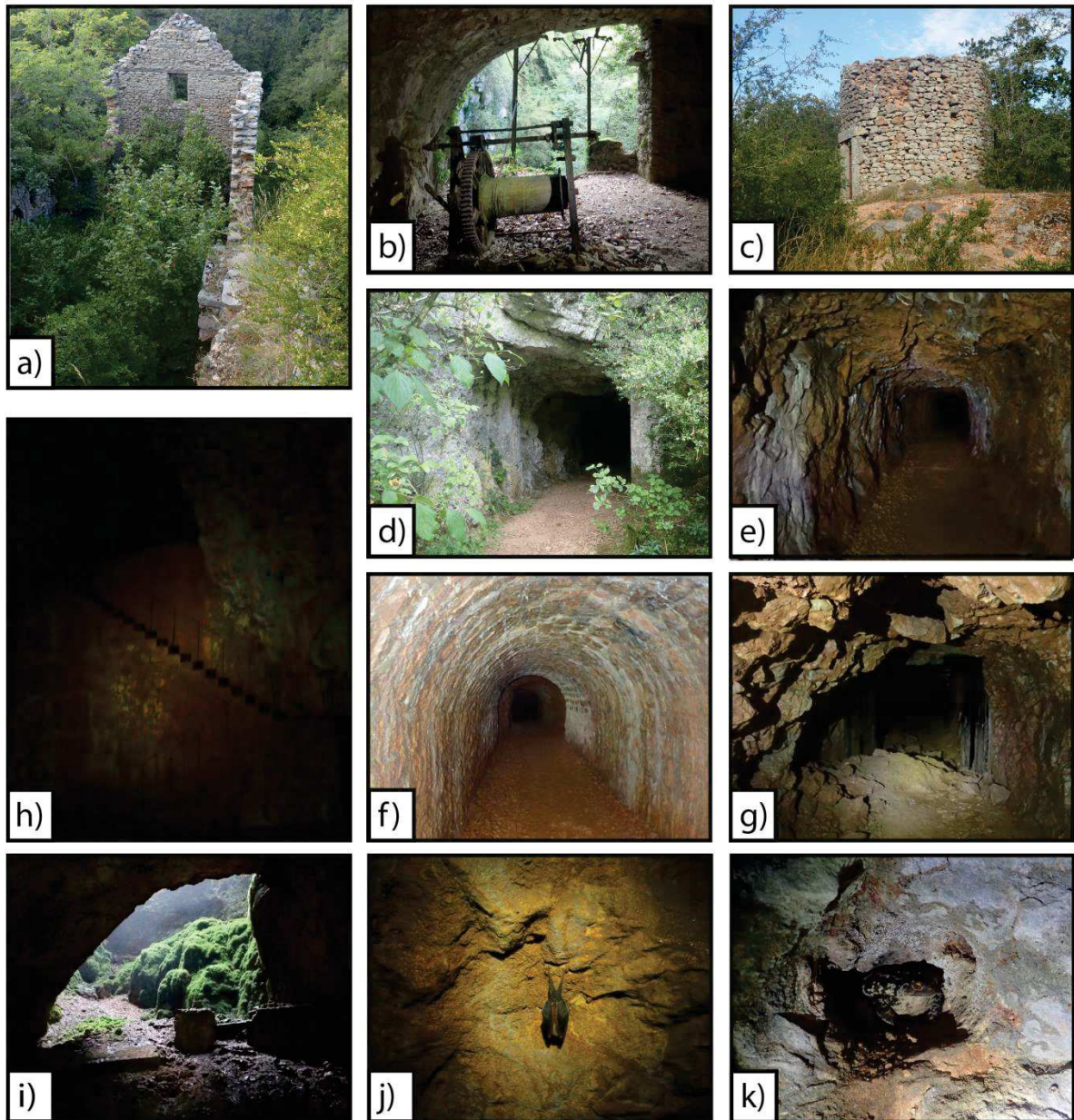


Figure 6.10 : Photos de l'ancienne fromagerie du Luc. a) Le bâtiment plaqué sur la paroi et le treuil dans les étages inférieurs (b). c) La tour entourant le puits qui servait probablement de glacière. d) Entrée de la galerie au fonds de la doline. e) Le tunnel, proche de l'entrée. f) Partie maçonnée (entre 170 et 190 m environ depuis l'entrée). g) A 210 m, la galerie débouche sur l'imposante salle d'affinage. h) L'escalier descendant dans cette salle. i) Vue sur le fond de l'abîme depuis la salle. j et k) Deux habitants du site, dont un crapaud présent près de l'entrée lors de toutes nos campagnes et qui semble apprécier l'humidité absolue de la galerie...

3.1.2. Contexte géologique général

L'abîme et la galerie sont situés dans la partie septentrionale du causse de Campestre et Luc (Figure 6.11). Ce causse se situe entre 600 et 900 m d'altitude environ et il est de taille très modeste (36 km²). Il est très peu peuplé et en majorité (70 %) couvert de prairies. La première activité humaine est l'élevage. Le causse de Campestre est séparé de celui de l'Hospitalet par le canyon de la Virenque, à l'Ouest. L'abîme, précisément, se situe à 14 km E-SE de l'observatoire GEK et à 7km S-SO de la station météo France la plus proche (Station d'Alzon, Figure 6.11).

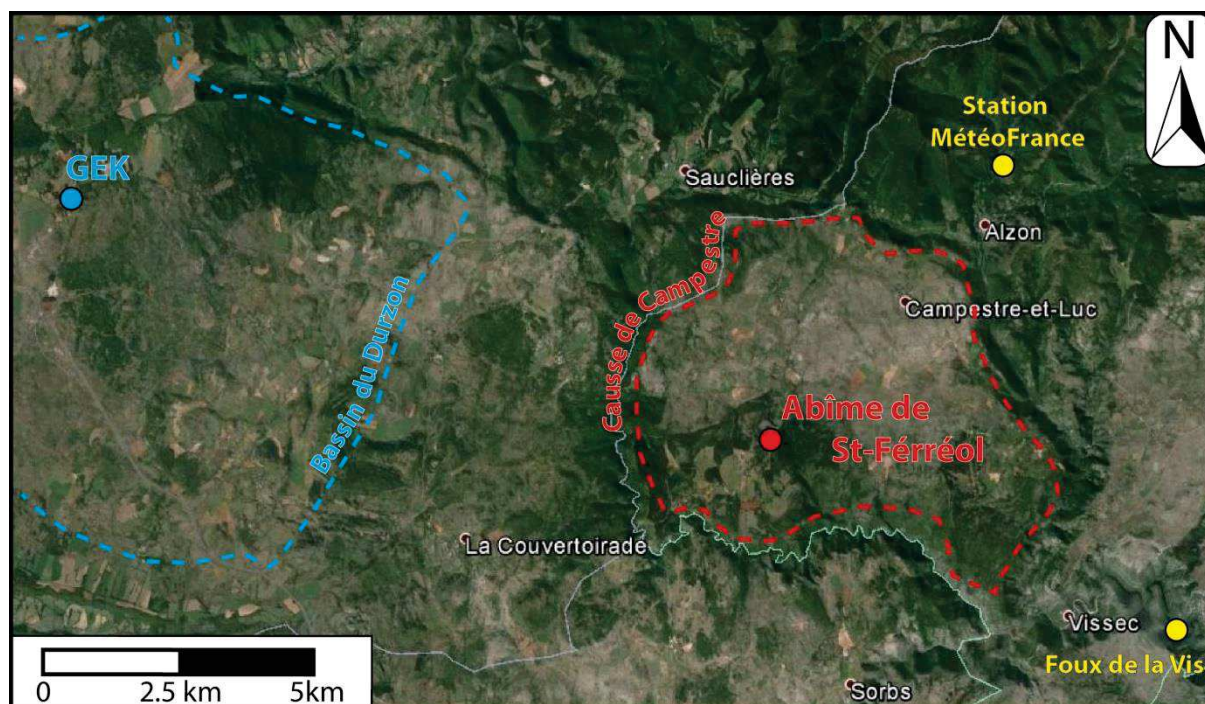


Figure 6.11: Vue satellite de l'abîme de Saint-Ferréol, sur le causse de Campestre et Luc.

Ce causse est composé principalement de calcaires, dolomies et marnes déposés lors de transgressions marines datant d'environ 150 Ma. Très karstifié, aucun cours d'eau permanent n'est visible. Le causse de Campestre dans son ensemble est drainé par la Foux de la Vis (Gèze 1985). Notre étude étant très locale, à l'échelle de l'abîme uniquement, nous ne donnerons pas plus de détails sur ce causse, ceux-ci pouvant être trouvés dans la thèse de Bruxelles (2001).

3.1.3. Contexte géologique local

L'abîme de Saint-Ferréol et la doline sont situés dans des bancs de calcaire Portlandien (ou Thitonien - Crétacé). Cette formation d'une puissance supérieure à 150 m (Gèze, 1985) est conservée au cœur d'un synclinal d'axe E-O (Bruxelles, 2001). Toute l'épaisseur que nous

investiguons avec les mesures surface-profondeur est donc composée de la même formation calcaire, en opposition aux dolomies du GEK.

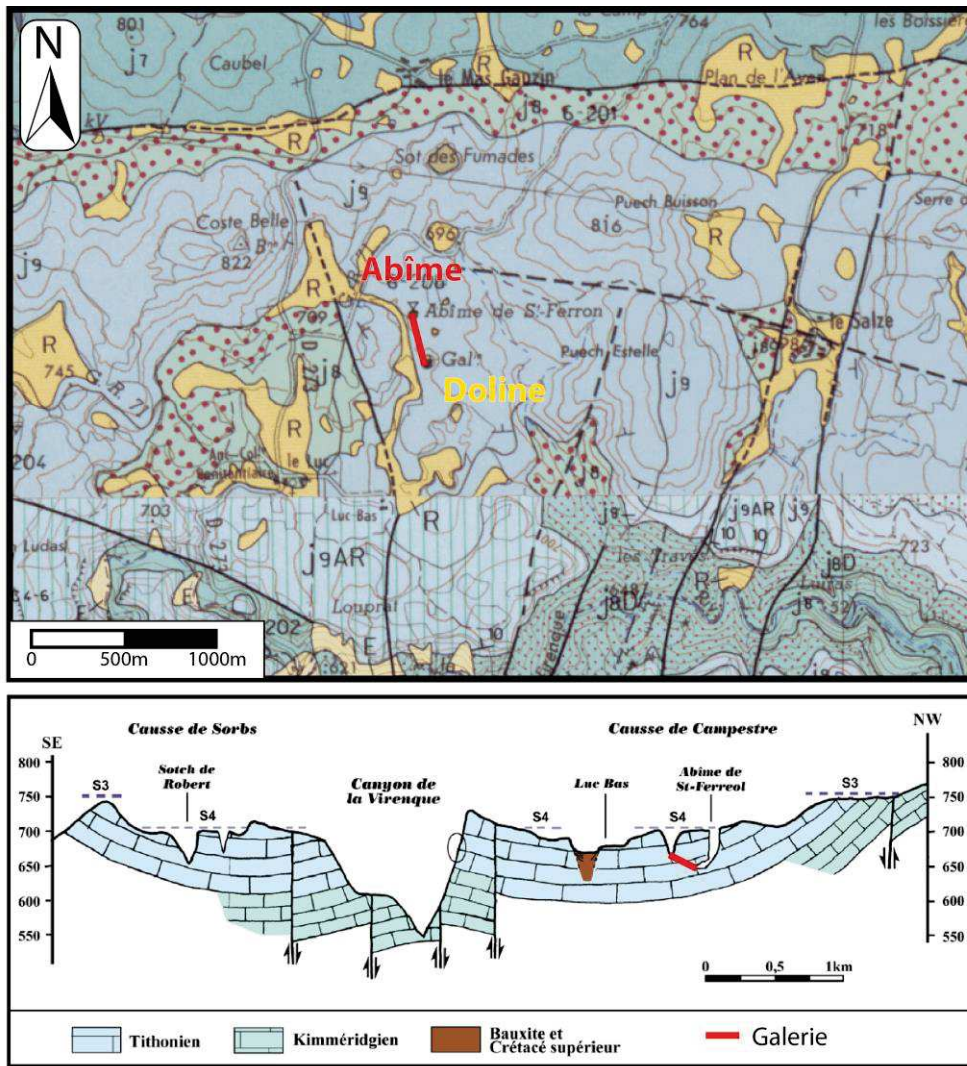


Figure 6.12 : Carte géologique des alentours de l'abîme de Saint-Ferréol et l'entrée du tunnel ('Galerie' sur la carte géologique) dans la doline. Cartes imprimées au 50.000^{ème} du BRGM. En haut : feuille 936 – Nant (Gèse, 1985). En bas : feuille 962 – Le Caylar (Alabouvette et al., 1988). D'après Bruxelles, 2001.

3.1.4. Observations hydrogéologiques dans la galerie

Des plans de stratification (S0) et de failles ont été mesurés tout le long de la galerie (Figure 6.13). Le léger pendage vers l'est observé est cohérent avec la carte géologique. L'azimut des plans de failles, globalement NNO-SSE, est cohérent avec la faille cartographiée 500 m à l'ouest du tunnel par Gèse (1985).

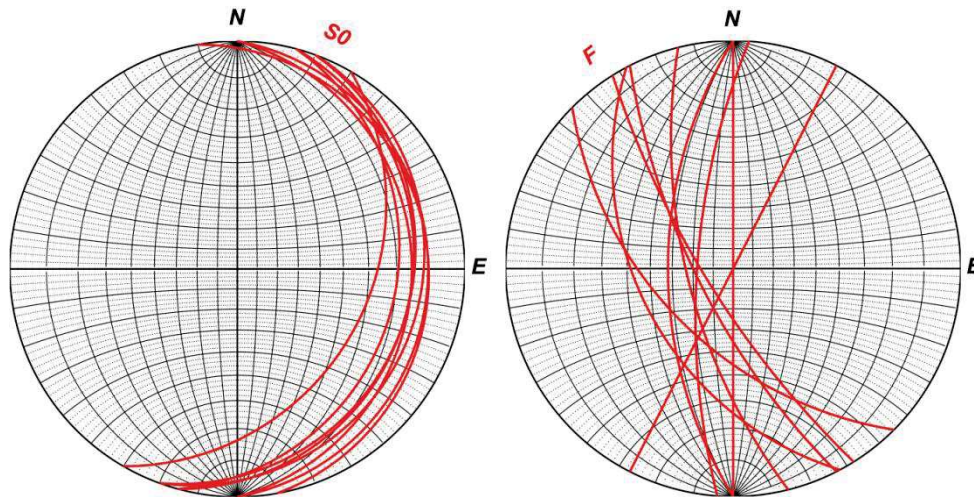


Figure 6.13 : Mesures de plans de stratification (à gauche) et de failles (à droite) représentées sur des canevas de Wulff (projection équatoriale sur une demi-sphère inférieure). Ces mesures ont été faites dans le cadre du stage de Master 1 de O. Khairon (2014).

L'activité hydrologique est importante dans la galerie. De nombreuses observations révèlent une fracturation et une transmissivité plus forte entre la surface et le tunnel au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la doline et que l'on se rapproche de l'aven :

- La galerie, régulière et avec peu de traces d'écoulements près de l'entrée (Figure 6.14e) l'est de moins en moins lorsque l'on s'en éloigne.
- A partir de 80 m, les gouttes perlant au bout de petites stalactites deviennent de plus en plus nombreuses (Figure 6.14d) y compris sur le tronçon maçonné. Des flaques d'eau au sol, non présentes sur la première moitié du tunnel, deviennent fréquentes dans la seconde. Cet état se confirme à l'oreille : le bruit des gouttes qui tombent du plafond s'intensifie au fur et à mesure de la progression dans le tunnel.
- La galerie est de plus en plus faillée et des éboulements sont présents à partir de 150 m (Figure 6.14a,b). Cette instabilité est d'ailleurs probablement la raison de la présence du renforcement d'une partie de la galerie (Figure 6.10f) entre 170 et 190 m. Sans les colmater, les recristallisations de calcite suivent les fissures et les fractures et sont de plus en plus visibles.
- Quelques cheminées remontent également sur un mètre par endroit et dévoilent des altérites (Figure 6.14c).
- Une source sort de la paroi Est (Figure 6.11e) peu après la partie maçonnée (~190 m de l'entrée). Un filet d'eau ruisselle sur la paroi une majeure partie de l'année avec un débit soutenu et forme de minuscules gours sur le sol. Notons que cette source se tarit (aucun ruissellement observé en Août 2016), ce qui montre bien une relation entre le flux et le contenu hydrique de l'épaisseur sus-jacente au tunnel.

Qualitativement, il est très clair que les flux d'eau sont plus importants en hiver et au printemps qu'en été, et au fur et à mesure que le tunnel s'approche de l'aven.

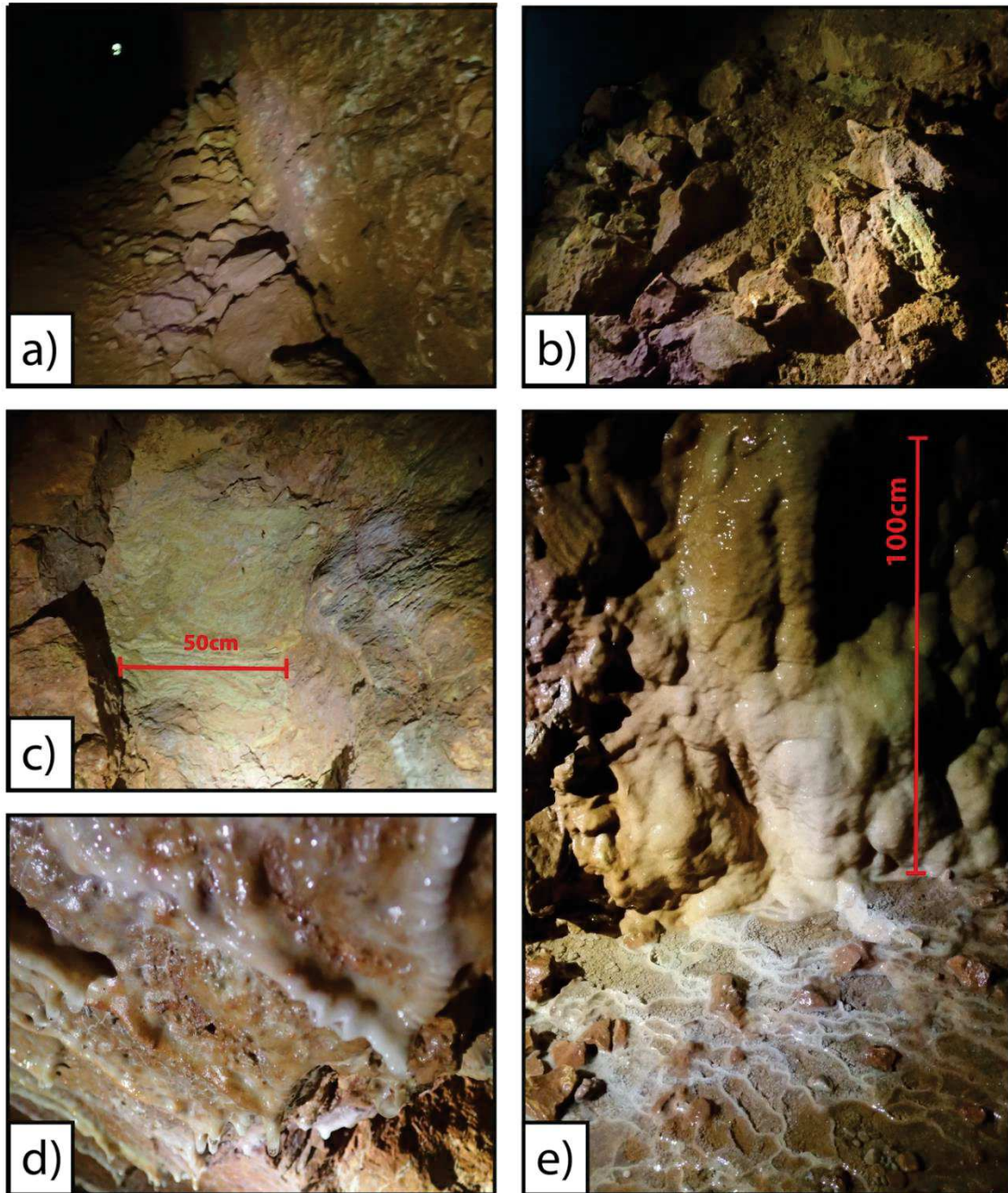


Figure 6.14 : a) Eboulement de la paroi Ouest à environ 170 m, en regardant vers l'entrée. b) Même éboulement, vue rapprochée. c) Altérites bouchant une cheminée, vers 190 m. d) Dans la deuxième moitié du tunnel, l'eau suinte du plafond. e) Source dans la paroi Est vers 190 m.

3.2. Méthodologie des mesures gravimétriques

3.2.1. Plan de mesure

9 couples de points ont été choisis pour les différences gravimétriques surface-profondeur (Figure 6.15 et Figure 6.16): 9 points espacés de 20 m dans le tunnel (abrégés D1 à D9 dans la suite du manuscrit), et 9 points à leur aplomb en surface (S1-9). Les altitudes et les positions précises de chacun sont déterminées au laser dans le tunnel et au GPS cinématique en surface. Le premier couple de points commence à 50 m de l'entrée côté doline pour que le point en surface, à l'aplomb, soit accessible sur le plateau. Le dernier point dans le tunnel s'arrête quelques mètres avant l'escalier descendant au fond de la salle d'affinage.

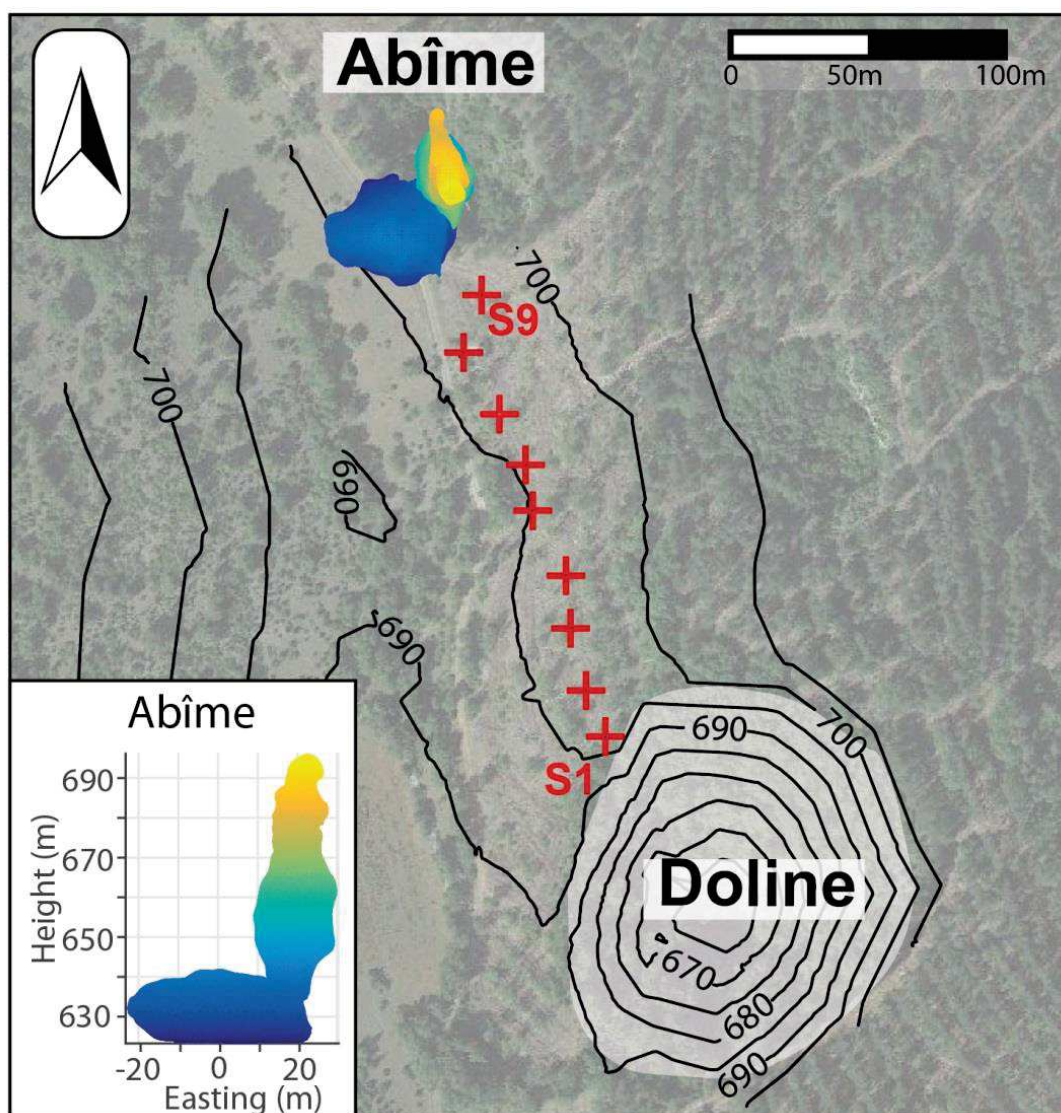


Figure 6.15 : Topographie du site du tunnel de Saint-Ferréol, obtenue par GPS différentiel. Les points gravimétriques en surface sont représentés par les croix rouges.

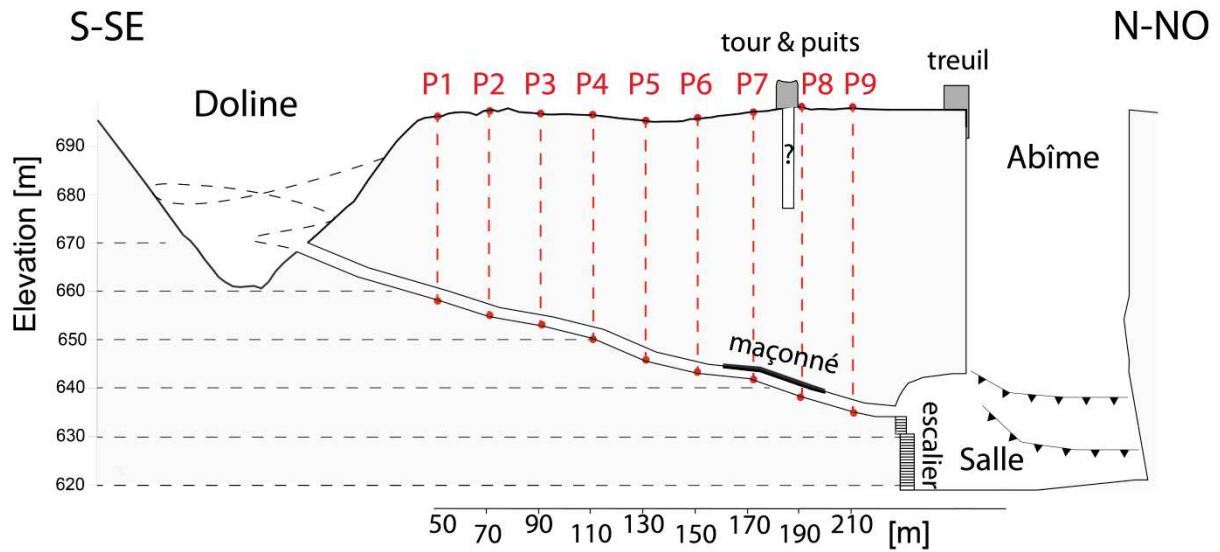


Figure 6.16 : Coupe du tunnel de Saint-Ferréol. Le tunnel de 220 m de long (2 m de large pour 2 m de haut) part d'une doline et relie le fonds de l'abîme au niveau d'une volumineuse salle. La coupe N-S ne rend pas compte des proportions de la salle, très volumineuse, qui a une forte extension E-W.

Dans le tunnel, les points sont marqués physiquement par une vis enfoncée dans le sol de la galerie (Figure 6.17c). En surface, des trous ont été percés dans des roches stables (Figure 6.17d). Le pied du gravimètre qui s'appuie sur la vis (ou qui est calé dans le trou) a été bagué comme pour les études de Jacob et Deville et notre étude précédente autour du GEK, assurant ainsi une position et altitude identiques entre chaque campagne.

Pour prévenir tout biais possible lié à l'utilisation d'instruments différents, le même gravimètre CG5 (SN #167) a été utilisé pour chaque campagne. Sept campagnes de mesures S2D ont été réalisées sur deux années, soit deux cycles hydrologiques complets. Comme pour l'étude au GEK, les mesures du CG5 sont intégrées sur 90 s suivant Merlet *et al.* (2009).

Le même parcours a été réalisé pour chaque campagne : le CG5 est d'abord mis en station au premier point de la galerie (D1, côté doline) qui sert de base pour contraindre la dérive. La mesure dure entre 1 et 2 heures pour limiter la relaxation exponentielle liée au transport (voir chapitre 5.3.3) en voiture d'une heure environ depuis Montpellier ou l'observatoire. Les autres points de la galerie sont ensuite successivement mesurés de la doline vers l'abîme, puis les points en surface sont mesurés dans le même ordre. L'instrument étant transporté à la main avec beaucoup de précautions entre les points, entre 5 et 15 mesures de 90 s ont été suffisantes : l'écart-type entre les sets de 90 s est inférieur à 2 μgal , et aucun effet de relaxation ne persiste. Le filtre sismique du CG5 n'a jamais été nécessaire.

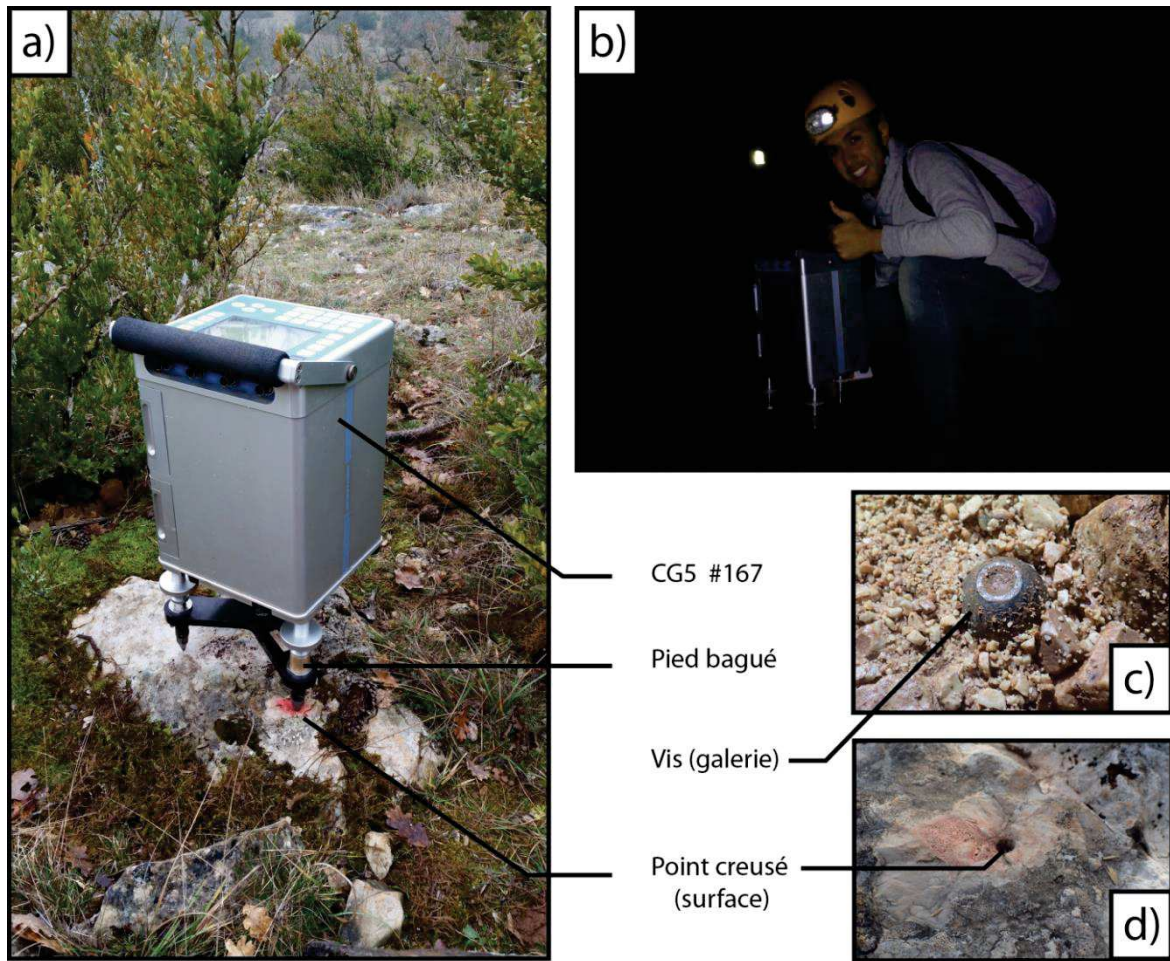


Figure 6.17 : Point n°1 en surface (a) et en profondeur (b, avec O. Khairoun lors de son stage de M1, promotion 2015). Les points en surface sont marqués par un trou dans une roche stable, dans lequel vient se caler le pied bagué du CG5. En profondeur, une vis dans le sol supporte le pied bagué.

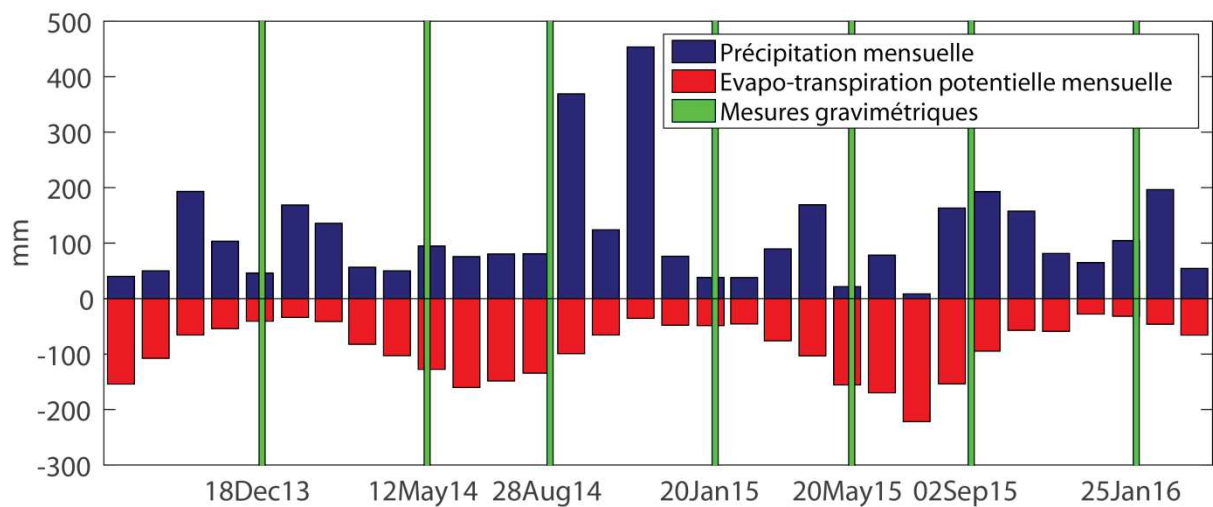


Figure 6.18 : Précipitations et évapotranspiration potentielle à la station météorologique la plus proche : station météo France ALZON.

Chaque année, des campagnes ont été réalisées en hiver (Décembre/Janvier, Table 6.2), après la saison des pluies quand le stock en eau de l'épikarst est théoriquement maximum (Figure 6.18). D'autres mesures ont été prises en mai puis en août quand le stock en eau est faible au vu des faibles précipitations et d'une forte évapotranspiration.

	Points manquants	Conditions extérieures	Observations	Participants
18/12/13	-	-	S9 instable. A cimenter. GPS différentiel et laser.	C. Champollion
12/05/14	S6	-	1) Déboisement en cours: S6 perdu. 2) D5: vis enlevée. Retrouvée en remise. 3) Forte SD sur S8/9. bruit sismique ? 4) Consolidation S9 avec du ciment.	O. Khairoun
28/08/14	-	-	1) D2: vis absente. Nouvelle vis, même trou. 2) S6 retrouvé sous les branches. Rocher fracturé et déplacé. 3) Nouveau point S7 cimenté.	C. Champollion
20/01/15	S7	grêle sur le départ	S7 introuvable.	A. Fort
20/05/15	-	faible pluie	S7 retrouvé sous une couche de terre.	A. Fort
02/09/15	-	orages jours précédents	RAS	G. Mainsant
25/01/16		-	Nombreux boutis de sanglier. S5 et S9 potentiellement perdus.	S. Furst

Table 6.2 : Campagne de mesures et observations sur le terrain. S1 correspond au premier point en surface, D9 au dernier point en profondeur (Depth).

Parmi les difficultés rencontrées, il faut citer le déboisement qui a eu lieu entre les deux premières campagnes et qui était toujours en cours durant la seconde (Table 6.2). Les engins imposants ont fracassé de nombreux rochers en surface à l'aplomb du tunnel. Le point S6 a été à l'évidence déplacé et le point S7 s'est révélé introuvable. Un nouveau point S7 a donc été choisi lors de la 3^{ème} campagne et les mesures au point S6 avant et après cet épisode ne peuvent pas être rattachées. Entre les deux dernières campagnes, des sangliers ont creusé des boutis le long des points S5 et S9. Cependant, la cohérence des mesures avant et après ces événements semble indiquer que les points n'ont pas été déplacés. En cas de vent ou de fort ensoleillement, le gravimètre a été abrité.

3.2.2. Correction de la dérive, des marées et de la température ambiante

La dérive instrumentale est mesurée par des retours à la base (le point D1, dans le tunnel) pour chaque campagne. Deux retours à la base sont faits : un après les mesures dans le tunnel et un autre en fin de journée, après les mesures en surface. Une dérive linéaire est estimée séparément pour chaque tronçon : la galerie et la surface.

Des modèles théoriques de marées terrestres (modèle WDD, Dehant *et al.* 1999, *cf.* chapitre 2) et de surcharges océaniques (FES2004, Lyard *et al.*, 2006) ont été calculés aux coordonnées du GEK et de l'abîme de Saint-Ferréol. Ces deux modèles sont ensuite comparés au modèle calibré avec les données de l'iGrav par ETERNA (Wenzel, 1996) au GEK. La différence au GEK entre modèle calibré et modèle théorique est supérieure à la différence entre les modèles théoriques aux deux positions du GEK et de l'abîme (Table 6.3). Cela suppose que l'erreur liée aux modèles théoriques est supérieure à la variation spatiale des effets de marées : seulement 14km sépare les deux stations (2.5' de variation en latitude). Ainsi le modèle calibré par l'iGrav au GEK a été préféré et utilisé pour les corrections.

	GEK (iGrav, ETERNA) -	GEK (iGrav, ETERNA) -	GEK (WDD+FES2004) -
	GEK (WDD+FES2004)	St-FERRON (WDD+FES2004)	St-FERRON (WDD+FES2004)
Amplitude max.	26.35	24.86	19.28
SD	4.22	3.95	3.88

Table 6.3 : Comparaison de plusieurs modèles de marées : le modèle calibré à l'aide d'ETERNA par les données de l'iGrav au GEK, et des modèles théoriques calculés pour la position du GEK et celle de l'abîme de St-Ferréol (WDD pour les marées terrestres et FES2004 pour les surcharges océaniques, voir texte). Sur une période de 4 ans (pas de temps : 30 mn).

Pour chaque campagne, l'effet de la variation de la température ambiante (Fores *et al.*, 2016b, chapitre 5 section 3.1) est corrigé. Le tunnel, ouvert sur l'extérieur des deux côtés, n'est pas aussi tempéré qu'un réseau karstique ou que l'observatoire GEK. Néanmoins, l'amplitude des mesures de doubles différences surface-profondeur a été réduite de 20 % en moyenne par la correction (contre 50 % pour l'étude précédente autour du GEK).

3.3. Calcul des mesures surface-profondeurs et doubles différences

En considérant un milieu 1-D et sans topographie, la différence entre deux mesures sur une même verticale ne renseigne que sur le produit densité-épaisseur entre elles. Le plateau en dessous du point bas aura le même effet sur les deux mesures : un plateau de Bouguer est indépendant de l'altitude. Au contraire, le plateau entre les deux mesures aura une attraction positive sur le point en surface mais une attraction négative sur le point en profondeur. Ainsi, la différence d'une mesure en surface et d'une mesure en profondeur g_{S2D} , après correction des effets temporels non-hydrologiques, peut s'écrire :

$$g_{S2D} = dh \overrightarrow{grad}_{AL} + 4\pi\rho_{app}Gdh \quad (6-2)$$

Avec dh la différence d'altitude entre les mesures et $\overrightarrow{grad}_{AL}$ le gradient à l'air libre pris à -0.3086 mgal.m⁻¹. Les altitudes des différents points sont données dans la Table 6.4.

Il est difficile de s'affranchir de l'hypothèse d'une densité homogène. Cependant, il est possible de tenir compte de la topographie des lieux. Le tunnel de Saint-Ferréol a un terrain plus accidenté le GEK ainsi que la présence de vides karstiques importants proches des mesures. La formule d'un plateau de Bouguer ne peut plus être utilisée telle qu'elle si l'on veut remonter à des propriétés du milieu (comme la densité apparente ou la porosité, à partir des mesures S2D) ou à des variations de stock en eau (depuis les mesures de double-différences). Les valeurs de pesanteur g_s en surface et g_d en profondeur peuvent s'écrire :

$$\begin{cases} g_s = g_{ref} + h_s \overrightarrow{grad}_{AL} + 2\pi\rho_{app}G h_s + C_{topo_s} \rho_{app} + C_{karst_s}\rho_{app} \\ g_d = g_{ref} + h_d \overrightarrow{grad}_{AL} + 2\pi\rho_{app}G h_d + C_{topo_d} \rho_{app} + C_{karst_d}\rho_{app} \end{cases} \quad (6-3)$$

g_{ref} est la gravité à une profondeur de référence (prenons le 0 du MNT par exemple), h_s est l'altitude du point en surface et h_d l'altitude du point en profondeur. On corrige tout d'abord l'effet à l'air libre ($h \overrightarrow{grad}_{AL}$) puis celui d'un plateau infini qui s'étend sous le point de mesure ($2\pi\rho_{app}Gh$). C_{topo} et C_{karst} sont les corrections à appliquer pour compenser respectivement la topographie et les vides karstiques connus en fonction de la masse volumique apparente du milieu. Une mesure surface-profondeur g_{S2D} étant la différence d'une mesure en surface et en profondeur, on obtient :

$$g_{S2D} = g_s - g_d = \Delta h \overrightarrow{grad}_{AL} + 2\pi\rho_{app}G\Delta h + (C_{topo_s} - C_{topo_d}) \rho_{app} + (C_{karst_s} - C_{karst_d}) \rho_{app} \quad (6-4)$$

La mesure de double différence Δg_{S2D} est, entre deux dates, la variation de la différence S2D pour un couple de points. Avec les précautions prises et sans activité tectonique dans la région, $\Delta h \overrightarrow{grad}_{AL}$ est constant. Seule la masse volumique apparente ρ_{app} du milieu entre les mesures change. On a donc :

$$\Delta_t g_{S2D} = g_{S2D_{t1}} - g_{S2D_{t2}} = \Delta\rho_{app} (2\pi G\Delta h + \Delta C_{topo+karst}) \quad (6-5)$$

Aux gammes de temps étudiés, cette variation est très certainement liée aux changements de teneur en eau du milieu.

3.3.1. Correction de topographie

Pour chaque point (en surface et en profondeur) la topographie au-dessus et en dessous de l'altitude du gravimètre va avoir une correction négative : les masses au-dessus car elles attirent dans le sens opposé à la pesanteur, et les dépressions en dessous puisque l'on a corrigé alors à tort un plateau de Bouguer (Eq. 6-3).

Un modèle numérique de terrain (MNT) est construit à partir de la topographie locale, obtenue au GPS différentiel (précision centimétrique, interpolée à 0.5 m) et complété par la

topographie IGN (25 m) des 3 départements les plus proches. Un décalage de 52.49 m est estimé puis appliqué aux hauteurs GPS pour les recalées aux altitudes de l'IGN (Lambert 93).

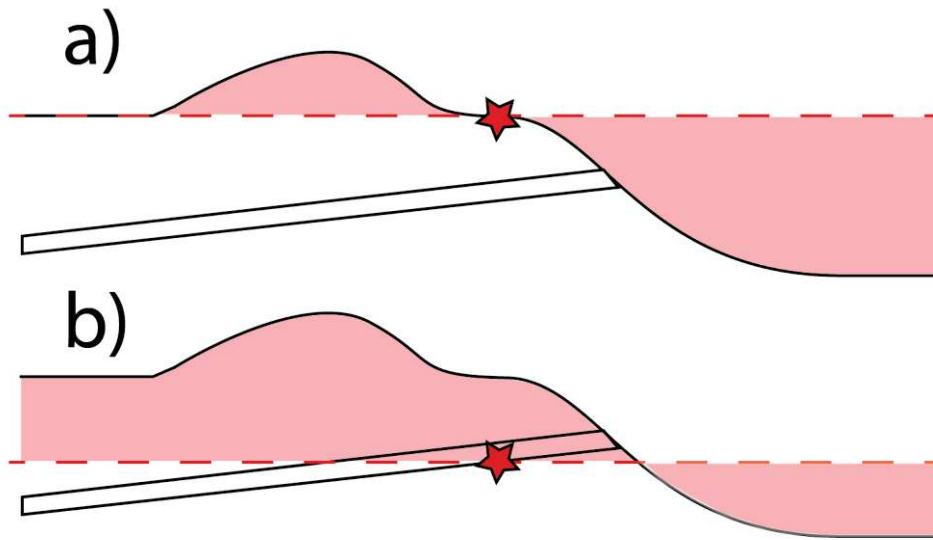


Figure 6.19 : Masses et vides considérés pour la correction topographique d'un point en surface (a) et d'un point dans la galerie (b).

Le terrain est ensuite discrétisé en prismes parallélépipédiques d'épaisseur égale à la différence de hauteur entre le MNT et l'altitude du point gravimétrique. L'effet gravimétrique de chaque prisme est calculé **pour une masse volumique unitaire (1 kg.m⁻³)** suivant la formule de Talwani et Ewing (1960). Le coefficient topographique est alors l'opposé de la somme des effets (en valeur absolue) de chaque prisme.

$$C_{topo} = -\sum_i abs(e_i) \quad (6-6)$$

N° couple	h _s [m]	h _d [m]	d _h [m]	C _{topo} surface	C _{topo} profondeur	delta C _{topo}
1	696.26	658.14	38.12	-0.198	-1.636	1.438
2	696.84	655.46	41.38	-0.158	-1.819	1.660
3	697.01	652.54	44.47	-0.134	-1.997	1.863
4	697.19	649.82	47.37	-0.132	-2.148	2.016
5	695.16	646.96	48.20	-0.129	-2.288	2.158
6	695.26	643.95	51.31	-0.132	-2.440	2.308
7	696.20	640.93	55.27	-0.127	-2.585	2.458
8	697.22	638.09	59.13	-0.138	-2.726	2.588
9	698.13	635.22	62.91	-0.119	-2.888	2.769

Table 6.4 : Altitudes des points surface et profondeur et effets topographiques, en μgal par kg.m^{-3} de masse volumique apparente du milieu.

Comme attendu, l'effet est plus fort en surface et près de la doline (point 1). En profondeur, l'effet reflète surtout l'épaisseur du plateau entre la galerie et la surface.

3.3.2. Correction des cavités

Les effets des cavités karstiques (abîme et salle d'affinage) sont bien inférieurs à celui de la topographie. Cependant, ces volumes étant importants et proches de certains points de mesure, nous avons choisi de ne pas les négliger. L'abîme et la salle d'affinage ont tout d'abord été scannés en 3D (FARO Focus^{3D} X 330). Trois scans ont été assemblés pour reconstituer un nuage de points 3D exploité (sous-échantillonnage, suppression de points aberrants) par le logiciel Cloud Compare (Figure 6.20b et c, <http://www.cloudcompare.org/>).

Un volume a ensuite été maillé à partir de ce nuage de points par reconstruction par Poisson (Kazhdan, 2006) toujours à l'aide du même logiciel. Le volume ainsi reconstruit est estimé à plus de 28 000 m³. Pour les points en surface, tout le volume aura une valeur négative (manque de masse par rapport à la topographie corrigée). Pour les points en profondeur, cela dépendra de sa position par rapport au barycentre de l'abîme (Figure 6.20a). Le code Matlab de Singh et Guptasarma (2001) a été adapté pour calculer l'effet gravimétriques de cette forme en chaque point de mesure, pour une masse volumique apparente unitaire.

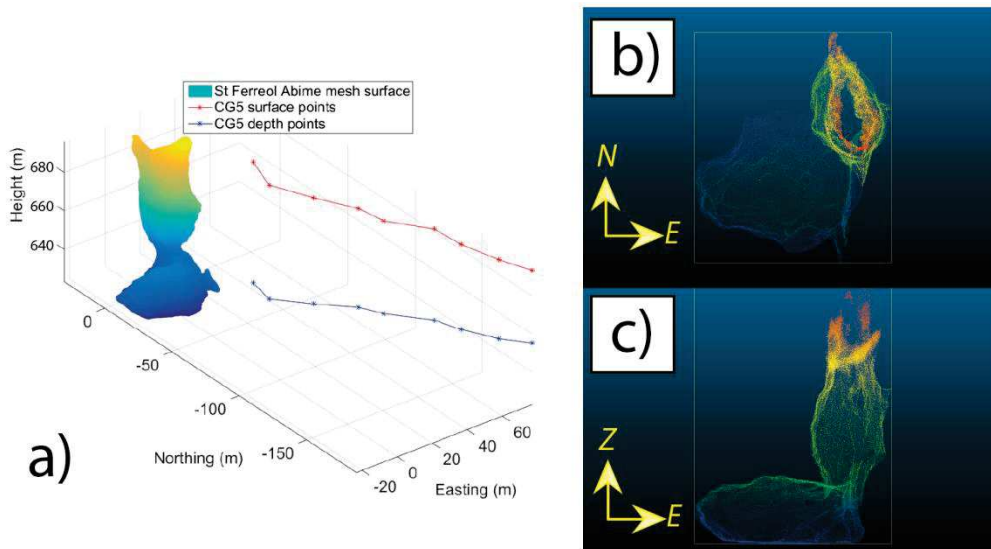


Figure 6.20 : Maillage du volume de l'abîme et position des points (a). Nuage de point vu du dessus (b) et nuage de points vu du Sud.

n° couple	C_{karst} surface	C_{karst} profondeur	ΔC_{karst}
1	-0.001	0.000	-0.001
2	-0.001	0.000	-0.001
3	-0.002	0.000	-0.002
4	-0.003	0.000	-0.003
5	-0.004	0.000	-0.004
6	-0.006	0.000	-0.006
7	-0.010	0.001	-0.012
8	-0.019	0.004	-0.022
9	-0.029	0.013	-0.043

Table 6.5 : Effet de l'abîme et de la salle, en μgal , par $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ de masse volumique apparente du milieu.

L'impact des vides karstiques est très modeste comparé à l'effet topographique. Il est assez proche de l'effet d'attraction d'un point auquel on attribuerait toute l'« absence » de masse du volume de $28\,000\text{ m}^3$ (Figure 6.21), c'est à dire $-70\,000$ tonnes en prenant une masse volumique de $2500\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Vu l'importante différence d'altitude entre les points, on peut donc supposer que d'autres vides karstiques inconnus, de tailles probablement inférieurs, perturbent peu les mesures.

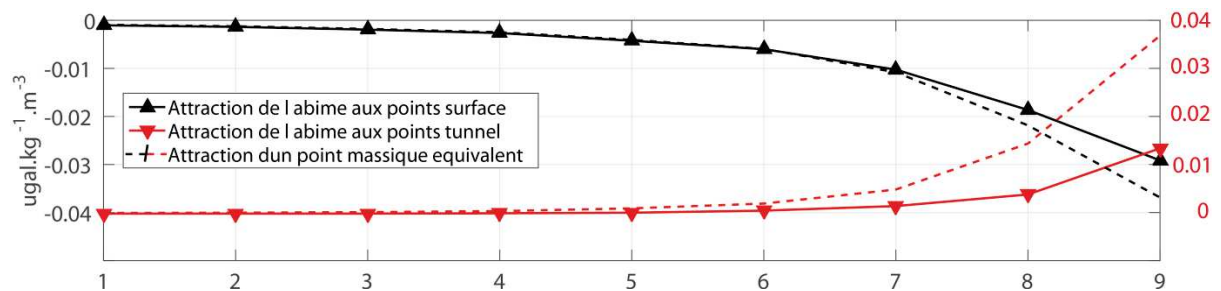


Figure 6.21 : Comparaison entre l'effet réel du volume des cavités et celui d'un point massique placé au barycentre du volume. L'abscisse représente le numéro du couple de point.

3.4. Estimation des paramètres du milieu

A l'aide des différences S2D, on peut tout d'abord estimer certains paramètres du milieu investigué, comme la densité apparente et la porosité.

3.4.1. Masse volumique apparente

A partir de l'Eq. 6-4, on obtient directement la relation suivante permettant d'avoir la masse volumique apparente du volume investigué par chaque couple surface-profondeur et pour chaque campagne :

$$\rho_{app} = g_{S2D} - \Delta h \overrightarrow{grad}_{AL} + \rho_{app}(2\pi G \Delta h + \Delta C_{topo+karst}) \quad (6-7)$$

On note l'importance de la correction de terrain pour l'estimation de la masse volumique. Sans aucune correction topographique (on considère alors qu'une mesure S2D est égale à deux fois l'effet de Bouguer d'un plateau d'épaisseur dh et de masse volumique ρ_{app}), la masse volumique apparente varie grandement le long du profil, avec une erreur maximum près de la doline : on surestime alors le volume de roche investigué, donc on diminue la densité apparente (Figure 6.22, haut). Avec les corrections topographiques et karstiques (Figure 6.22, bas), on note une grande stabilité : environ 2530 kg.m^{-3} tout le long de la galerie. Cela peut indiquer un volume de vide identique, mais pas forcément un même type de porosité ni une même transmissivité. Un léger saut de densité de $+20 \text{ kg.m}^{-3}$ au niveau des deux derniers points (8-9), surtout après correction des vides karstiques, peut aussi être observé.

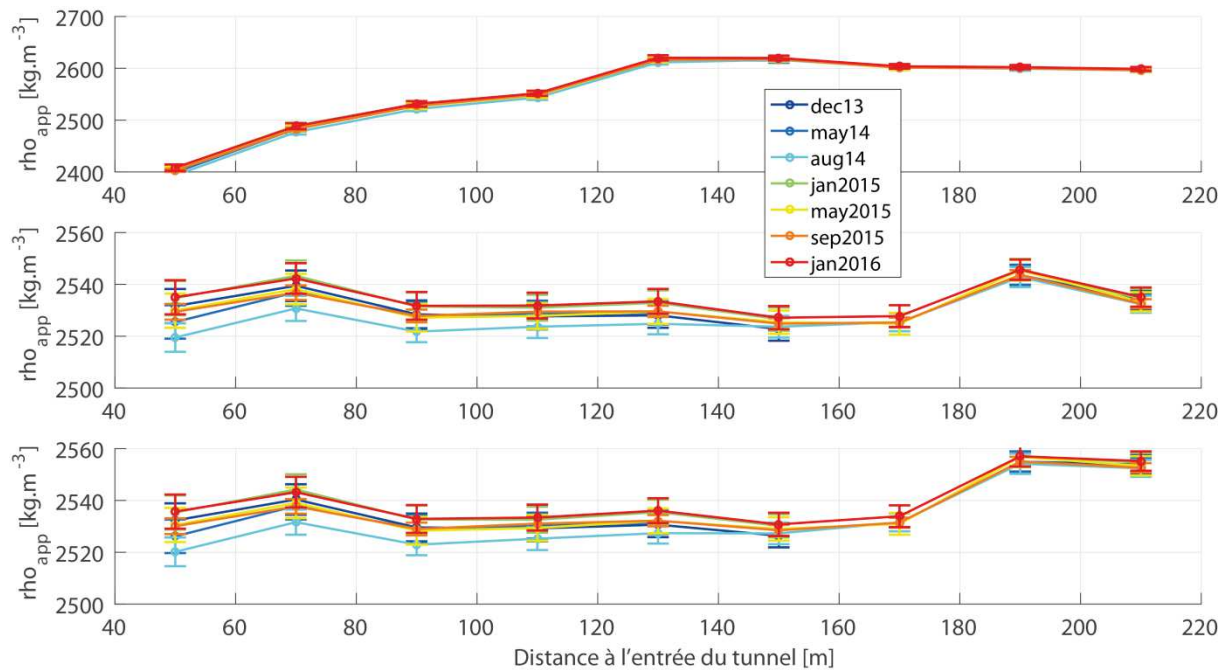


Figure 6.22 : Masses volumiques apparentes obtenues à partir des mesures surface-profondeur. En haut : sans aucune correction de terrain (on considère dans ce cas deux plateaux de Bouguer, Eq. 6-2) Au milieu : avec correction topographique. En bas : avec correction de la topographie et des volumes karstiques (Eq. 6-4).

3.4.2. Porosité

Connaissant la masse volumique apparente du milieu ρ_{app} , on peut ensuite estimer une gamme de porosité en supposant la masse volumique des grains de la roche ρ_{grain} et la masse volumique de l'eau ρ_{eau} :

$$\rho_{app} = \rho_{grain}(1 - \phi) + \rho_{eau}\phi S + \rho_{air}\phi(1 - S) \quad (6-8)$$

Et donc, en négligeant la masse de l'air:

$$\phi = \frac{\rho_{app} - \rho_{grain}}{S\rho_{eau} - \rho_{grain}} \quad (6-9)$$

Ne connaissant pas l'état de saturation du sol, on peut estimer une gamme de porosité en considérant le milieu soit saturé en eau ($S=1$, porosité maximum) soit complètement sec ($S=0$, porosité minimum). On prend comme valeurs de masses volumiques pour l'eau et les grains respectivement 1000 et 2700 kg.m^{-3} .

On obtient alors une porosité comprise entre 5 et 10 %, avec une moyenne de 7.75 % +/- 1.8 %. Ces valeurs sont cohérentes avec les autres estimations des études gravimétriques de l'épikarst dolomitique et calcaire du Durzon (Jacob *et al.*, 2009 ; Deville, 2013) et les mesures sur les carottes du forage SC1 du GEK.

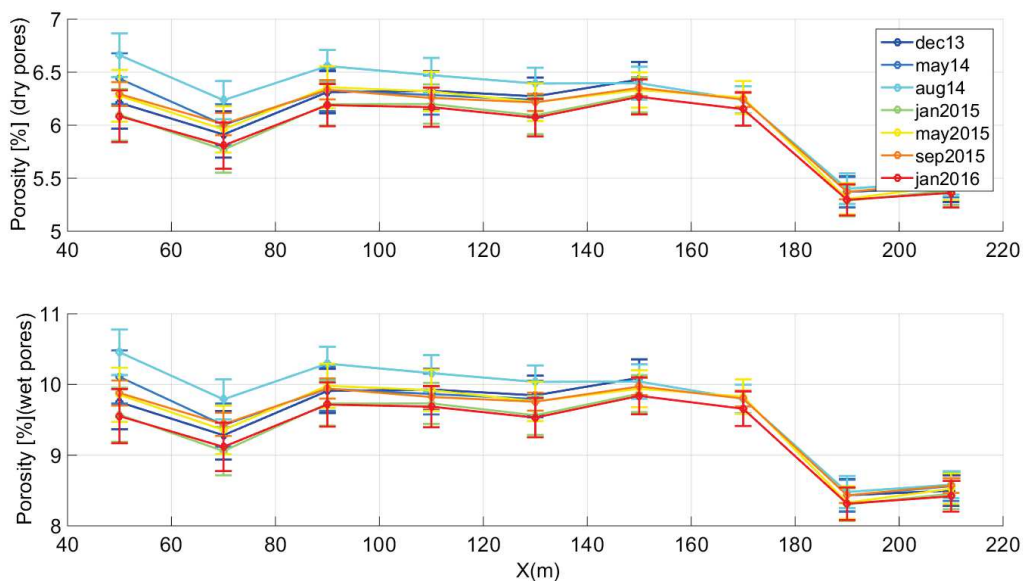


Figure 6.23 : Porosité en considérant les masses volumiques de l'eau et du grain à 1000 et 2700 kg.m^{-3} . En haut : en considérant le milieu sans aucune saturation, et en bas, à saturation en eau totale.

Notons que la plus forte incertitude est principalement liée à valeur de la densité apparente des grains qui est inconnue. Ainsi en prenant 2650 au lieu de 2700 kg.m^{-3} (soit -50), on obtient une porosité comprise entre 3.5 et 7.5 %, avec une moyenne de 5.5% +/- 1.3, soit une différence significative. Le sens des variations reste cependant le même : les deux derniers points, près de l'abîme, montrent une densité apparente plus élevée. Ce constat est fait quelle que soit la saison, ce qui suggère une porosité plus faible plutôt qu'un état de saturation différent. Rappelons que cette porosité est intégrée depuis la surface et donc moyenne une zone superficielle potentiellement plus altérée et une épaisseur profonde conceptuellement plus saine : la diminution de la porosité peut également être interprétée comme une épaisseur plus importante de roche saine liée à une mesure plus profonde. Ce constat avait été fait à partir des mesures S2D de Deville (2013) à plusieurs profondeurs. En effet, dans l'aven calcaire des Besses, la porosité des 20 premiers mètres est estimée à 25 %, chute à 9 % entre 20 et 40 m avant de n'être plus que de 5 % entre 40 et 50 m.

3.5. Interprétation des variations temporelles et spatiales des mesures S2D

3.5.1. Volume investigué

Si l'on considère une fine couche horizontale infinie à une profondeur donnée, nous avons vu au chapitre 2 (Figure 2.3) que 90 % de l'effet de cette couche sur une mesure provenait d'un disque de rayon 10 fois la hauteur entre la couche et le gravimètre (Leirião *et al.*, 2009). Si l'on s'intéresse à une épaisseur donnée, McCulloh (1965) a montré que 90 % de l'attraction entre le gravimètre et une profondeur donnée provient d'un cylindre dont le rayon est de 5 fois la distance verticale entre les deux points. Ainsi, les volumes investigués par nos mesures peuvent être assimilés à des cylindres de roches entre le tunnel et la surface de rayon de 200 m côté doline (40 m de profondeur) et 300 m côté l'abîme (60 m de profondeur). Le profil obtenu est donc grandement lissé et la résolution des résultats est bien moindre que la résolution des points de mesure, et l'augmentation de la densité observée peut être située loin de la mesure.

3.5.2. Variations spatiales de stockage

Rappelons qu'une double différence représente deux fois les variations de masse de ce qu'il y a entre les mesures en surface et en profondeur. En considérant que les variations de masse volumique sont liées uniquement aux variations de teneur en eau du milieu, on peut transformer les variations de gravité en variations de hauteur d'eau et en variations de saturation. On définit communément la hauteur d'eau équivalente comme la variation de hauteur d'une lame d'eau infinie créant le même effet gravimétrique.

Sans topographie, on a donc :

$$\Delta h_{eau} = \frac{\Delta g_{S2D}}{4\pi\rho_w G} \quad (6-10)$$

Et en tenant compte de la topographie et des vides karstiques :

$$\Delta h_{eau} = \frac{\Delta g_{S2D}}{4\pi\rho_w G} \left[\frac{2\pi Gh + \Delta C_{topo+karst}}{4\pi Gh} \right] \quad (6-11)$$

Où $\left[\frac{2\pi Gh + \Delta C_{topo+karst}}{4\pi Gh} \right]$ est le rapport entre l'effet d'un changement de densité sur deux plateaux de Bouguer et sur deux fois le vrai volume tenant compte de la topographie. La hauteur d'eau équivalente dépend donc des corrections topographiques de chaque couple de points. Importante pour les mesures S2D, les effets topographiques ont un effet réduit sur les doubles différences $\Delta_t S2D$: de l'ordre de 5% au maximum (-5% au point 1, +5% au point 6). L'échelle sur la Figure 6.24 représente donc l'effet de deux plateaux de Bouguer (Eq. 6-10) pour une lecture simplifiée. De même, on peut convertir les variations S2D en variations de saturation :

$$\Delta S = \frac{\Delta\rho_{app}}{\rho_{eau}\phi} = \frac{\Delta_t g_{S2D}}{\rho_{eau}\phi(2\pi G\Delta h + \Delta C_{topo+karst})} \quad (6-12)$$

Comme pour la hauteur d'eau et pour avoir une échelle commune à tous les couples de points, on prend la porosité moyenne de 7.5%.

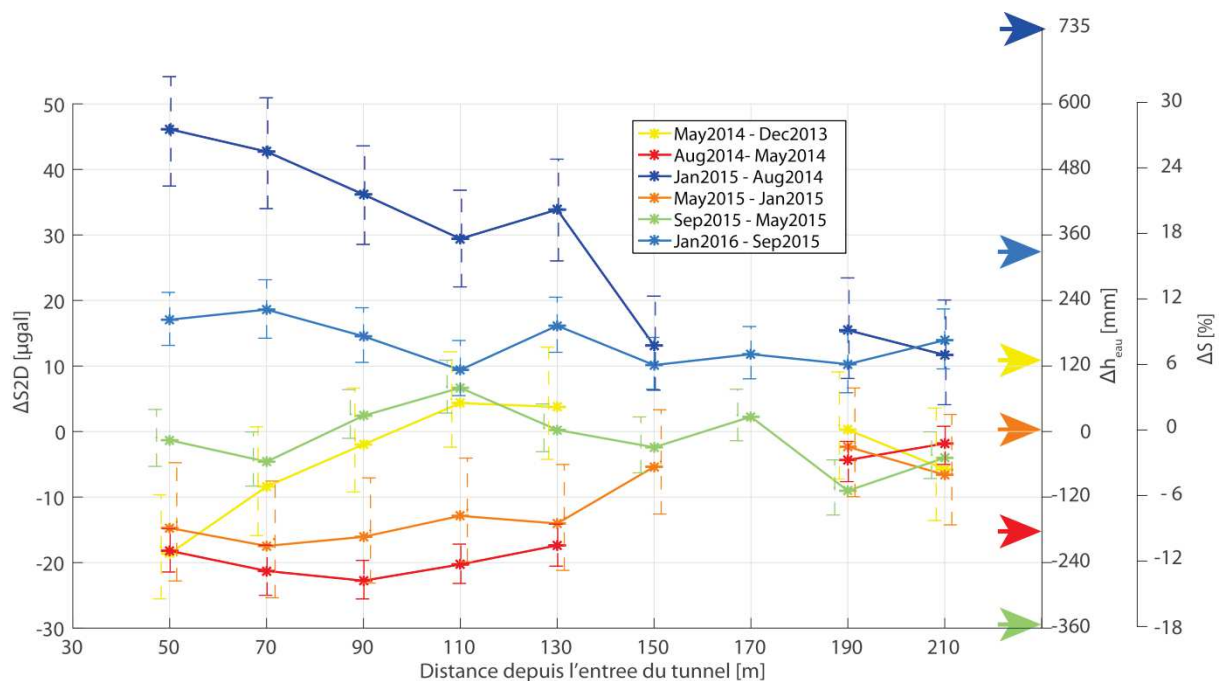


Figure 6.24 : Doubles différences entre les campagnes successives. Les flèches montrent le bilan pluie-ETP entre les mêmes dates (données météo France d'Alzon, 7 km au NE, Figure 6.11).

La Figure 6.24 présente les doubles différences entre deux campagnes consécutives ainsi que les changements de hauteurs d'eau et de saturation associés. Tout d'abord, notons que les variations sont cohérentes avec le cycle hydrologique : on a une diminution de gravité après une période sèche (Mai - Décembre, Août - Mai). Au contraire, après la saison humide la gravité S2D augmente (Janvier – Août, Janvier – Septembre). Les flèches sur la Figure 6.24 montrent les bilans pluie-évapotranspiration, entre les dates des mesures, obtenus à partir des données météo France à la station d'Alzon. Ces bilans sont donnés à titre indicatif et ne tiennent pas compte des pertes par infiltration sous le tunnel, d'où des valeurs supérieures aux mesures. Entre mai et septembre 2015, l'évapotranspiration réelle est très limitée par la disponibilité de l'eau : il a peu plu à cette période et la forte ETP n'est pas représentative de l'ETA, d'où un bilan pluie-ETP très en dessous des mesures (flèche verte a -360 mm).

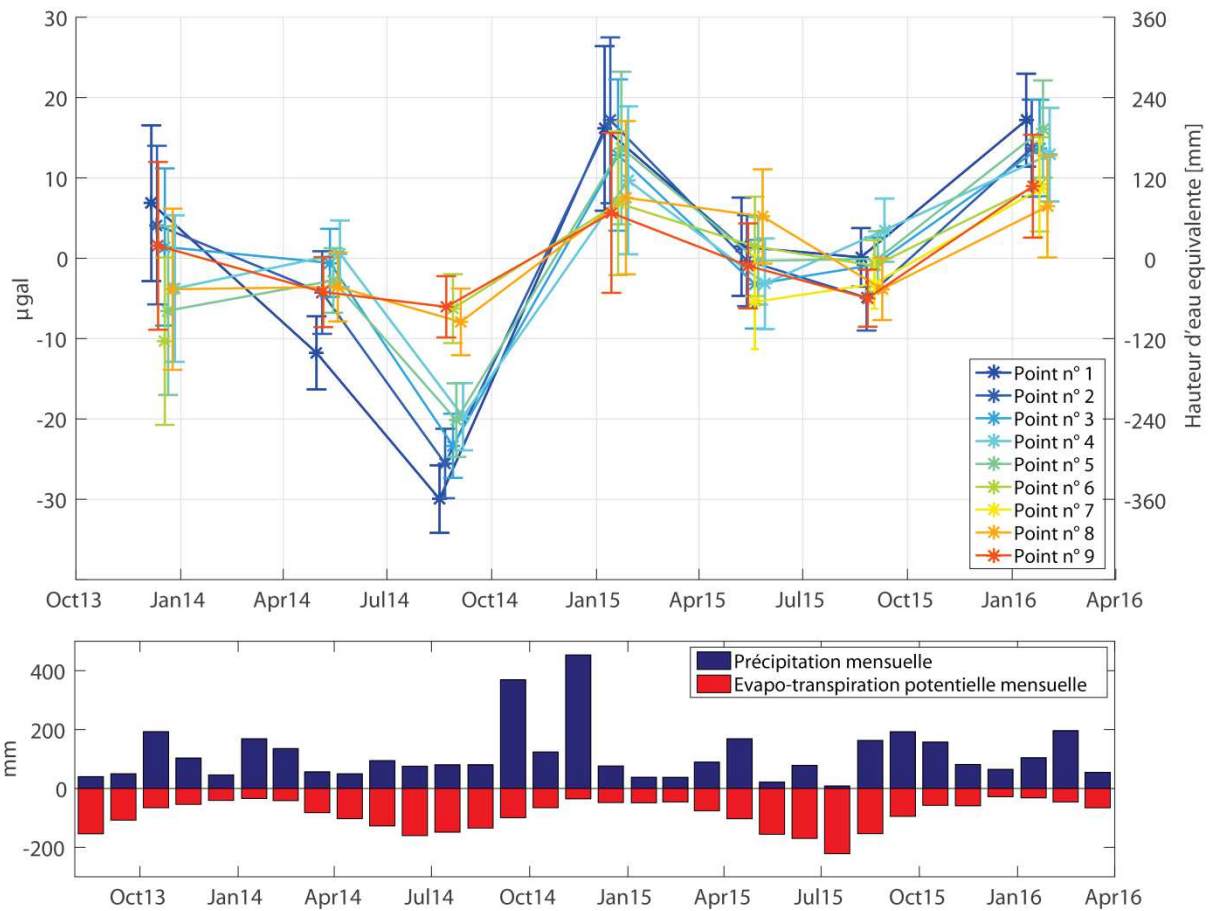


Figure 6.25 : En haut : suivi temporel de la mesure S2D pour chaque couple de points. En bas, chroniques d'évaporation potentielle (rouge) et de précipitations (bleu) à la station météorologique météo France d'Alzon (7km au NE, Figure 6.11).

Spatialement, ce qui est marquant est la très forte variabilité des doubles différences, et donc potentiellement du stockage de l'eau au-dessus de la galerie. En début de profil

(proche de la doline), les variations sont jusqu'à deux fois plus fortes (de 10 à 20 μgal) qu'à la fin, proche de l'abîme.

Les mesures S2D peuvent être également représentées en fonction du temps. La Figure 6.24 présentait l'avantage de mettre en avant la variabilité latérale du stockage. La Figure 6.25 permet de suivre les variations de gravité – donc de stock – en parallèle des chroniques météorologiques.

Face aux chroniques météorologiques, les mesures S2D sont également cohérentes. Une cyclicité annuelle est observée et la plus forte augmentation de gravité a lieu après la saison la plus pluvieuse : l'hiver 2014 marqué par de forts événements cévenols dans la région. Les variations sont de l'ordre de 40 μgal sur un cycle hydrologique, soit 25% de saturation ou encore 500 mm d'eau, des valeurs plausibles et raisonnables.

3.6. Bilans de masse et modèles

Au vu de la Figure 6.25, les couples de points peuvent être répartis en deux familles : les couples 1 à 5 qui montrent de fortes variations temporelles et les couples 6 à 9 qui montrent des variations beaucoup plus faibles. Avec le signal moyen de chacun de ces deux groupes, quelques bilans de masses simples peuvent être réalisés pour la tranche entre la galerie et la surface:

$$WSC = P - k * ETP - Q \quad (6-13)$$

Avec *WSC* (**W**ater **S**torage **C**hanges) les variations de stock en eau converties à partir des mesures gravimétriques, dans la tranche de roche entre la surface et la galerie. *P* représente les précipitations et *k* est un coefficient utilisé pour estimer l'évapotranspiration réelle à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP). *Q* est le débit local, c'est-à-dire l'eau qui s'infiltré et passe sous la galerie. Un débit constant a été testé et n'est absolument pas viable dans cette étude. Un débit dépendant du stock en eau peut être estimé à l'aide de modèles à réservoirs (*cf.* chapitre 3.3).

Avec un pas de temps saisonnier et une précision de plusieurs μGal , il est difficile de privilégier une configuration de réservoirs à une autre. On utilise donc ici deux modèles simples mais conceptuellement différents. Le premier modèle est constitué de deux réservoirs en série (Figure 6.26a). Le deuxième modèle est celui de Fleury *et al.* (2007), qui ajoute un troisième réservoir et un partage (*x*) des eaux entre deux circuits permettant de simuler des transferts lents et rapides en parallèle (Figure 6.26b).

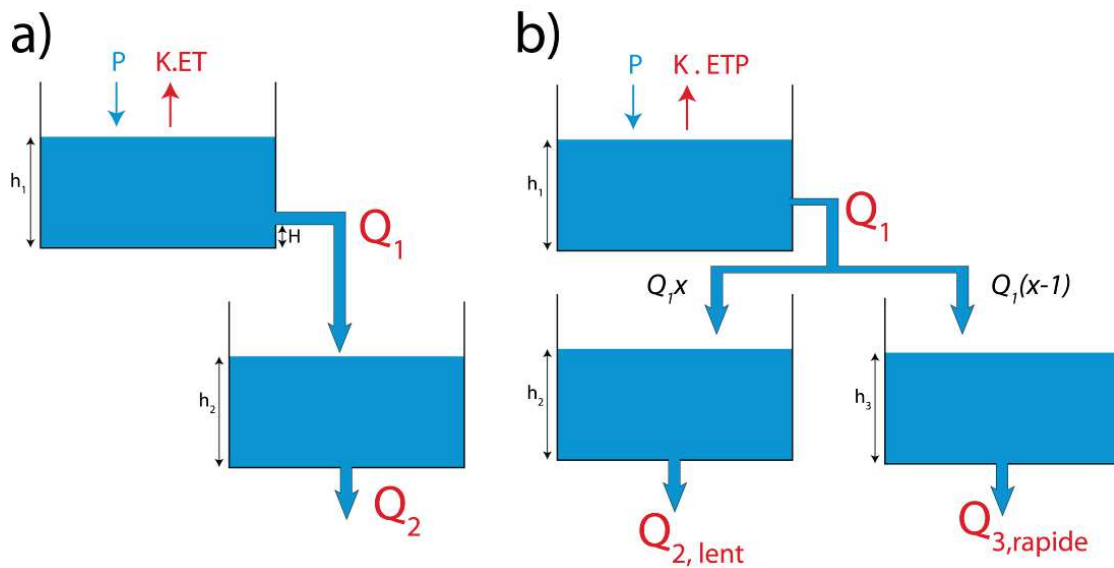


Figure 6.26 : (a) Modèle à deux réservoirs et (b) modèle de Fleury et al. (2007).

Le débit de chaque réservoir est calculé suivant une loi de Maillet linéaire (Maillet, 1905). Les débits du second et du troisième réservoir sortent du système, c'est à dire hors de l'espace entre la surface et la galerie.

L'effet gravimétrique est la somme des effets de plateau des hauteurs d'eau dans les réservoirs. La hauteur du seuil dans le 1^{er} réservoir (permettant à l'évaporation de vider le réservoir sans drainage) et les temps de vidange des réservoirs sont recherchés avec l'algorithme de voisinage de Sambridge (2009a) avec comme objectif une minimisation de l'erreur RMS entre gravité observée et mesurée. Le premier réservoir, connecté à la surface modélise le sol qui récupère l'eau de pluie et qui est sensible à l'évapotranspiration. Le coefficient k utilisé pour estimer l'évaporation réelle est inversé également, puisqu'aucun bilan de masse ou étude de ce système n'est disponible.

Les deux modèles représentent aussi bien l'un que l'autre les observations (Table 6.6). Cependant, l'interprétation des résultats est fondamentalement différente. Avec les modèles à deux réservoirs, les constantes de temps sont très similaires côté doline et côté abîme : respectivement ~ 0 et 40 - 50 jours pour les réservoirs 1 et 2 (Table 6.6). La constante de temps T_{c1} , presque nulle, traduit un fonctionnement par débordement du réservoir 1 : dès que le seuil H_t est atteint, toute l'eau part immédiatement dans le réservoir 2. Avec ce modèle à deux réservoirs, l'augmentation plus importante du stock en eau après les pluies côté doline est reproduite par un seuil plus haut du réservoir 1. Les décroissances qui s'ensuivent sont simulées par un coefficient k plus fort appliqué à l'ETP du côté de la doline que du côté de l'abîme.

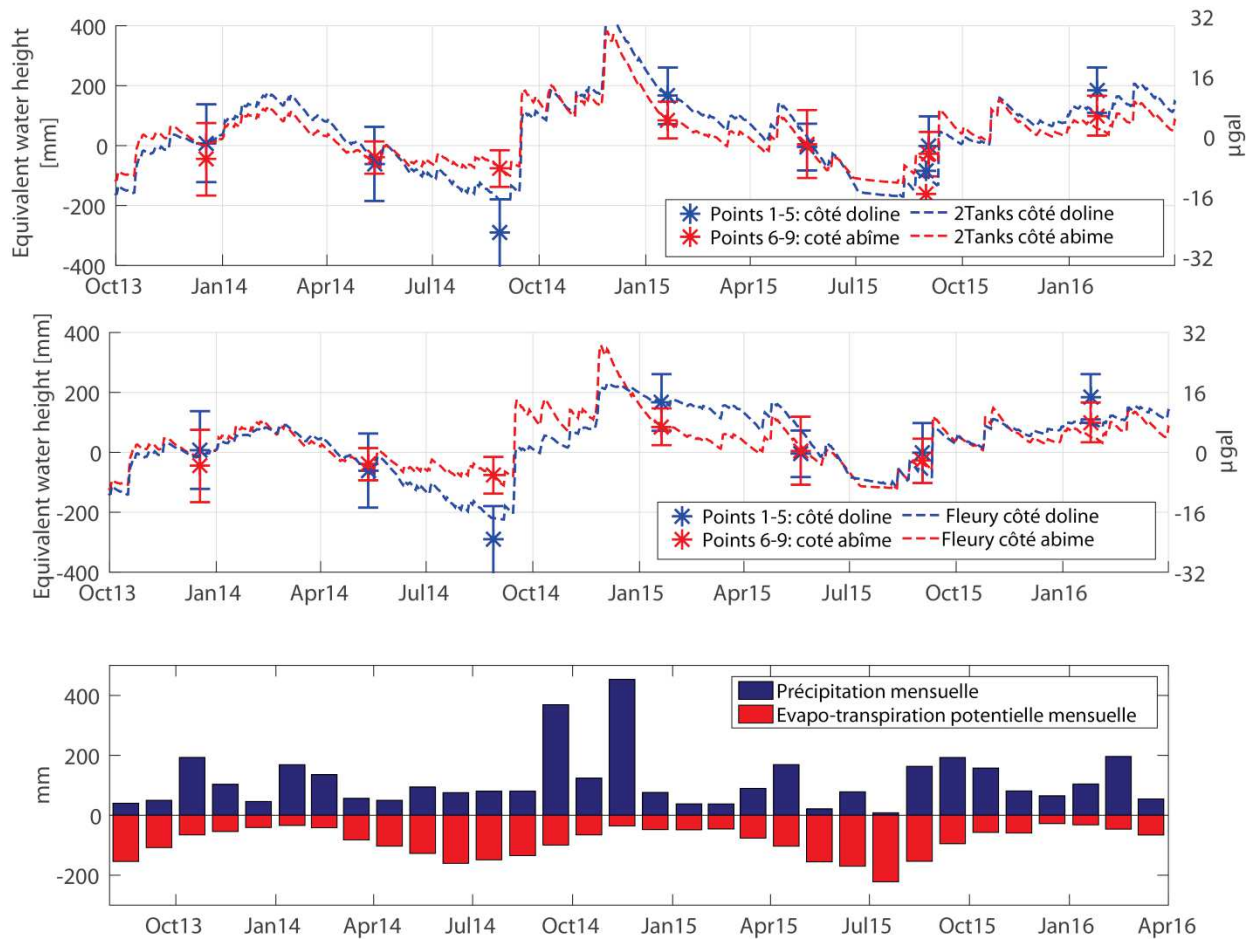


Figure 6.27 : Résultats des modèles à réservoir. En haut : mesures des différences surface-profondeur et résultats des modèles à deux réservoirs pour les couples de points proches de la doline (1-5, bleu) et proches de l'abîme (6-9, rouge). Au milieu, idem pour les résultats des modèles à 3 réservoirs. En bas, chroniques d'évaporation potentielle (rouge) et de précipitation (bleu) à la station météo France d'Alzon (7km au NE, Figure 6.11).

La hauteur de seuil (H_t) plus grande côté doline peut être interprétée comme une épaisseur de sol plus importante sur le plateau, voir au fond de la doline dont l'altitude est plus élevée que tous les points du tunnel. Il est difficile de voir une différence dans la végétation en surface, et le coefficient plus fort k pourrait être mis en relation avec ce sol qui retiendrait l'eau côté doline, la laissant disponible à l'évapotranspiration. Avec les constantes de temps du second réservoir, on peut également estimer une pseudo-vitesse d'infiltration puisque l'on connaît l'épaisseur du milieu investigué : l'ordre de grandeur de la vitesse d'infiltration serait de 1 m.j^{-1} en considérant un temps caractéristique de 40 jours et une épaisseur de 40 m.

Les modèles de Fleury, eux, peuvent également reproduire les variations d'amplitudes en changeant le coefficient de partage entre les réservoirs rapide et lent. Pour éviter toute corrélation supplémentaire entre les paramètres, le temps de vidange du réservoir rapide a été fixé à 5 jours. Les résultats de l'inversion accordent 60 % de l'eau au circuit rapide (1-x,

Table 6.6) côté doline contre 90 % côté abîme : donc un très faible stockage. Le réservoir 2 est interprété comme représentatif de l'écoulement matriciel dans la porosité secondaire du calcaire ($Tc2$ supérieur à deux ans, soit un débit quasi constant à l'échelle de nos deux années de mesures) tandis que l'eau du réservoir 3 rapide est interprété comme l'eau drainée rapidement par les fractures perméables. Ce modèle est cohérent avec les différentes observations hydrogéologiques à l'intérieure de la galerie, à savoir une fracturation, des éboulements, et des flux d'eau croissants à mesure que l'on s'éloigne de la doline. Cette interprétation a donc largement notre préférence.

Les deux types de modèles et leurs interprétations (moins de sol côté abîme ou moins de porosité et plus de fractures drainantes) sont en accord avec le sursaut de masse volumique – et donc la diminution de porosité – pour les deux derniers couples de points.

	RMS (μGal)	H_t	Tc1	Tc2	k(ETP)	α
2 réservoirs - coté doline	2.7	218	0.2	50	0.86	-
2 réservoirs - coté abîme	1.0	110	0.2	40	0.62	-
Fleury - coté doline	2.5	201	0	750	0.85	0.41
Fleury - coté abîme	1	98	33	810	0.64	0.10

Table 6.6 : Paramètres des modèles à deux et 3 réservoirs (modèle de Fleury).

3.7. Discussion et futures expérimentations

Les campagnes répétées de mesures en surface et en profondeur révèlent un comportement hydrologique spatialement très hétérogène à faible distance. Sur une distance de deux cents mètres, les variations du stockage de l'eau sont très importantes. Les limites de précision du CG5 peuvent toujours être mises en cause, les barres d'erreurs étant importantes (et peut être sous-estimées) et les mesures peu nombreuses.

Puisque l'on a une évolution relativement uniforme du signal le long du profil, on pourrait y voir l'effet de la relaxation initiale après le transport ou de la température ambiante. Toutefois des précautions ont été prises : la température est corrigée et la première station est longuement mesurée. Hormis le point de l'été 2014 qui correspond à une relaxation particulièrement forte (mais théoriquement bien corrigée), il n'y a pas de relation observée entre amplitude des relaxations et amplitude des différences spatiales, notamment en janvier 2015 et 2016 où le stock côté doline augmente significativement. Il faut rester conscient que nous sommes à la limite des capacités du CG5 : les processus hydrologiques sont difficilement quantifiables mais qualitativement, la variabilité latérale le long du tunnel est certaine.

L'ensemble des mesures forme un ensemble très cohérent avec les données météorologiques et les indices géologiques visibles sur le site. Le signal le plus fort a bien lieu

après les pluies les plus fortes. Les variations latérales du stockage mesurées par gravimétrie S2D peuvent être expliquées par une fracturation qui s'amplifie côté abîme, directement observables dans la galerie et une densité apparente plus forte (Figure 6.28). L'établissement d'un véritable profil de densité de fractures le long de la galerie est envisagé. La localisation dans les fractures drainantes va réduire l'effet gravimétrique et emmener l'eau plus rapidement sous le niveau du tunnel. Une épaisseur de sol plus forte côté doline (et au fond de la doline, les premiers points en profondeur étant à une altitude plus basse) peut également être invoquée : Bruxelles (2001) n'a pas atteint le fond du remplissage de la doline du Luc Bas, 600 m au sud du site.

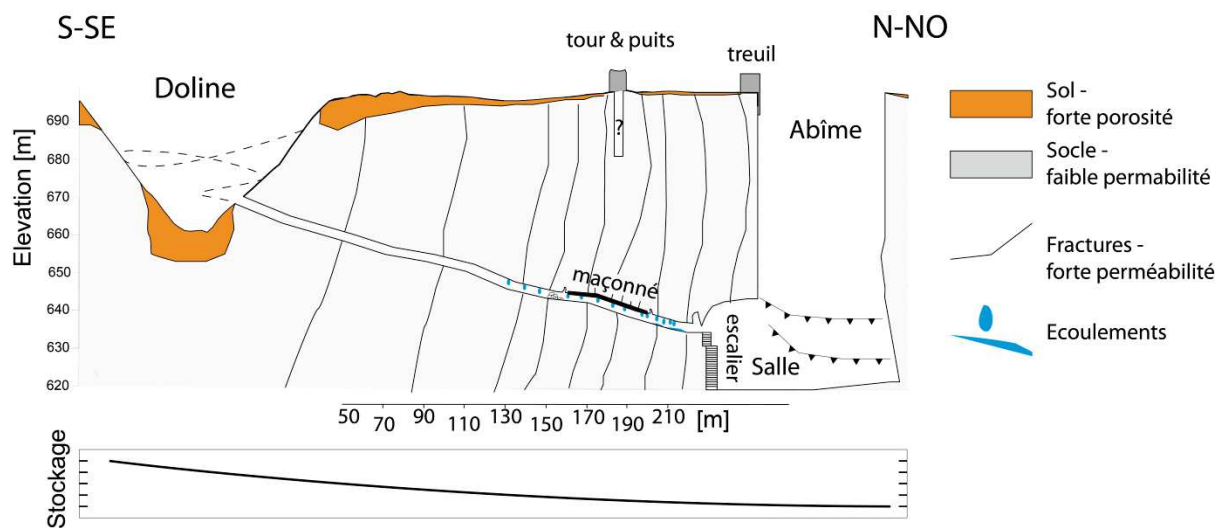


Figure 6.28 : Interprétation possible à partir des mesures gravimétriques et géologiques faisant intervenir une fracturation drainante plus faible et un sol plus épais du côté de la doline.

Il est également possible que la doline draine une aire non négligeable. Le simple calcul d'un point massique qui rassemblerait au centre de la doline toute l'eau qui tombe sur ses pentes montre que l'ordre de grandeur est faible par rapport aux différences mesurées.

Dans le futur, le nouveau gravimètre absolu portable AQG sera un plus pour ces mesures surface-profondeur. Utilisé sur une station en surface pour recalibrer les campagnes CG5, il permettra de mettre en relation les variations du stock total et les variations d'épaisseur sus-jacentes au tunnel.

En perspective, plusieurs expérimentations géophysiques sont prévues sur le site. Afin d'imager la sub-surface, une tomographie de résistivité électrique est prévue pour Septembre 2016. Ces mesures permettraient d'estimer la variabilité de la porosité et de la teneur en eau en proche surface et notamment de voir si des variations de propriétés du sol

sont en partie à l'origine de la variabilité latérale. Une flûte ou une électrode pourrait également être placée au plafond de la galerie, avec l'accord du propriétaire du site.

Plus expérimentalement, des sondages RMP sont à l'étude. De la même manière que les mesures de gravimétrie surface-profondeur, des sondages RMP pourraient être réalisés en surface et pour la première fois en profondeur : dans la large cavité qui a servi de salle d'affinage. En prévision de ces potentielles mesures, le bruit électromagnétique du site sera évalué lors de la campagne électrique de septembre.

4. Synthèse sur la variabilité spatiale

Les deux études précédentes apportent des informations nouvelles sur la variation spatiale du signal hydrogravimétrique sur les karsts et répondent aux trois questions posées dans l'introduction du chapitre:

- (1) Peut-on observer une hétérogénéité dans le stockage de l'épikarst à l'échelle de quelques centaines de mètres ?
- (2) Le comportement hydrologique est-il différent en fonction de la lithologie et de la géomorphologie en surface ?
- (3) Peut-on observer et quantifier les effets de site ?

Les réponses à ces questions sont très différentes pour chacun des sites étudiés.

(1) – Assistées par le gravimètre supraconducteur et avec une méthodologie robuste incluant la correction de température ambiante, les mesures CG5 révèlent une dolomie spatialement homogène sur une centaine de mètres autour de l'observatoire. Sans contrainte sur la profondeur, les variations temporelles du signal gravimétrique sont en effet identiques aux 5 points de mesures. Les mesures surface-profondeur de l'abîme de Saint-Ferréol quantifient pour la première fois les variations spatiales et temporelles du stockage dans une épaisseur contrainte de l'épikarst. Mieux encore, ces variations se révèlent cohérentes avec des observations géologiques in situ : fracturations et écoulements dans la galerie. Ces deux études, faite à des échelles équivalentes (~150-200 m), l'une sur de la dolomie et l'autre dans du calcaire, présentent donc des résultats opposés : aucune variabilité spatiale pour le GEK et une forte variabilité pour Saint-Ferréol.

(2) – Ces deux études sont en faveur d'une dolomie plus homogène et plus capacitive sur le Larzac que le calcaire. L'hypothèse d'une dolomie ayant un rôle important de stockage est avancée dans de nombreuses études (*e.g.* Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997 ; Jacob *et al.*, 2008 ; 2009 ; 2010a ; Tritz *et al.*, 2011). Les mesures S2D de Deville (2013) avaient également mis en évidence un stockage bien plus faible dans les deux épikarsts calcaires. Dans le cas de la dolomie du GEK, l'effet de la géomorphologie en surface n'est pas visible sur les mesures gravimétriques qui montrent un comportement identique entre la doline et le plateau. Pour les calcaires de Campestre au contraire, l'évolution du stockage semble cohérente avec la proximité de l'abîme et de la doline. Cette relation est difficilement quantifiable au vu de la résolution des mesures gravimétriques qui intègrent de larges zones mais pourrait être affinée prochainement avec l'aide d'autres méthodes géophysiques.

(3) – Dans les deux cas, les effets de sites ont un impact important sur les mesures gravimétriques. L'observatoire joue un rôle de masque significatif sur la pluie mais surtout sur l'évapotranspiration. En effet la précision et l'échantillonnage temporel des mesures CG5 ne permettent pas de voir la différence de l'effet d'une pluie entre le bâtiment, masqué, et

l'extérieur. Du côté de Campestre, la forte topographie du site et les cavités karstiques doivent être prises en compte pour estimer la porosité et la densité du milieu. Lorsque l'on ne s'intéresse qu'aux variations temporelles de gravité cependant, ces effets deviennent négligeables (Jacob *et al.*, 2009).

Dans ces deux études, la précision du CG5 et l'échantillonnage temporel limitent fortement les interprétations. Les phénomènes rapides ne sont pas directement accessibles et les résultats restent en grande partie qualitatifs. C'est pourquoi le chapitre suivant se concentre sur le GEK et le suivi continu et précis du gravimètre supraconducteur.

7. Modélisation des variations temporelles du stockage sous l'observatoire

1. Introduction

La modélisation hydrologique à l'échelle du terrain, disons une parcelle de taille hectométrique, est difficile à contraindre *via* les outils classiques de l'hydrologie. Les forages sont trop locaux et les études à la source englobent le système karstique dans son ensemble. Or de nombreuses méthodes géophysiques investiguent à cette échelle intermédiaire. La gravimétrie donne les variations de masse totales qui se produisent dans un large volume et le suivi précis et continu d'un gravimètre supraconducteur doit permettre de faire des bilans de masse clairs et ainsi poser les bases nécessaires aux modélisations hydrologiques à l'échelle d'une parcelle de terrain.

Dans la publication qui forme la section 3 de ce chapitre, nous présenterons le suivi de l'iGrav du GEK : les observations directes que l'on peut en tirer grâce au suivi en parallèle des précipitations et de l'évapotranspiration. Cette publication présentera également des bilans de masse et modèles à réservoirs qui mettent en avant les avantages d'un suivi gravimétrique précis et haute fréquence sur les karsts, notamment par rapport à des mesures moins précises et mensuelles (*e.g.* FG5). A terme, des modèles spatialisés sont envisagés et l'iGrav de l'observatoire pourrait être déplacé (Hartmann *et al.*, 2013a, chapitre 3.3, Figure 3.13). Cette publication investigate le potentiel du suivi du gravimètre supraconducteur pour servir de base à ces modèles, qui pourront être complétés par la suite avec d'autres méthodes géophysiques.

Après quelques compléments à cette publication (sections 4 et 5), nous présenterons l'intégration des données du supraconducteur dans des modèles physiques 1-D et l'apport de la gravimétrie pour la contrainte de ces modèles (sections 6 et 7).

2. Outils d'inversion

Dans ce chapitre et le chapitre 8 suivant, la gravimétrie et d'autres observables sont inversés afin de rechercher les paramètres de modèles hydrologiques conceptuels ou physiques. L'inversion d'un jeu de données consiste à choisir le modèle hydrologique qui reproduit le mieux ces données. Deux étapes critiques sont le calcul du problème direct, afin de simuler les observations à partir d'un modèle, et l'échantillonnage de l'espace des paramètres. On présente brièvement dans cette section l'algorithme d'optimisation choisi et la fonction objectif utilisée.

2.1. Optimisation : l'algorithme de voisinage

Différentes familles de méthodes de recherche existent et vont du tirage purement aléatoire (méthodes de Monte-Carlo) aux méthodes fortement dirigées de type gradient. Chacune de ces méthodes cherche à minimiser une fonction objectif (ou fonction coût, *cf.* section suivante) qui évalue la différence (*misfit*) entre les données observées et calculées à partir des modèles. Evidemment, l'espace des paramètres ne peut jamais être totalement échantillonné. Compenser cela par un échantillonnage régulier fin ou un très grand nombre de tirages aléatoires peut être extrêmement coûteux en temps en fonction de la complexité des modèles directs et du nombre de paramètres recherchés.

Dans cette thèse nous utiliserons l'algorithme de voisinage (Neighborhood Algorithm, NA) développé par Sambridge (1999a). L'algorithme NA a été développé dans cette optique : diriger la recherche des paramètres dans les régions où le misfit est faible, pour réduire les temps de calcul, sans toutefois abandonner complètement l'exploration pour ne pas « tomber » dans un minimum local. C'est d'autant plus valable en géophysique où les modèles sont en général fortement sous-contraints et où la non-unicité de la solution est forte.

Sambridge (1999a) résume son algorithme NA en 4 étapes:

- (1) Génération d'une première série de n_s modèles (Figure 7.1a) répartis dans l'espace des paramètres discrétisés en cellules de Voronoi (Voronoi, 1908).
- (2) Calcul de la fonction objectif pour les n_s modèles les plus récents et déterminer les n_r modèles ayant les plus faibles misfits parmi l'ensemble des modèles générés depuis le début.
- (3) Génération d'une nouvelle série de n_s modèles en utilisant un chemin aléatoire uniforme dans les cellules de Voronoi (Figure 7.1d) pour chacun des n_r modèles (soit n_s/n_r modèles pour chaque cellule).
- (4) Nouvelle itération : retour à (2).

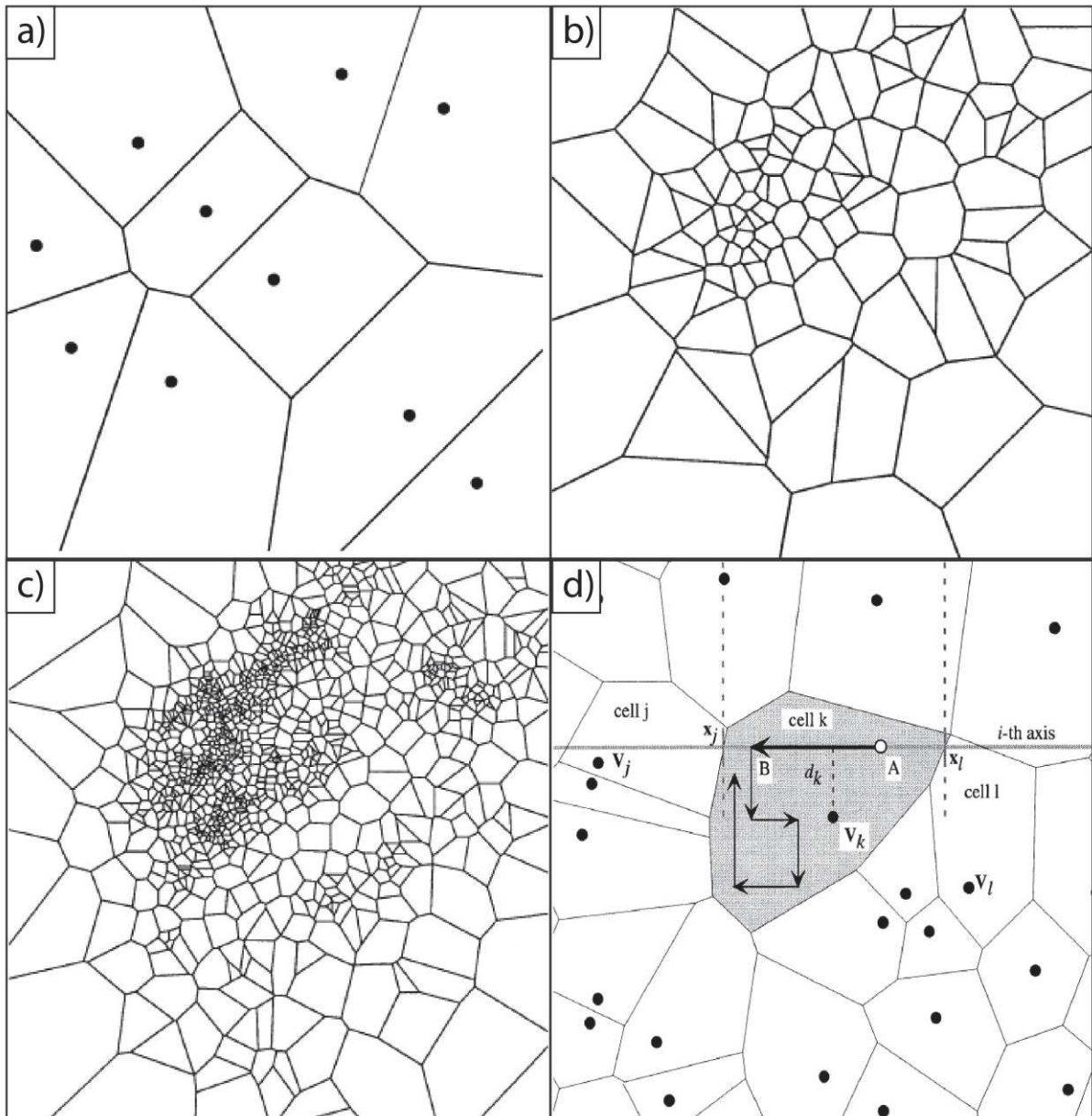


Figure 7.1 : a) Dix modèles initiaux et cellules de Voronoi associées, dans un espace de 2 paramètres. b) Cellules de Voronoi des 100 premiers modèles échantillonnés en utilisant l'algorithme de voisinage NA. c) idem pour les 1000 premiers modèles. Le panneau d) montre le ré-échantillonnage d'une cellule de Voronoi (grisée) parmi les n_r retenues. D'après Sambridge (1999a).

L'optimisateur NA est entièrement paramétrable : le nombre initial de modèles, le nombre n_s de nouveaux modèles à chaque itération, le nombre n_r de cellules retenues pour un ré-échantillonnage ainsi bien sûr que le nombre d'itérations sont modifiables. Plus n_s sera grand, plus l'algorithme sera exploratoire. Au contraire plus n_r sera petit plus l'algorithme exploitera les résultats précédents pour se diriger.

2.2. Fonction objectif : le KGE

La fonction objectif, ou fonction coût, sert de critère pour déterminer la meilleure solution à un problème d'optimisation. Les fonctions les plus utilisées en hydrologie sont l'erreur RMS (ou RMSE, Root Mean Square Error) et le NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency, Nash et Sutcliffe 1970). Le NSE est une RMS normalisée par la variance, indépendante de l'unité de la mesure, et accordant en conséquence plus de poids à la reproduction des pics de crue par exemple. Ces fonctions comprennent indistinctement le biais, le rapport des variances et le coefficient de corrélation linéaire.

La fonction coût utilisée dans tous les modèles suivants cherchant à reproduire plusieurs jeux de données est le *Kling-Gupta Efficiency* (KGE, Gupta *et al.*, 2009) qui décompose le NSE en trois contributions pondérables: le biais (β) entre les observations et les simulations, la variabilité (α) et le coefficient de corrélation linéaire (r):

$$KGE = 1 - ED \quad (7-1)$$

$$ED = \sqrt{[S_r \cdot (r - 1)^2] + [S_\alpha \cdot (\alpha - 1)^2] + [S_\beta \cdot (\beta - 1)^2]} \quad (7-2)$$

$$\beta = \mu_s / \mu_o \quad (7-3)$$

$$\alpha = \sigma_s / \sigma_o \quad (7-4)$$

où β est le biais entre les moyennes des données observées et simulées (μ_s et μ_o), r est le coefficient de corrélation linéaire entre données observées et simulées, et α le rapport des variances. S_r , S_α et S_β sont des coefficients pondérateurs de ces trois contributions au KGE, qui se maximise à 1. La gravimétrie étant relative, on retire systématiquement la moyenne des données observées et simulées avant de calculer une erreur RMS. Avec le KGE, on pondère simplement le biais à 0 ($S_\beta=0$).

La normalisation du KGE facilite également l'inversion conjointe de plusieurs jeux de données. Un KGE global, étant simplement la moyenne arithmétique des KGE calculés séparément sur plusieurs jeux de données, accordera un poids plus équitable aux différents observables. Cependant des coefficients pondérateurs peuvent être introduits en fonction du problème :

- Un jeu de données peut avoir une plus grande imprécision qu'un autre.
- Les jeux de données ne couvrent pas forcément la même période dans le cas de données temporelles.
- On peut vouloir privilégier une méthode plutôt qu'une autre dans le cas d'une forte non-unicité de la solution.

Notons qu'en pratique, l'optimisation s'est faite sur ED (Eq. 7-1 et 7-2) et non pas directement sur le KGE, la plupart des algorithmes cherchant à minimiser une fonction coût.

3. Publication: 'Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification'

Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification

Fores, B. ^(1,*), Champollion C. ⁽¹⁾, Le Moigne N. ⁽¹⁾, R. Bayer⁽¹⁾, Chery J. ⁽¹⁾

Submitted to Geophysical Journal International on December 11, 2015

Accepted on October 14, 2016

DOI: 10.1093/gji/ggw396

⁽¹⁾ Géosciences Montpellier, CNRS, Univ. Montpellier, UA, Montpellier, France

*Corresponding author, benjamin.fores@gm.univ-montp2.fr, +33467144591.

Summary

In this paper we present the potential of a new compact superconducting gravimeter (GWR iGrav) designed for groundwater monitoring. At first, three years of continuous gravity data are evaluated and the performance of the instrument is investigated. With repeated absolute gravity measurements using a Micro-g Lacoste FG5, the calibration ($-894.8 \text{ nm.s}^{-2}.\text{V}^{-1}$) and the long term drift of this instrument (45 nm.s^{-2} per year) are estimated for the first time with a high precision and found to be respectively constant and linear for this particular iGrav. The low noise level performance is found similar to those of previous superconducting gravimeters and leads to gravity residuals coherent with local hydrology. The iGrav is located in a fully instrumented hydro-geophysical observatory on the Durzon karstic basin (Larzac plateau, south of France). Rain gauges and a flux tower (evapo-transpiration measurements) are used to evaluate the groundwater mass balance at the local scale. Water mass balance demonstrates that the karst is only capacitive (all the rainwater is temporarily stored in the matrix) and fast transfer through fractures to the spring are insignificant in this area. The upper part of the karst around the observatory appears to be representative of slow transfer of the whole catchment. Indeed this transfer fully support the low-flow discharge at the only spring which represents all groundwater outflow from the catchment. Particular highlights are done on the advantages of continuous gravity data (compared to repeated campaigns) and on the importance of local accurate meteorological data to limit misinterpretation of the gravity observations. In the last part of the paper, reservoir models are used to characterize the water transfer and storage processes. The results are complementary with previous studies at the basin scale and show a clear potential for continuous gravity time series assimilation in hydrological simulations, even on heterogeneous karstic systems.

Introduction

Groundwater in karst systems is an important resource of fresh water (Ford and William, 2013). In a context of Mediterranean climate where water resource is limited during a significant part of the year, karstic fresh water is vital. The knowledge of the characteristic of the karst and its functioning is fundamental for a long term management of the water resource: to preserve and protect water quality, transfer and residence times of contaminants must be evaluated. The management of water quantity requires the identification and the quantification of the various karstic reservoirs. Indeed, karst aquifers are very heterogeneous with storage and transfer occurring both in matrix porosity, fractures and open voids. Moreover, spring discharge studies reveal specific non-linear hydrodynamic behavior. Classical hydrogeological methods using boreholes can provide measurements of hydrological properties but not comprehensive as they represent a very local area in a heterogeneous karstic medium. At the opposite, flux and chemical measurements from the spring can be interpreted only at whole basin scale. Non-invasive and integrative hydrogeophysical methods such as gravity appear therefore relevant for spatio-temporal karst variability investigations at the field scale and bridge the gap between borehole and spring measurements. A detailed review of non-invasive geophysical methods applied to hydrogeological investigation in karst can be found in Chalikakis *et al.* (2011).

In the past several years, enhancement of the precision of gravimeters (both ground-based and space-borne) has allowed the monitoring of small gravity variations ($< 100 \text{ nm.s}^{-2}$) due to hydrogeological processes. At the local scale (less than 10 km), gravity experiments have been conducted in a large variety of contexts showing the sensibility of gravity measurements to water storage changes (Jacob *et al.*, 2009 ; Pfeffer *et al.*, 2013 ; Hasan *et al.*, 2008 ; Longuevergne *et al.*, 2009). These previous studies monitored successfully spatial and/or temporal variations of gravity due to hydrological processes leading to a detailed understanding of the hydrological systems. Assimilated in hydrological models, gravity measurements can lead to a better constraint of the inversion procedure (Piccolroaz *et al.*, 2015, Creutzfeldt *et al.*, 2010a, Hector *et al.*, 2013). The major advantage of gravity signal for hydrological studies is the direct relation between gravity variations and water masses. Compared to other geophysical methods, only the Magnetic Resonance Sounding (MRS) is also a direct measurement of groundwater. One of the main asset and drawback of the gravity method is its fundamental integrative property. Thus, even if a vertically resolved profile of water content cannot be retrieved from gravity measurements alone, it remains a geophysical non-invasive method well suited for hydrological studies. The large horizontal investigation scale of the gravity method and MRS (between a few and a hundred meters) is therefore relevant for groundwater studies in heterogeneous hydro-systems such as karsts.

Superconducting gravimeters (SG) are stationary and have high power requirements but are the most precise gravimeters. With these instruments, one can look in detail at the relation between gravity variations and water storage changes (WSC) taking into account site effects (Deville *et al.*, 2012) or spatial heterogeneities. This study investigates the potential of a modern SG: GWR iGrav (Warburton *et al.*, 2010) for karst groundwater resource monitoring.

Three main issues are discussed: (i) are the precision and the long term stability of a modern superconducting gravimeter appropriate for WSC monitoring? (ii) what is the added value of continuous SG gravity measurements compared to an AG dataset? (iii) which kind of hydrogeological processes can be monitored from gravity measurements by modeling? A three years gravity and meteorological dataset from the GEK (“Géodesie en Environnement Karstique”: Geodesy in Karstic Environment) observatory in the Larzac plateau (South of France) is used for that purpose. The observatory and the investigated area are presented in the first part. Then the gravity data processing and precision is evaluated. The groundwater impact on the gravity signal is discussed in synergy with complementary data (evapotranspiration and precipitation) and finally interpreted with a tank modeling approach.

1. Investigated area

1.1. Hydrogeological and environmental settings

Gravity measurements were collected in the southern part of the Larzac plateau, in the south of France (Fig. 1). The mean altitude of the plateau is about 700 m above sea level without steep topography. The altitude, the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea have an impact on the climate. The rainfall is mainly influenced by the Atlantic Ocean even if large precipitation system from the Mediterranean area sometimes reaches the southern part of the plateau. The annual mean precipitation is around 1000 mm, mostly in autumn and winter. Snowfalls are rare and not persistent during winter season. The Landscape is a mix of croplands, grassland and pine forest. Except for a N-S highway, urbanization is scarce and agriculture is the main economic activity.

A detailed description of the geological setting can be found in Bruxelles (2001). The Larzac plateau is a regional nearly horizontal formation of Jurassic dolomite (and to lesser extend limestone) with a thickness of about 200 m. Major E-W faults cut the plateau in independent hydrogeological units. The investigated area is a catchment with only one spring (the Durzon spring, 533 m a. s. l.), discharging a mean outflow of $\sim 1.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. There are no other minor springs or pumping wells and precipitation is the only source of recharge. The estimation of the Durzon basin surface is about 110 km² (Ricard and Bakalowicz, 1996).

Surface observations show fractures mainly oriented in the NS direction. Alteration of dolomite and ghost rock weathering (Dubois *et al.*, 2014) produce dolomite sand without clay cover. Dolomite sand is observed at the surface and in caves and tends to clog fractures and voids. Known caves are mainly vertical shafts to a maximum depth of about 120 m. The unsaturated zone is therefore deeper than 100 m in the Durzon catchment. No runoff is observed even during intense rainfalls and temporary lakes can appear in the southern part of the catchment (Bruxelles, 2001). Previous gravity studies (Jacob *et al.*, 2009, Deville *et al.*, 2011) indicate large water storage at the seasonal scale in the epikarst (the upper altered zone of the karst), up to 50 % of the annual precipitation amount. However these authors were limited in their hydrologic interpretation because of the less precise absolute or spring-based

relative gravimeter used. Chemical studies of the low-flow spring water also reveal long residence time in the unsaturated zone (De Montety, Personal communication). On the Durzon catchment, most of the rainwater is then expected to be stored in the epikarst and infiltrates slowly through the dolomite to the active karst network called hereafter “slow transfer”. However, as the Durzon spring shows immediate flood peaks after intense rains, fast transfer should occur in some areas of the catchment. The quantification of the fast and slow transfer at the local scale is not achievable in previous studies as no continuous and precise enough gravity dataset are available.

1.2. The GEK observatory and the instrumental setup

The GEK (Geodesy in Karstic Environment) observatory is a geophysical and geodetic observatory of OSU OREME (<http://www.oreme.org/>) dedicated to hydro-geophysical experiments. It is also a part of the network of hydrogeological experimental sites ‘H+’ of the National Observation System of CNRS-INSU. One of the objectives of the observatory is to provide up-to-date geodetic and geophysical measurements to constrain hydrogeological models. Its location in the northwestern part of the basin (Fig.1) is based on preceding studies indicating relatively high groundwater storage (Jacob *et al.*, 2010a). The observatory landscape is grassland located 1000 m away from a national highway. The soil is thin without clay, and dolomite rock and dolomite sand are seen at the surface. A cave with an underground small river has been mapped at 100 m depth below the building.

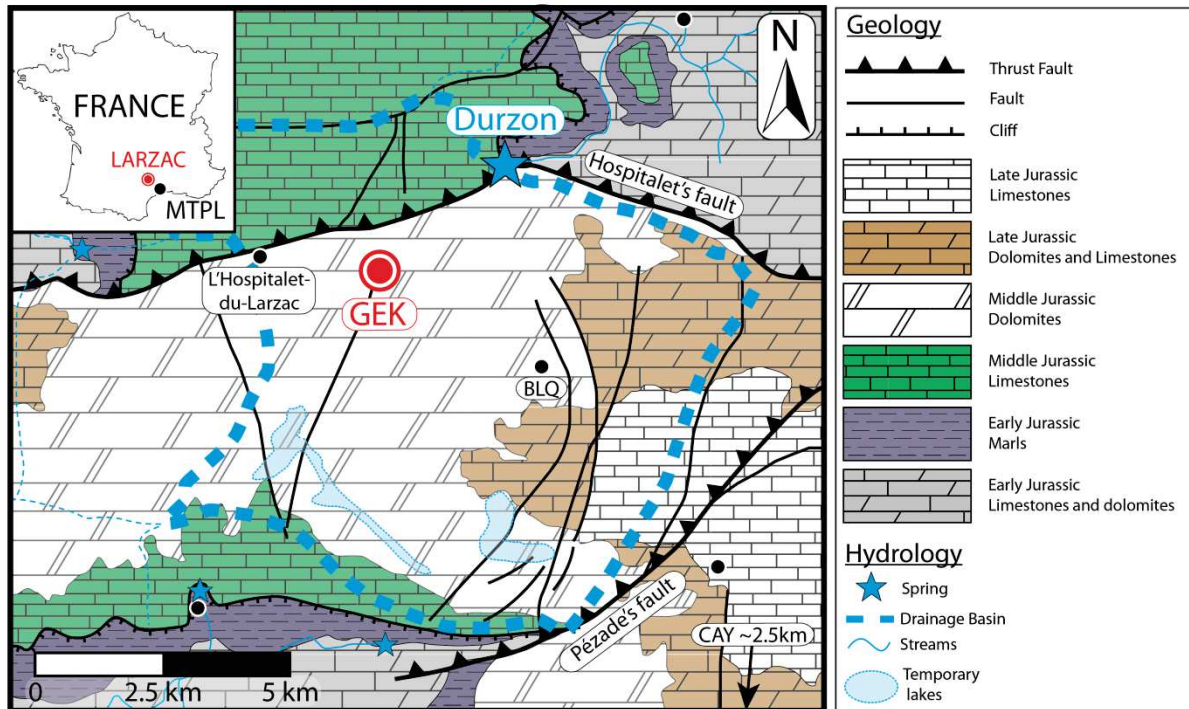


Figure 1: Location map and hydrogeological settings. The red dot show the GEK observatory position. BLQ and CAYL are rain gauge stations. Modified after Jacob *et al.* (2009).

The GEK observatory is a small wood building (56 m²) with stabilized temperature (20°C) and concrete pillars linked to bedrock to ensure low seismic noise measurements. The instrumental setup (Fig.2) is composed of a large selection of continuous instruments: a GPS for ground deformation monitoring, a large band seismometer, a superconducting iGrav gravimeter, an electrical resistivity tomography system, two rain gauges, and a flux tower for eddy correlation. Three boreholes also exist on the site up to 50 m depth (core drilled). In the present study, only the gravimeter, the rain gauges and the flux tower are used (Fig.2). The precise topography around the observatory (about 300 meters radius) was obtained with a kinematic GPS and completed by the IGN 25m x 25m resolution digital elevation models for the rest of the basin. More details and data are available online: <http://data.oreme.org/gek/home>.

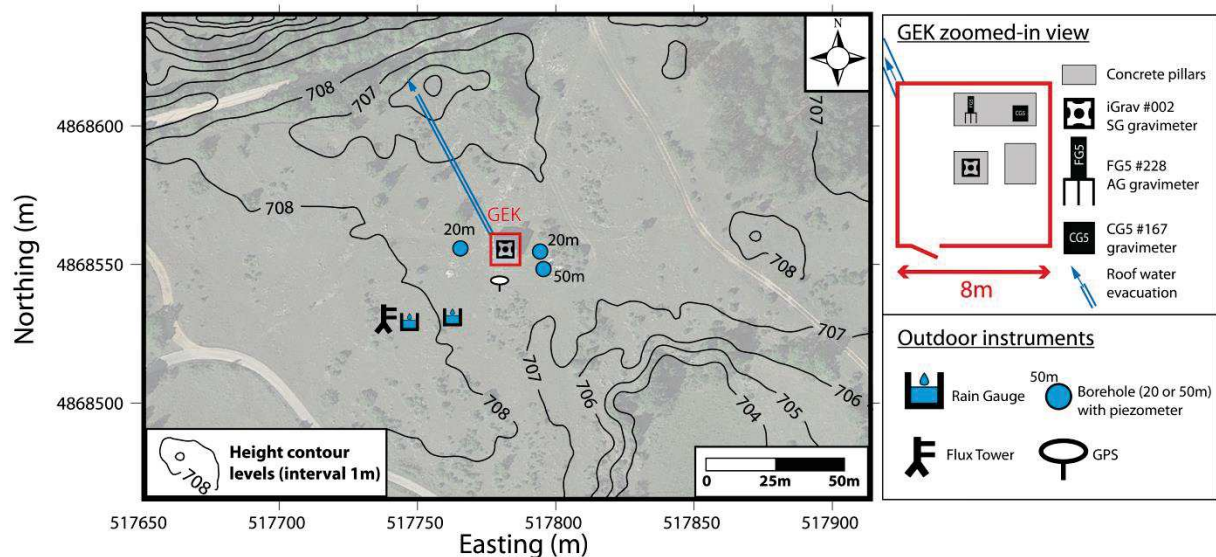


Figure 2: Detailed map of the surrounding of the GEK observatory. The topography is almost flat in the first tens of meter around the building and very smooth further.

Meteorological measurements

Rainfall has been monitored starting in 2012 at the site with two tipping buckets pluviometers for redundancy. Rainfall amounts were assumed locally homogeneous from comparison between our two pluviometers on the site. Between 2006 and 2011 a rain gauge in La Blaquererie (BLQ), 4 km south-east to the observatory was used. Before 2006, rainfall was taken from the Météo-France CAYL station, 12 km away (S-SE). Evapotranspiration has been monitored since 2013 since 2013 by an eddy covariance flux tower. The system is composed of one sonic anemometer (Campbell CSAT3), a gas H₂O and CO₂ analyzer (Licor LI-7500A) and a meteorological station (pressure, humidity, temperature). Actual evapotranspiration (AET) was computed from these measurements using the EddyPro 5.2.1 software (www.licor.com/eddypro) and the time series was gap filled (gaps mainly caused by

unfavorable meteorological conditions) with the web tool of the Max Planck Institute for Biogeochemistry (<http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/>).

Before the flux tower installation, potential evapotranspiration (PET) was computed using the Penman–Monteith’s formula (Penman, 1948) by the national meteorological agency Météo-France at CAYL station. In previous studies the actual evapotranspiration was estimated from PET by applying a constant coefficient found to respect a multi-year global mass balance (Jacob *et al.*, 2008). However, it could lead to substantial underestimation of evaporation during winters and strong overestimation during summers (up to 70mm) because of water unavailability in the soil. Therefore before 2013 a seasonal coefficient found by the comparison of PET and flux tower AET data from 2013 to 2015 was used.

Gravity measurements

The GWR iGrav gravimeter is a new generation superconducting gravimeter (Warburton *et al.*, 2010). In our case, iGrav #002 was the first deployed iGrav. A superconducting gravimeter (SG) is a relative gravimeter physically based on the magnetic levitation of a sphere (Hinderer *et al.*, 2007). The use of very stable superconducting current allows enhanced precision and long term stability. The drift estimation and the calibration of the SG were performed by comparison with an absolute gravimeter. More details on the drift and the precision of the SG are presented in the processing part of this paper as for such a new instrument, they are critical for data interpretation. One can note that no estimation of the long term drift (> 1 year) is available in previous studies. The absolute gravimeter used in the observatory was Micro-g Lacoste FG5 #228 belonging to national gravity CNRS-INSU facility (<https://gmob.resif.fr>). Compared to the previous-generation superconducting gravimeters, the iGrav has a reduced size and easier installation (2 customers themselves, 3 days). Starting at room temperature with a He-free iGrav, gravity data were obtained less than 3 weeks after the setup (Le Moigne *et al.*, 2011) which is short compared to previous SG and makes it potentially adapted to short term and/or field experiments (Kennedy *et al.*, 2014).

2. SG data processing and performance

Raw SG data is the 1-Hz output voltage needed to keep the sphere at the same position between both coils. SG data processing involves the calibration to convert the output voltage to acceleration, signal processing (classical steps: decimation - steps and gap filling - despiking) and drift correction. Then, the correction of all the non-local hydrological signals (earth and ocean tides, atmospheric pressure impact, non-local hydrology and polar motion) can be achieved to get the acceleration residuals linked to local hydrology. Such a classical processing is briefly presented below and more details can be found in the literature (*e.g.* Hinderer *et al.*, 1991, Hector *et al.*, 2014).

2.1. Drift, Calibration and pre-processing

Pre-processing

SG 1-Hz raw data were first decimated, filtered and gap filled (*e.g.* Hinderer *et al.*, 2007). The most frequent reason of a step in the time series was power failure induced by lightning storms. The distinction between steps and water loading signals can be difficult and corrections are always made by an operator. For the 3 years of measurements, 2 major and 10 minor offsets are corrected for a total of 4000 nm.s⁻². This is a potential major source of errors and could add some additional drift if the correction is biased. Consequently, protection against power surges and outages must be carefully implemented.

Table 1: Calibration between SG 1Hz raw voltage and AG sets (100 drops/set, drop interval: 10s, set interval: 1hour) with the standard deviation of the fit residuals. Very noisy periods (earthquakes) are removed before the calibration (up to a few hours).

Day start time	Duration (days)	Number of sets	Calibration factor (nm/s ² /V)	Standard deviation (nm/s ²)
04/07/2011 10:50	6	144	-894.17 ± 0.96	8.60
25/08/2011 10:15	6.4	153	-895.49 ± 0.79	6.97
06/12/2011 15:30	6.3	150	-895.54 ± 0.86	15.80
20/02/2012 15:15	6	144	-895.94 ± 1.03	7.17
25/03/2013 14:35	2.1	50	-894.65 ± 1.21	5.24
13/06/2013 11:45	5	120	-895.38 ± 0.97	7.30
25/07/2014 09:15	4	96	-893.63 ± 0.86	6.68
02/12/2014 10:35	3	72	-893.74 ± 1.31	14.60

Calibration

The calibration from voltage to acceleration was done using an absolute gravity reference. Voltage change is inversely proportional to the vertical acceleration change (*e.g.* Francis, 1997, Hinderer 1998). In this study a free-fall gravimeter (FG5) was used, measuring average absolute gravity over several tens of drops with a formal error ~10-20 nm.s⁻² (Niebauer *et al.*, 1995). When possible, FG5 measurements were performed over periods longer than 5 days which is optimal to calibrate accurately a SG (Francis *et al.*, 1998). Eight experiments allowed us to determine the calibration factors at the 0.1% level (Table 1). The coefficient is constant as all the calibration factors estimations are consistent (error bars are overlapping) except for the summer 2014. The total amplitude of the DC signal was about 3 V. However, the amplitude of the hydrological signal was much smaller and did not exceed 0.2 V. Consequently, a 0.1% error on the calibration factor will lead to maximum 3 nm.s⁻² error (the effect of 7mm of water) in the gravity signal. The weighted mean of the 8 calibrations was used for the whole time series: -894.8 nm.s⁻².V⁻¹.

Instrumental drift correction

As with all relative gravimeters, superconducting gravimeters drift over time. The amplitude and the linearity of the drift are major concerns for hydrogeological studies (and other long term gravity applications). Yet no estimation of an iGrav long term drift (> 1 year) is available. Smaller than for spring-based gravimeters, SG drift can be constrained by regular absolute. More than 20 absolute FG5 measurements over 3 years (Fig.3) allowed us to evaluate the linear iGrav #002 drift at $45 \text{ nm.s}^{-2}.\text{year}^{-1}$ (equivalent to a loss of about 100 mm of water per year). A higher polynomial order drift did not better fit our data, as expected for only few years of measurements (Van Camp and Francis, 2007). As the drift appears to be stable, only one or two measurements per year with an absolute gravimeter are therefore needed.

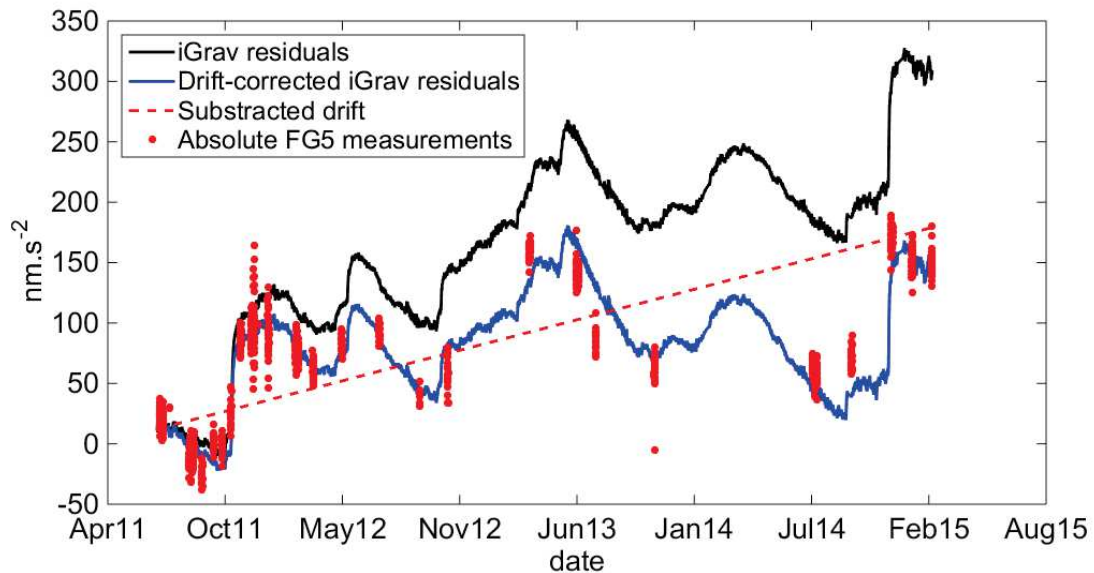


Figure 3: Gravity residuals before (black line) and after drift corrections (blue line). Reference absolute gravity measurements are in red. The drift is $45 \text{ nm.s}^{-2}.\text{year}^{-1}$ (red dotted line) with a standard deviation of 18 nm.s^{-2} .

2.2 Non local hydrological gravity corrections

Non-local loading corrections

Distant loading including the contribution of oceans, the atmosphere and non-local hydrology were corrected. Global loading effects were granted by the Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) loading service (<http://loading.u-strasbg.fr/GGP/index.html>) and calculated using global land-ocean-atmosphere models. Only the 'non-local' parts of these models were removed from gravity signal. The 'non-local' part is defined for a radius larger than 0.25° (~ 20 km) from the site and represents about 15% of the local signal. Over the three studied years,

the non-local differences between different hydrological models were usually less than 1 nm.s^{-2} and always smaller than 5 nm.s^{-2} (12 mm of water). The GLDAS model for hydrology and the MOG2D model for ocean and atmosphere were used, which are detailed in the supplementary material.

Tides and local pressure correction

Gravity tide effects were the largest gravity variations (about 90% of the signal). The frequency-dependent phenomena (solid earth tides, ocean tides) were computed using the ETERNA 3.4 software (Wenzel, 1996) with the KSM03 tidal potentials (Kudryavtsev, 2004). The polar motion contribution was calculated from the International Earth Rotation Center data (<http://www.iers.org>). Local atmospheric pressure effect (within 0.25°) was removed using a linear admittance of $-2.82 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$ found by linear regression. Frequency dependent admittances have been tested without any improvement.

2.3. iGrav performance and noise level

To investigate the noise level, Power Spectral Density (PSD), Seismic Noise Magnitude (SNM, Banka, 1997) and Allan deviation (Allan, 1987) of the gravity residuals were calculated. PSD reveals that the iGrav #002 experiences a noise level of $1 \text{ nm/s}^2/\text{Hz}^{0.5}$ during quiet days (no swell, no earthquake) as expected from the specification of the manufacturer (Warburton *et al.*, 2010). SNM demonstrates the low-noise environment of the GEK among others GGP (Global Geodynamic Project, Hinderer and Crossley, 2004) stations. PSD and SNM processing are presented and discussed further in the supplementary material.

We use the Allan deviation to investigate the stability of the iGrav (Fig.4). During the first few seconds of integration, stability is relatively low (Allan deviation is high) due to high frequency seismic noise. Then stability increases up to 1 nm.s^{-2} after ~ 10 -60 s of averaging times for data including the tidal signals (Fig.4, blue line). For a longer averaging time, the stability of the non-tide-corrected signal decreases again due to the tides effects, up to $\sim 100 \text{ nm.s}^{-2}$ for 6 hours, which is half the period of the semi-diurnal tides. When tides and atmospheric loading are removed (Fig.4, red line) the stability continues to increase, and reaches a maximum of 0.1 nm.s^{-2} after 10^3 seconds of integration. For hydrological applications, a noise level of 1 nm.s^{-2} (2.4 mm of water) is generally sufficient and reached by the integration time of 60s used in the standard SG processing.

Finally, the size reduction and the simplification of the iGrav do not increase noise levels (PSD and SNM similar to other SG), precision and stability relative to older superconducting gravimeters. From the site and the observatory point of view, the low seismic noise level allows studies of small hydrogeological induced gravity variations (less than 1 nm/s^2 or few mm of water) at various time scales. The final accuracy of hydrological gravity residuals do

not depend on iGrav high performances but rather on corrections applied (non-local hydrological signals and offsets).

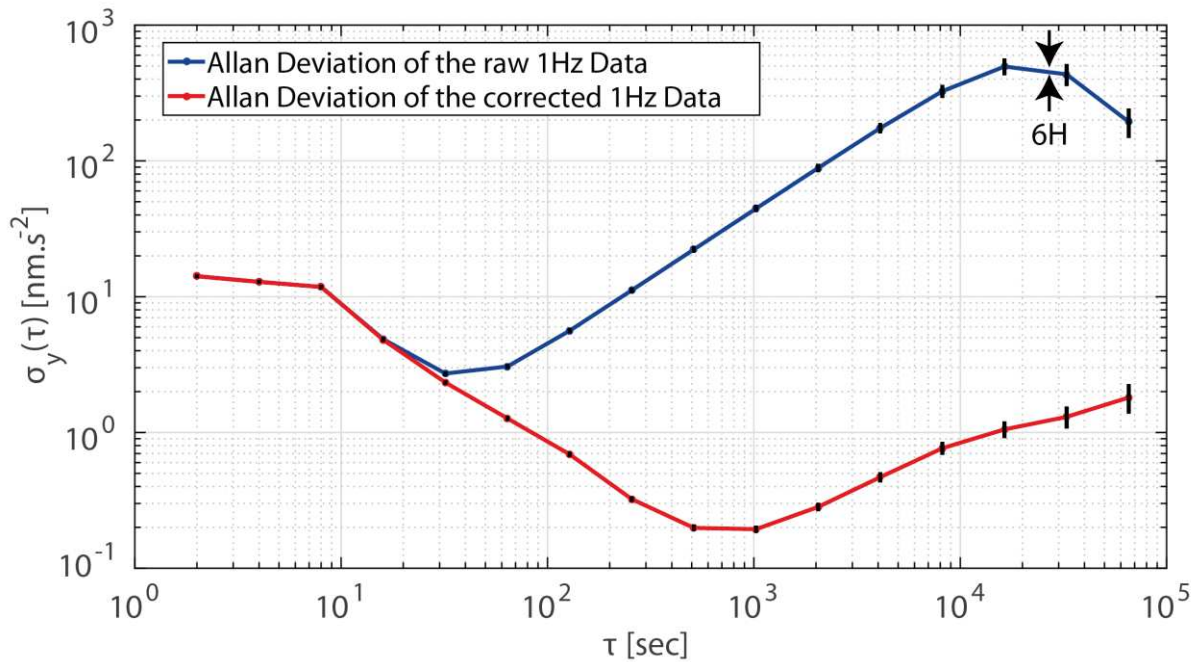


Figure 4: Allan deviation of the 1Hz iGrav data for the two first weeks of august 2014. Allan deviation of the raw data is plotted in red and Allan deviation on igrav data corrected from tides, in blue.

3. Hydrological residuals interpretation

After data processing and corrections, the gravity residuals (Fig. 5) are correlated to water storage changes (WSC): gravity increases after rainy months (autumn and winter) and decreases during the dry season (spring and summer). The equivalent water height change (right axis in Fig. 5a) is commonly defined as the thickness variation of a horizontal infinite water slab which produces the same gravity variation (Bouguer plate equation 1):

$$dh = \frac{dg}{2 \pi \rho_w G} \quad (\text{Eq. 1})$$

With dg the gravity variation (in m.s^{-2}), dh the equivalent water slab thickness (m), ρ_w the density of water (1000 kg.m^{-3}) and G the universal gravitational constant.

Typical precipitation does not exceed 50 mm in a single event but two large precipitation events exceeding 200 mm were measured in October 2011 and in November 2014. Consequences of these intense rainfalls are seen on both gravity data and spring discharge (Fig.5) as a sharp increase and no enhanced gravity decrease afterwards. Usually with an average low flow around $1.2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, the spring discharge can reach then more than $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. The amplitude of gravity variations ($\sim 150 \text{ nm.s}^{-2}$ equivalents to $\sim 360 \text{ mm}$ of water) has the

same order of magnitude as previous gravity studies in the surrounding area (Jacob *et al.*, 2010a, Deville *et al.*, 2012). Evapotranspiration is almost insignificant in autumn and winter. Most evapotranspiration (a few millimeters per days) occurs during spring and summer when right soil water content and meteorological conditions are met.

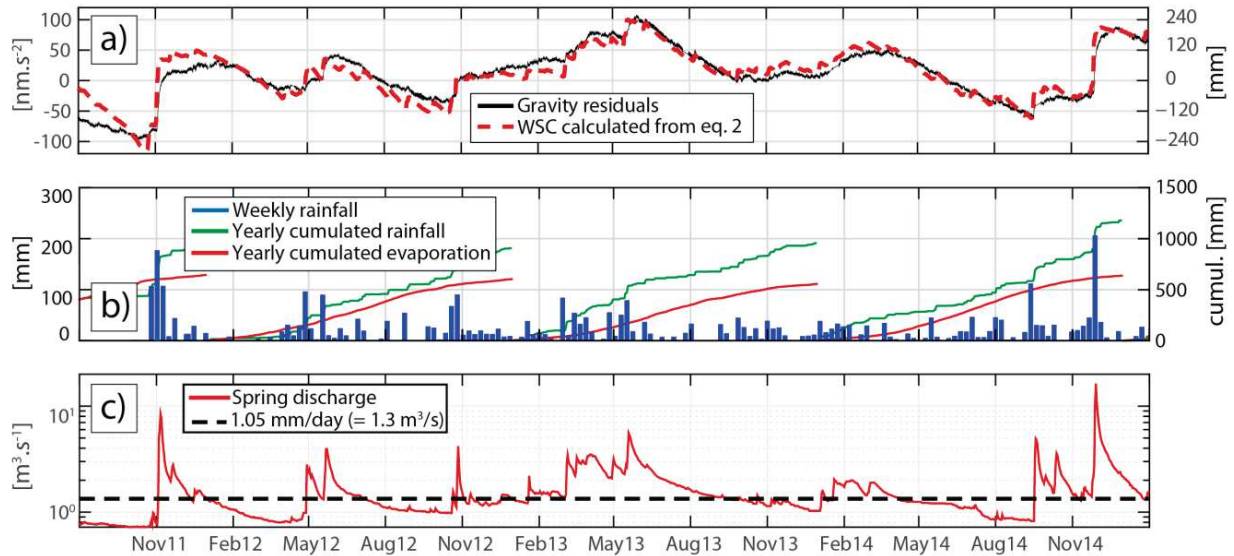


Figure 5: Gravity, meteorological and hydrological observations on the Durzon catchment since May 2011. a) Gravity residuals (black line) and gravity effect of a water balance (red dotted line) from rains, evaporation and constant discharge of 1.05 mm.day^{-1} (see text). The right axis gives the equivalent water height according to eq. 1. b) daily rainfall (blue bars). Yearly cumulative rainfall (green line) and evapotranspiration (red line) are also represented. c) Durzon spring discharge (logarithmic y-axis, red line). The black dotted line represents the constant discharge applied on the mass balance in the top figure, scaled to the whole basin.

3.1 Local mass balance with a constant discharge

As the gravity is sensitive to the local WSC, daily water balances (Eq. 2) were done at the observatory scale:

$$WSC = R - AET - Q \text{ (Eq. 2)}$$

Where WSC is the water storage change, R the rainfall, AET the actual evapo-transpiration and Q the local discharge. Rainfall and actual evapotranspiration are known from surface measurements and WSC was converted from gravity using equation 1. The remaining unknown, the discharge, was therefore adjusted to fit the gravity residuals.

Because WSC is only representative of the area investigated by the gravimeter, the local discharge is not equivalent to the spring discharge. We interpret this discharge as water

leaving the porous epikarst in depth through the fractures of the underlying healthier medium (Jacob *et al.*, 2008). However, the epikarst thickness is unknown and it is therefore not possible to precisely determine the radius investigated by the gravimeter. We expect it to be hundreds of meters maximum as the epikarst is less than 100 m thick (McCulloh, 1965). A constant loss of ~ 1 mm per day fits remarkably the gravity residuals (RMS of $17 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ equivalent to 40 mm of water Fig.5a). Even after moderate or high rainfall, the constant discharge fits the observed gravity. One can also convert the local discharge (Q) in spring discharge by using the area of the whole Durzon basin (110 km^2). Thereby, a value of $1.3 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ is found which is coherent with the average low flow spring discharge (Fig. 5c).

The first analysis of the SG residuals and the water balance evidences also the impact of the accuracy and localness of meteorological measurements. The fit between the local mass balance and SG residuals (Fig. 5a) is better after October 2012 (the RMS is halved, from 23 to $12 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$), when the update of the meteorological data is done (local rain gauges and flux tower AET). From previous studies in the same area, the rainfall is known to be quite homogenous at the basin scale on a yearly basis (Jacob *et al.*, 2009). However, some events have shown significant difference between the new rain gauges and those used previously few kilometers away. Those differences may be compensated at the seasonal cycle scale but the rain spatial heterogeneity is critical for a local study with a high frequency gravity sampling. Concerning evapotranspiration, the use of scaled PET is consistent with the water mass balance at the seasonal cycle scale only. During the end of summer, scaled PET overestimates the actual evapotranspiration: the absence of water in the first meters of the ground limits the evaporation. For studies or experiments working at the event scale or with continuous measurements, accurate and local measurements of meteorological parameters are critical. In the present study, without accurate evapo-transpiration, one could misinterpret the differences between mass balance and gravity measurements as heterogeneities of the karst, fast transfer or non-linear processes.

3.2 'Site effect' and short term gravity response

The previous mass balance provides information on the mean long term discharge. For an interpretation of the gravity residuals at the level of the SG precision, site effects (caused by the building and the surrounding topography) on the gravity should be estimated. Recent studies have shown that it can be significant (Hector *et al.*, 2014, Creutzfeldt, 2010c). For the GEK observatory, the methodology described in Deville *et al.* (2012) is used to compute these effects. Both topography and building mask effects are depth dependent, as the footprint of the gravimeter increases with the distance.

The gravity effect of an infinite horizontal layer of water gives the well-known theoretical admittance of $0.42 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ per mm of water (Eq. 1). In experimental studies, the topography is never flat and the water is distributed over it, leading to a non-horizontal slab. As expected, the quasi-flat site around our observatory (Fig. 2) returns a small topographic effect: it reduces the effect of a Bouguer slab by less than 3% (Fig. 6).

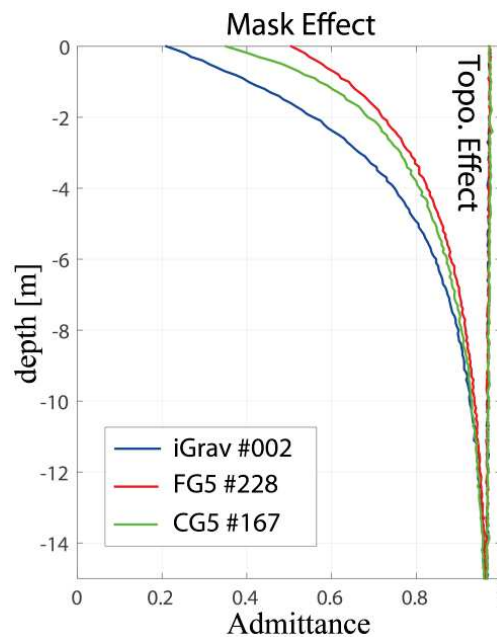


Figure 6: Theoretical effects of the building and topography on the gravity induced by a water layer at different depths. The effect is computed at the FG5 (red), the CG5 (green), and iGrav (blue) sensors position. The admittance of the building mask effect is the ratio between a truncated layer and an infinite layer attraction. The admittance of the topographic effect is the ratio between a layer following the topography and a flat layer. The full site effect is the sum of both effects.

Beside the topographic effect, the building acts as a mask for the rainfall: indeed, the gravimeter is most sensitive to the region directly underneath the building where no water falls. To avoid local concentration (difficult to model), all the water falling on the roof is routed away (100 m, Fig.2) by an underground pipe. The mask effect evaluation is especially needed for high precision and continuous measurements, given that there are measurements during and just after the rainfall. The mask effect is significant for all the possible gravimeters of the observatory (Fig. 6), reducing by 80% the instantaneous effect of rainfall events on the SG data. For the FG5 absolute gravimeter, the mask impact is smaller (40%). The iGrav concrete pillar is indeed located in the center of the building (Fig. 2) and its sensor is closer to the floor (0.35m above the floor for the iGrav against 1.20 m for the FG5). Both characteristics tend to increase the mask effect on the iGrav. For completeness and future studies, the effect on a spring-based relative CG5 gravimeter (same pillar than the FG5, sensor closer to the floor) is also estimated and stands between FG5 and iGrav (Fig. 6).

On the SG signal, the mask effect can be experimentally evaluated after the rainfalls through the ratio between expected gravity variations (Eq.1) and the observed gravity variations. Hours after rain events, the gravity increases are always smaller than the full slab effects (Table 2). During the (dry) following days, the gravity still slowly increases, with the water

infiltrating deeper (Table 2, “Admittance 10 days after”). The admittance between gravity and rainfall is not linear and depends on the soil moisture. In a dry soil (for example October 2011 and September 2014 events), water from the rainfall is stored at shallow depth where the mask effect is important (and the gravity effect reduced). In moist soil conditions (November 2011 and 2014) the gravity increases until the expected full Bouguer effect of the rain. One can note that the Durzon spring flood peaks (due to fast transfer coming from other parts of the basin) are also sensitive to the pre-event soil moisture: the flood peak for a same amount of rain (100 mm) is different for the end of October 2011 and May 2012 (respectively 9 and 4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Fig. 5a). One can note that the mask effect is not necessarily only a drawback. As it depends on the depth, the time to recover the expected gravity value after a rainfall can be used to estimate a vertical groundwater flux.

Table 2: Gravity effect of major rain events. Because of the building mask effect, different responses occur depending on the soil moisture. The admittance is the observed gravity increase divided by the theoretical infinite slab effect, in percent.

Rainfall event	Rainfall amount	Last 2 weeks	Gravity increase	Gravity increase after 10
	[mm] / [nm/s^2]	Rainfall amount [mm]	/ admittance [nm/s^2] / [%]	days / admittance [nm/s^2] / [%]
2011 October 23-28	115 / 48	0	10 / 21	10 / 21
2011 November 3-5	250 / 105	115	61 / 58	88 / 84
2012 April/May 28-1	95 / 40	40	10 / 25	17 / 43
2012 October 19-21	63 / 26	10	7 / 27	10 / 38
2012 October 26	82 / 34	73	17 / 49	31 / 90
2013 March 5-6	82 / 34	0	13 / 36	19 / 55
2013 May 15-19	125 / 52	40	16 / 31	35 / 67
2014 September 16-17	100 / 42	20	18 / 42	23 / 55
2014 November 28-30	205 / 86	80	67 / 78	93 / 108

In summary from gravity variations and local water mass balance, two main points can be addressed: (1) The observatory area is not representative of fast groundwater transfer of the basin (around 15% of the discharge after strong events floods, Pinault *et al.*, 2001). Indeed, when soil moisture is already high, incoming water does not remain in the masked first meters and observed gravity measurements reach an infinite slab effect (minus AET and a slow constant discharge, Fig.5, Table 2). Then no rainwater bypasses the matrix storage: all is stored in subsurface and slowly discharged. (2) The water mass balance performed at the local gravimeter scale may be representative of the slow transfer at the scale of the whole basin. Indeed, the 1 mm per day of depth transfer from the local mass balance scaled by the surface of the Durzon basin (110 km^2) is equivalent to the mean low flows of the spring ($\sim 1.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

4. Conceptual tank models

As a first simplifying approach for modeling the water storage changes in a karst, conceptual tanks model may be used to represent different karst components (*e.g.* Deville *et al.*, 2012 ; Tritz *et al.*, 2011 ; Mazzilli *et al.*, 2012). They can be interpreted later on as different karst compartments. Many tank model setups are possible with different numbers of reservoirs and different connections between them, depending on the system studied and the purpose researched. In classical tanks studies, the karst system is constrained by the spring discharge, and then can only be evaluated at the catchment scale. At the local scale, the lower boundary condition (groundwater flow out of the model) and WSC are in general unknown. With gravity data (and local rain and evaporation data) tanks models can be done at the local scale. One can note that such models were already performed on others sites in the Durzon catchment (AG monthly FG5 measurements, Jacob *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2012) but never with continuous and precise SG time series.

4.1 Models setup

The model of Deville *et al.* (2012) were used, composed of 2 tanks in series and governed by Maillet linear discharge law (Equation 3) depending on water height in the tanks:

$$Q = \frac{1}{T_c} (h - H_t) \quad (Eq. 3)$$

Where Q is the discharge, T_c the characteristic time of the discharge, h the water height in the tank and H_t the threshold height (for the first tank only). Associated gravity variations were calculated from the water height in the two tanks with the Bouguer equation assuming infinite horizontal slabs (Eq.4). However the water heights in the tanks were scaled by coefficients as in Deville *et al.* (2012):

$$g_c = 2\pi\rho_w G (h_1 C_1 + h_2 C_2) \quad (Eq. 4)$$

Where g_c is the computed gravity, ρ_w the density of water, G the universal gravitational constant, h_1 and h_2 the water heights in the first and second tank, and C_1 and C_2 the scaling coefficients of the two tanks. C_1 simulates the mask effect while the C_2 simulates potential lateral water fluxes.

From the direct analysis of the building effect depending on the water depth (Fig. 6), C_1 should range between 0.2 and 1. Small C_1 , high H_t and T_{c1} indicate important and long storage of water near the surface (the first meters). C_1 value close to 1 rather indicates fast infiltration up to a depth with an insignificant mask effect. C_2 value close to 1 indicates no significant

lateral water fluxes and no fast transfer to the spring. The best parameters C_1 , C_2 , T_{c1} , T_{c2} , and H_t are searched with a pseudo Monte-Carlo algorithm (Sambridge, 1999a). The warm-up stage of the model is 8 years before the beginning of the gravity data and the models run with daily steps.

4.2 Models results

Simulations were also done with one tank only (not shown). The best 1-tank simulation had a RMS of $\sim 13 \text{ nm.s}^{-2}$, slightly better than the simple water balance (17 nm.s^{-2}). The characteristic time was found high (340 days), leading to a quasi-constant output flow during the three years of gravity measurements.

With 2 tanks, the RMS decreased by a factor 2, around 6 nm.s^{-2} . The simulated gravity reproduced almost perfectly the observed gravity variations (Fig. 7a). Looking at the parameters of the 2-tanks model calibrated on the full gravity time series (Table 3, first line), the characteristic time was 35 days for the first tank. The optimal threshold height was about 170 mm for the first tank which can be completely emptied by evapotranspiration during long drought like in late summer 2011 (Fig.7c). The non-linearity of the ratio between rain and gravity due to the mask effect and soil moisture was well modeled through the threshold of the first tank: the water flowed into the second tank with a speed related to the pre-event water level in the first tank.

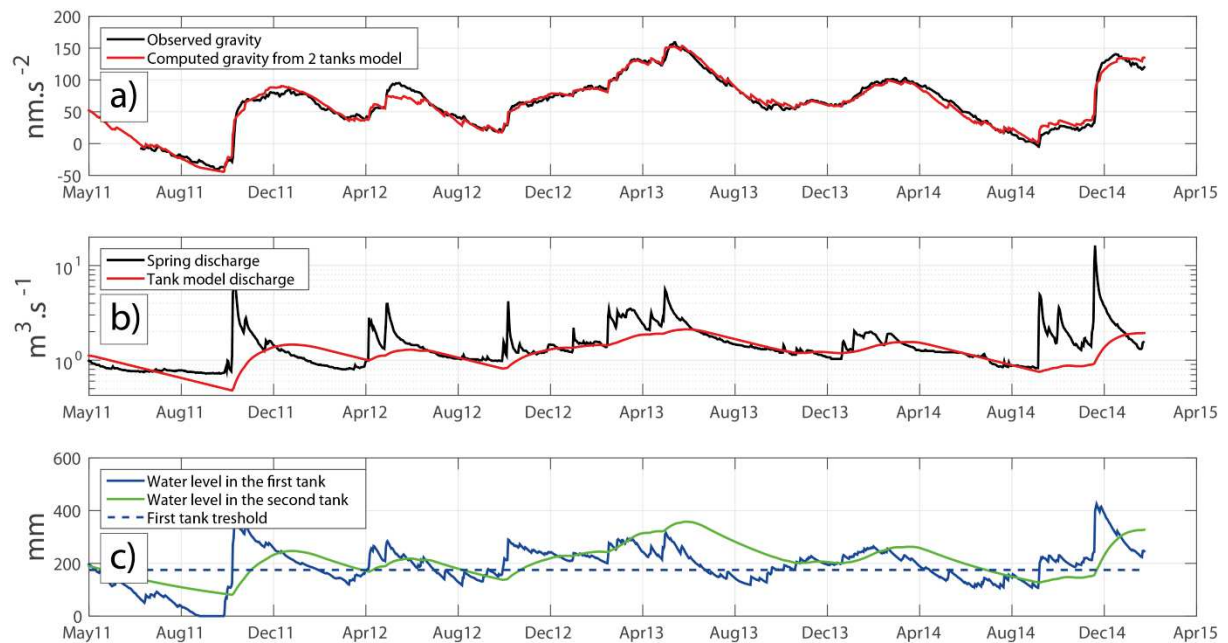


Figure 7: Results of the best two tanks model. a) observed gravity residuals (black), modeled gravity (red). b) (logarithmic y-axis): observed spring discharge (black), modeled discharge scaled by the basin surface (red). c) water height in the first (blue) and second (green) tanks. The dotted blue line represents the threshold of the first tank.

On the contrary, the second tank had a long specific characteristic time of 215 days (Table 3). During the 3 years of gravity data, the discharge from the second tank varied slowly (from 0.8 to 1.2 mm per day). Scaling the local discharge by the basin surface (Fig. 7b), one can remark the fit in amplitude but also in shape with the measured low flows of the Durzon spring, especially after the meteorological data update (Oct. 2012). It supports the assumption made from the previous mass balance with a constant discharge, namely that WSC at the observatory scale are representative of the average low flows of the whole catchment.

Table 3: Parameters of the 2-tanks hydrologic model shown in Fig.7. C_1 and C_2 correspond to the scaling coefficients associated to the upper and the lower reservoirs, T_{c1} and T_{c2} are the characteristic transfer time for the upper and the lower reservoirs, and H_t is the threshold height of the upper reservoir. The errors are estimated by an ensemble inference algorithm (Sambridge, 1999b), developed specifically for the pseudo Monte-Carlo algorithm used (Sambridge, 1999a).

Calibration period	RMS [nm/s ²]	H_t [mm]	T_{c1} [days]	C₁ -	T_{c2} [days]	C₂ -
2011-2015	6.8	174 ± 20	35 ± 12	0.52 ± 0.05	215 ± 80	1.23 ± 0.08
2011-2013	7.3	162 ± 28	38 ± 4.5	0.53 ± 0.05	348 ± 60	1.14 ± 0.11
2013-2015	5.8	157 ± 22	16 ± 4.8	0.53 ± 0.03	293 ± 35	1.16 ± 0.06

The added-value after 2013 of AET from flux tower measurements and the new rain gauges was not the quality of the fit. The number of parameters was large enough to fit the observed gravity even with a poor accuracy on AET or precipitation. For example, the overestimation of the evapotranspiration was compensated during the 2011 drought by emptying the first tank (Fig.7c). To evaluate the impact of the AET and precipitation accuracy, the time series was split in two parts: before and after 2013. The models then ran separately on each part. The parameters found (Table 3) were quite similar for both periods, except for the first tank characteristic time, which was higher before 2013. Actually, a large first tank characteristic time tends to compensate AET and rain amounts error. By keeping water in the first tank for a long duration (the gravitational effect of which is reduced by 50 percent by the mask effect), the errors in evapotranspiration (underestimation during winter and overestimation during summer) were delayed and compensated by the next rains. One can also note that the high second tank characteristic time was better constrained using only 2013-2015, however the added value of accurate meteorological measurements is rather to allow convergence towards more realistic parameters than to reduce the misfit between observed and simulated gravity changes.

5. Discussion

5.1 Hydrogeological interpretation

Considering that the parameters estimated with the SG dataset are well constrained, one can try to interpret the different tanks as karst reservoirs and the parameters as hydrological processes. The first tank could represent the soil (and a high weathered dolomite zone) whose thickness can be obtained from the estimated value of C_1 (0.53) and the expected magnitude of the masking effect: from Fig. 6, an admittance of 0.53 corresponds to the mean value from the surface to 4.5 m depth. We use here the parameters found on the period 2013-2015 (Table 3, last line) as this tank is connected to the surface and very sensitive to meteorological data. Then, the mean groundwater velocity through the soil can be estimated at 0.28 m.day^{-1} from this depth (4.5 m) and the characteristic time of the first tank (T_{c1} , 16 days). Indeed, most of the rain water (two thirds of the amount above the threshold, Eq.3) is transferred into the second reservoir after this time. One can also obtain a minimum soil porosity of 9% by dividing the maximum water height in the first tank (400 mm, Fig. 7c) by the soil thickness (4.5 m). This is in accordance with the porosity estimated from dolomite samples standing around 10% (Jacob *et al.*, 2009).

The building mask effect (C_1) and the first reservoir threshold (H_{t1}) allow the modeling of the non-linearity between gravity and rainfall, taking into account the previous precipitations amount and the soil thickness. When the pre-event soil moisture content is high (significantly above the threshold as in November 2011 and November 2014), the incoming water acts as a piston and increases water storage at greater depth with a reduced mask effect. Such a piston effect is one source of non-linearity of the karstic flow and is clearly seen on the whole Durzon hydro-system from chemical analysis (Pinault *et al.*, 2001).

As in Jacob *et al.* (2008), we associate the second tank with the epikarst reservoir. The Durzon catchment epikarst is known to be a significant reservoir with long residence time which indicates preferential water storage in the dolomite matrix porosity. In previous geological and geophysical studies (Ricard and Bakalowicz, 1996; Deville *et al.*, 2012; Jacob *et al.*, 2009), high transfer times are found in the south of the catchment and close to temporary lakes. The parameters obtained at the GEK site are comparable to those estimated by Deville *et al.* (2012) especially for the southern AG site (SALV) whereas the observatory is in the northern part close to the Durzon spring.

The fit between observed and computed gravity in all the models (mass balance and tanks) strongly supports the assumption of a homogeneous epikarst at the gravimeter scale as water storage heterogeneities would change the relation with gravity (Eq. 1). The local WSC at the observatory scale is representative of the average low flow discharge at the basin scale. The Durzon low flow in summer is probably only supported by the slow discharge from the epikarst. Fast water transfer could occur on specific geomorphological units such as sinkholes or trough piston-type fast flow as hypothesized by Ricard and Bakalowicz (1996) from hydrochemistry observations.

However, it states water budget incoherence: scaling by a basin surface of 110 km², the modeled flow reaches only 85% of the total measured spring discharge over the three years. To close the water budget at the basin scale, three hypotheses can be proposed: (1) additional runoff which is unlikely as no significant runoff is observed on the whole Durzon area. (2) The mean annual rainfall and evapotranspiration measured at the observatory are not representative of the mean precipitation of the whole Durzon basin. (3) The estimated area of the Durzon basin is larger (at least during high precipitation event) than the 110 km² found in previous studies (Tritz *et al.*, 2011, Mazzilli *et al.*, 2012). An extension of Durzon area of 20 km² up to 130 km² is sufficient to close the water mass balance.

5.2 Advantages of SG continuous time series

The added value of a continuous SG sampling was also evaluated and compared to a synthetic AG dataset. The existing AG measurements (used for drift and calibration, Fig.3) were completed by few virtual data (SG gravity values with a random noise up to +/- 20 nm/s²) where there were gaps. One can note that such a real and dense AG dataset is time consuming and dependent of the availability of the few existing AGs.

One surprising result (in a karstic system) is the complete absence of fast transfer. We have investigated models with possibility of fast transfer by adding a fast circuit in parallel of the second tank, as in Fleury *et al.* (2007). The partitioning coefficient X used to share the output of the first tank was searched between 0 (all the water goes in the slow tank) and 1 (all in the fast circuit). On the simulated absolute gravity observations, mass losses due to fast transfer can be artificially and completely compensated by increasing the scaling coefficient C_2 . Then C_2 is limited to 1 in order to prevent trade-off between C_2 and X . This choice was motivated by the fact that no lateral transfer is expected and no others reasonable hypotheses can explain an overshoot of the Bouguer effect ($C_2 > 1$, Eq.4).

Despite the precaution to constrain C_2 to 1, the lack of continuity and precision of AG data allows fast transfer up to 15% of the rainfall amounts without any RMS degradation (15 nm.s⁻², Fig. 8a). As stated by Jacob *et al.* (2010), monthly AG dataset cannot discriminate between different tank models configurations. On the contrary simulated gravity from models with significant fast direct transfer to the spring never fits the SG time series. One can note that 15% is also the estimated part of fast transfer on the whole basin (Pinault *et al.*, 2001). Then it reproduces better the flood peaks while being less representative of the base-flow (red line, Fig.8b). Quantification of fast groundwater transfer is necessary for groundwater resources vulnerability studies yet with only AG data available the choice of the modeled processes is arbitrary. SG precise and continuous data, along with local rainfall and precise actual ET, allows quantifying each type of transfer (fast and slow). Therefore, benefits of the continuous dataset are more fundamental than only the reduction in parameter uncertainty and dynamics in the first meters beneath the surface.

Previous studies on the Durzon catchment from AG dataset (Jacob *et al.*, 2008 and Deville *et al.*, 2012) focus only on slow transfer models because of that impossibility to discriminate one model among others with AG data only. However time-laps microgravity maps (Jacob *et al.*, 2010a) show heterogeneous storage on the basin. With the SG, we confirm the high storage expected around the GEK. It would be interesting to move the iGrav where smaller storage is expected from the time-laps microgravity maps to investigate the fast transfers.

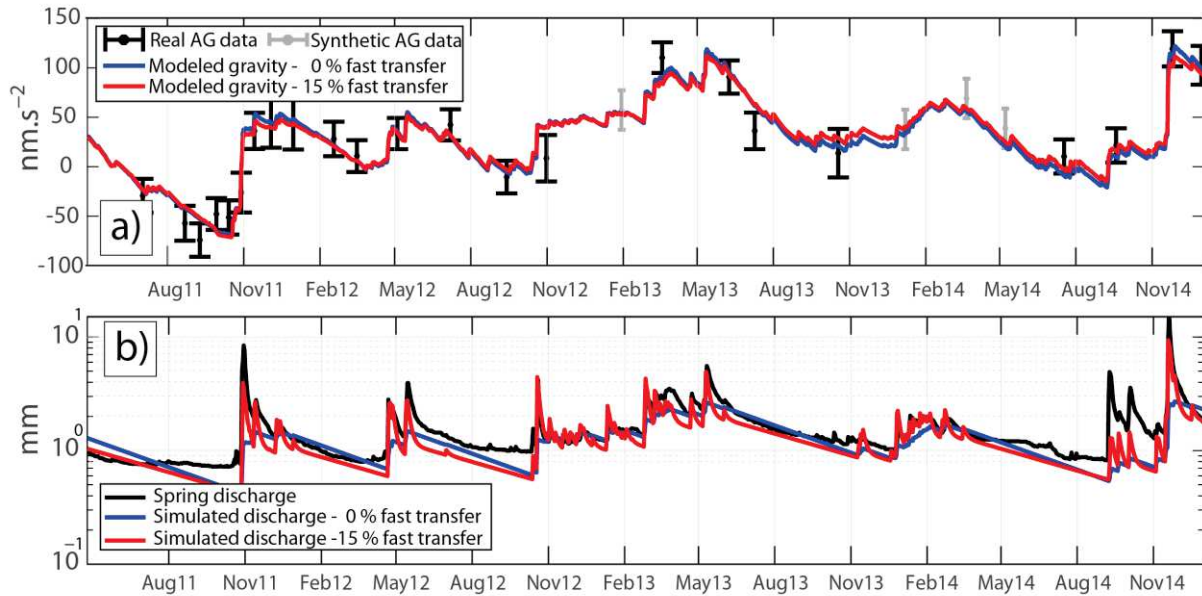


Figure 8: Results of tanks model calibrated by AG dataset. a) FG5 measurement (black point) and synthetic AG measurement (grey point) with error bars (set to $\pm 20 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ for synthetic data). The blue line represents the gravity computed from the model without fast transfer. The red line represents the gravity computed from a model where 15% of the first tank discharge goes directly to the spring. b) scaled (by 110 km^2) discharge of the models with (red line) and without (blue line) the 15% of fast transfer. The Durzon spring discharge is represented by the black line.

6. Perspective of assimilation in physical models

Examples on the use of gravity data for physical models calibration are few (especially in the unsaturated zone) and the impact on parameters estimation is not demonstrated in all cases. Most of the studies including gravity measurements (including synthetic gravity dataset) have been done during pumping test (Damiata and Lee, 2006; Blainey, Ferré, and Cordova, 2007; Herckenrath *et al.*, 2012) or focusing on the saturated zone (Piccolroaz *et al.*, 2015).

Calibration of physical models with gravity data in karstic hydrosystems is challenging as fast and slow flows are generally present. The previous conceptual models have demonstrated that the epikarst surrounding the observatory, albeit heterogeneous at the local borehole scale, is seen homogeneous for a gravimeter. The epikarst hydrology at the observatory scale ($\sim 100 \text{ m}$)

appears to be a slow and uniform vertical flow, and a quasi-constant deep output. Therefore the system can be considered, at least at the gravity scale, as a classic porous media and physical models based on the Richards equation for flows in unsaturated media (Richards, 1931) may apply.

To constrain physical models, complementary and depth-dependent observables will be needed as gravity lacks of depth resolution. Water table depth variations from boreholes when available (perched aquifers or base level) could be used. But they are representatives of an unknown scale and of different processes (lateral fluxes in saturated aquifers). Ambient seismic noise monitoring, sensitive to water saturation and frequency depth-dependent, is currently tested as it is complementary to the water content gravity information while having a large investigating scale. Time lapse electrical resistivity tomography is another potential complementary depth sensitive observation.

Conclusions

In the study, 3 years of continuous gravity data from a superconducting gravimeter were used to characterize the precision and the stability of the GWR iGrav a new generation of gravimeter. Noise level and a small $45 \text{ nm.s}^{-2}.\text{year}^{-1}$ drift were carefully determined. The SG and the observatory site provide well suited measurements for hydrological investigations at various time scales. The interpretation of the SG residuals with the help of accurate meteorological measurements (local precipitation and actual evapotranspiration from a flux tower) has clearly demonstrated hydrological induced gravity variations. The GEK observatory is located in a complex karstic system in a Mediterranean climate where water quantity and quality management is a challenge. Local gravity-data driven simulation of the mass balance taking into account the site effects allowed quantifying water transfer types and storage in the soil and in the epikarst. The dolomites around the observatory were found homogeneous with insignificant fast transfer to the spring even during high precipitation events. Such an unambiguous characterization of the type of transfer was not possible from AG data only. Consequently, assimilation of the iGrav time series in 1D physical model is possible. Gravity alone cannot constrain the model and complementary observations at the same scale of investigations are needed. To spatially extend the conclusions obtained at the observatory, the iGrav should be moved away from the GEK in a field enclosure. Because the area appeared to be representative only of the slow transfer of the basin, the iGrav could be settled in the near future in an area where fast transfer is expected.

Acknowledgments

This work was funded by the OSU OREME (under administrative supervision of the Institut National des Sciences de l'Univers, CNRS-INSU), the SNO H+ (CNRS-INSU) and the HydroKarst G² project of the French Agence Nationale de la Recherche (ANR). CNRS-INSU

and the Languedoc-Roussillon region have provided significant financial support for the acquisition of the GWR iGrav superconducting gravimeter. The FG5 gravity measurements were performed thanks to CNRS-INSU national facility RESIF-GMOB. We would like to thank all the people who helped in the installation of the GEK observatory, especially P. Vernant, P. Collard, E. Doerflinger and M. Bonno. We also would like to express our gratitude toward F. Grosbeau, J. Fabre and O. Lobry for the data transfer. Finally, we would like to acknowledge J.-P. Boy for computing the global hydrological effects, and the Hospitalet-du-Larzac municipality for its help.

All the measurements from the observatory are freely available through the online database of the SNO H+ and the OSU OREME: <http://data.oreme.org/gek/home> and <http://hplus.ore.fr>.

4. Compléments à la publication

4.1. Synthèse de la publication

4.1.1. Synthèse des observations directes

Après la correction des effets d'origine non-hydrologique, le signal gravimétrique résiduel a montré une très forte corrélation avec l'hydrologie. Sur un site karstique hétérogène, une simulation journalière des variations de stock en considérant un débit local constant (simple bilan de masse : variations de stock = pluie – évapotranspiration – une constante) reproduit le signal SG avec un très bon accord lorsque l'on applique la formule d'un plateau de Bouguer (écart-type de 17 nm.s^{-2} soit 40 mm en lame d'eau équivalente). Cela nous a permis de tirer plusieurs conclusions :

- 1) L'épikarst est homogène à l'échelle de la gravimétrie malgré la forte hétérogénéité locale révélée par les forages. Ce point est confirmé par l'adéquation entre l'effet d'un plateau de Bouguer et le signal mesuré. Le rayon d'intégration du gravimètre est suffisant et le potentiel du gravimètre supraconducteur est avéré pour l'étude de cet épikarst à l'échelle de la parcelle, échelle où les mesures représentatives manquent en milieu karstique (cf. chapitre 3).
- 2) Il y a une absence totale de transfert rapide sur ce site au vu de l'accord entre les variations gravimétriques mesurées et le bilan de masse avec un débit constant. Cet accord se fait à la fois sur le long terme et sur le court terme, y compris après un événement pluvieux intense lorsque l'on tient compte du masque du bâtiment. Le stockage est majoritaire dans l'épikarst pour ce site, ce qui confirme les suppositions avancées par Ricard et Bakalowicz (1996), Jacob *et al.* (2008, 2009, 2010a), Deville (2013) et d'autres qui voient l'épikarst dolomitique bathonien comme un réservoir majeur. Une conclusion de la thèse de Jacob (2009) était d'ailleurs que « *des mesures quasi-continues des variations de g se révéleront intéressantes : elles permettront de confirmer ou d'infirmer la modélisation faite dans cette thèse. Par exemple, les phénomènes 'rapides' relatifs au fonctionnement karstique seront alors accessibles. Dans cette optique, l'installation d'un gravimètre supraconducteur sur le Larzac dans le cadre du futur observatoire (OSU OREME) est prévue dans le futur proche.* ». C'est chose faite, bien que l'on accède plutôt à l'absence de phénomènes rapides mais pour la première fois avec une quantification aussi précise. Les profils géophysiques (sismiques et électriques) de Valois (2011) avaient pourtant mis en évidence des couloirs de dolomie altérée en sub-surface sur le site dont l'une des hypothèses était qu'ils jouent le rôle de drains rapides vers la zone d'infiltration.
- 3) La publication met en évidence l'importance des données météorologiques précises et locales. La précision du supraconducteur est telle que la précision des données météorologiques classiques devient un facteur limitant l'interprétation. L'utilisation des données d'évapotranspiration de la tour de flux à la place de l'estimation de

l'évapotranspiration potentielle pondérée (Jacob *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2012) améliore grandement le bilan de masse et affine les conclusions quant à la présence ou non de transfert rapide.

- 4) La non-linéarité de la réponse gravimétrique aux précipitations, liée à l'effet de masque du bâtiment, traduit une dépendance vis-à-vis de l'état du sol avant la pluie. Avec le temps de recouvrement du masque, cela permet d'estimer des propriétés simples comme la vitesse d'infiltration moyenne dans les premiers mètres.
- 5) Le bilan de masse sur la période totale à l'échelle de la parcelle du GEK et à l'échelle du bassin n'est pas bouclé si l'on considère un bassin de 110 km². Soit les pluies et évaporations mesurées au GEK ne sont pas représentatives du bassin, soit celui-ci est plus grand (130 km² nécessaires).

4.1.2. Synthèse des modèles à réservoirs

Les modèles à réservoirs sont fréquemment utilisés en hydrologie karstique. A l'aide de plusieurs réservoirs en cascade, ces modèles reproduisent le débit de la source et permettent d'estimer le fonctionnement voire les contributions des différents compartiments du karst à l'échelle du bassin dans son ensemble (*cf.* chapitre 3.2.1).

Avec la gravimétrie ces modèles ont permis d'estimer, à l'échelle locale cette fois, certains paramètres de l'épikarst (Jacob *et al.*, 2008 ; Deville *et al.*, 2012). Au travers de ces modèles c'est le stock en eau local que l'on cherche à reproduire et non plus le débit. Des modèles simples nous ont permis de montrer que:

- (1) Le fonctionnement de cet épikarst peut se modéliser avec un seul réservoir ayant un très long temps de vidange donc un long temps de résidence de l'eau, comme le montrent aussi des mesures chimiques à la source (De Montety, communication personnelle). Un deuxième réservoir n'est utile que pour reproduire l'effet de masque du bâtiment induisant la non-linéarité entre gravimétrie et précipitations, soit les réponses à court-terme.
- (2) Le débit local peut être interprété comme la localisation de l'eau dans les fractures de la zone d'infiltration. Le débit quasi-constant traduit un phénomène de goulot d'étranglement : le débit est limité par la perméabilité des fractures de la zone d'infiltration et non pas par le stock de l'épikarst. Le contraste de perméabilité est à l'origine des nappes perchées fréquentes dans l'épikarst (Williams, 2008).
- (3) La précision et la continuité du signal gravimétrique permettent de discriminer entre plusieurs configurations de modèles à réservoirs et notamment d'exclure ceux impliquant du transfert rapide. Ce point, très important quand on regarde l'étude avec un objectif de protection de l'aquifère, ne pouvait pas être confirmé avec des mesures CG5 ou FG5 à cause des équivalences entre masque du bâtiment et transfert

rapide au vu de la précision de ces instruments et à la fréquence des campagnes de mesures.

- (4) Mis à l'échelle du bassin, le débit local des modèles réservoirs semble fortement représenter le débit de tarissement de la source. L'hypothèse sous-jacente est que les basses eaux du Durzon sont uniquement soutenues par l'eau épikarstique. Cela contredit les conclusions de Plagnes (1997) qui dit, à partir d'analyses géochimiques (p256), que l'épikarst n'alimente pas la zone noyée pendant les périodes de basses eaux. Cependant Jacob (2009) a relevé l'incohérence de cette affirmation avec d'autres propos tenus dans les pages précédentes (Plagnes, 1997, p240). Ces propos disent que la géochimie des eaux de la source ne permet pas de discriminer où s'opère le stockage de l'eau. Un débit uniquement épikarstique lors des basses-eaux sous-entend que les réseaux noyés auraient essentiellement un fonctionnement « trop-plein », logique pour une source vaclusienne : l'eau qui s'infiltré depuis l'épikarst et qui atteint la zone phréatique fait piston et fait ressortir la même quantité d'eau à la source. Ce mécanisme pourrait expliquer l'incohérence géochimique qui ne voit pas la signature de l'épikarst dolomitique (Mg) dans l'eau de l'étiage : les réseaux noyés, sous le niveau de la source, sont en effet dans les calcaires du Bajocien. Cela expliquerait aussi les temps de résidence plus longs estimés par la géochimie dans l'eau de la source lors des crues (De Montety, communication personnelle).

4.2. Modèles à réservoirs supplémentaires

Deux autres modèles à réservoirs sont présentés ici pour exploiter l'effet de masque du bâtiment et pour vérifier la représentativité du site à l'échelle du bassin en ce qui concerne le transfert lent.

4.2.1. Réservoir « index de pluies »

L'écrantage de la pluie par le bâtiment est en général considéré comme un effet indésirable sur les mesures gravimétriques. Il induit une corrélation entre les paramètres, notamment sur le karst où des mesures trop ponctuelles (mensuelles) ne permettent pas de distinguer cet effet de masque du transfert rapide. Avec les mesures précises et continues du gravimètre supraconducteur continu, il présente toutefois l'avantage de permettre l'estimation des paramètres de la proche surface, *via* le temps de recouvrement d'un effet de plateau. Il peut remplacer ainsi en partie et à plus grande échelle les sondes d'humidité.

Un modèle que l'on appellera modèle « index de pluie » est présenté ici (Figure 7.2). Il a été spécialement développé pour rechercher **directement** les paramètres de la proche surface en utilisant l'effet de masque.

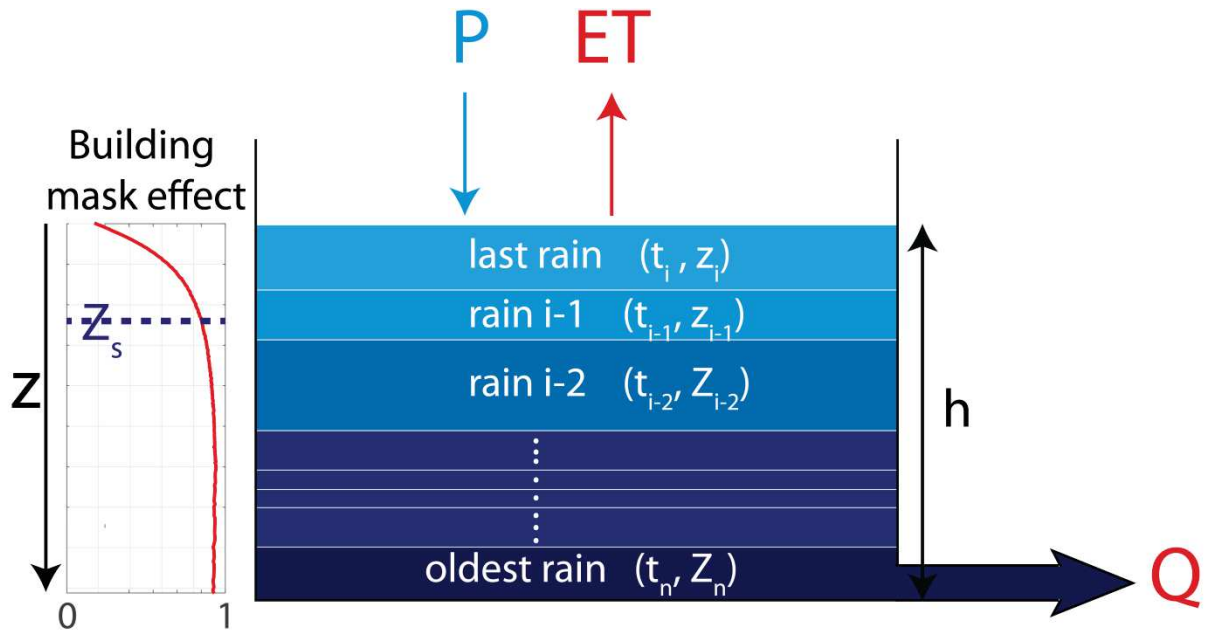


Figure 7.2 : Modèle type « index de pluies ».

Dans ce modèle, chaque pluie est considérée comme une lame d'eau indépendante s'infiltrant dans le sol à une vitesse V constante. La gravité simulée g_{sim} est la somme des effets de plateau de ces pluies, pondérés par l'effet de masque du bâtiment à la profondeur de chacune :

$$g_{sim}(t) = \sum_i 2\pi\rho_w G h_i(t)z_i(t)C_i(t) \quad (7-5)$$

Avec h_i la lame d'eau d'une pluie i tombée au jour t_i (ou ce qu'il en reste). A chacune de ces pluies est attribuée une profondeur z_i :

$$z_i(t) = V(t - t_i) \quad (7-6)$$

C_i est l'effet de masque calculé à la profondeur z_i , d'après le modèle direct présenté dans la publication précédente et au chapitre 5.2.3.

Pour reproduire la dépendance à l'état du sol et l'effet de piston, deux nouveaux paramètres ont été ajoutés : la capacité h_{max} et la profondeur du sol Z_s . La condition suivante est ainsi ajoutée au modèle : la hauteur d'eau entre la surface et Z_s ne peut pas dépasser h_{max} . Toute l'eau en excès va faire piston sur les pluies précédentes de manière à ce qu'une même quantité d'eau passe sous la profondeur Z_s .

$$Q = \frac{1}{T_c}(h - H_t) \quad (7-7)$$

Le débit du réservoir est une loi de Maillet linéaire (Maillet, 1905, Eq. 7-7 ci-dessus). L'évapotranspiration est retranchée des pluies les plus récentes et superficielles tandis que le débit local réduit les pluies les plus anciennes. L'optimisation des paramètres (Table 7.1)

se fait toujours avec le code de Sambridge (2009a) sur l'erreur RMS entre gravité observée et simulée. Plusieurs sessions sont lancées en parallèles avec un échantillonnage initial différent pour éviter les minima locaux.

T_c [j]	V [m.j ⁻¹]	S_{max} [mm]	Z_{sol} [m]
1 - 500	0 - 3	1 - 500	1 - 10

Table 7.1 : Gamme d'exploration des paramètres pour le modèle type « index de pluies » .

Les résultats reproduisent bien la gravimétrie observée (Figure 7.3), avec une RMS de 9.6 nm.s^{-2} , entre les RMS des modèles à un réservoir (RMS = 13.6 nm.s^{-2}) et à deux réservoirs (RMS = 6 nm.s^{-2}) présentés dans l'article et utilisant un masque constant. En effet, ce modèle à un seul réservoir avec une vitesse d'infiltration constante n'a pas la possibilité de retenir l'eau en proche surface, comme peut le faire le premier réservoir d'un modèle en série. Ainsi, les réponses des pluies moyennes d'avril 2013 ne sont pas bien reproduites. Ce sont les recouvrements des forts évènements de novembre 2011 et 2014 (Figure 7.3, cadres bleus) qui vont surtout contraindre les paramètres du modèle (Figure 7.4).

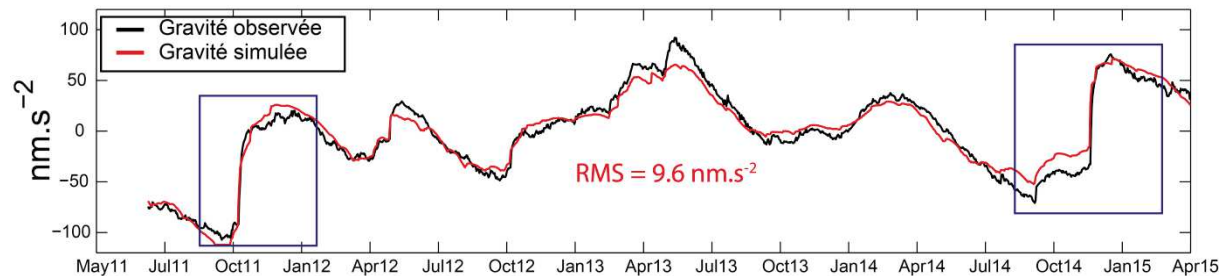


Figure 7.3 : Gravimétrie observée (trait noir) et simulée (rouge) avec le modèle à index de pluies.

Le temps de vidange est relativement bien contraint, autour de 320 jours (Figure 7.4). La vitesse d'infiltration dans les premiers mètres (seule zone sensible à l'effet de masque) est également bien contrainte autour de 12 cm.j^{-1} . L'épaisseur et la capacité du sol sont moins bien contraintes et montrent une forte corrélation. Ces deux paramètres oscillent entre deux minima : 150 et 200 mm pour la capacité et 2 ou 8 m pour l'épaisseur. Ces paramètres sont tout à fait comparables à ceux déduits des modèles à deux réservoirs de l'article, à savoir 150 mm de capacité, 4 m de sol, et une vitesse d'infiltration dans les premiers mètres de l'ordre de 25 cm.j^{-1} . En considérant un sol de 2 m et un stock de 200 mm, on peut également en déduire une porosité de 10%, identique à celle observée le long du forage carotté SC1.

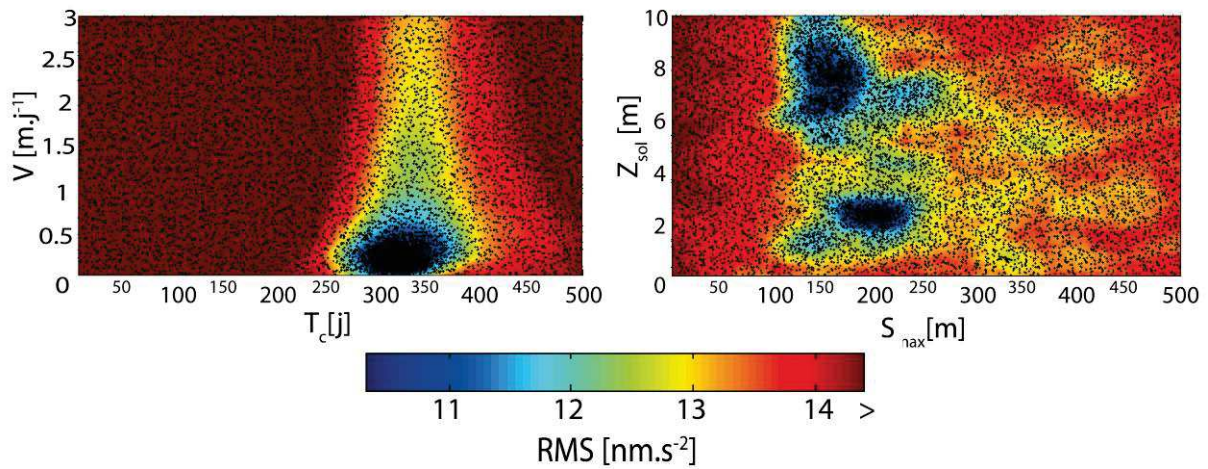


Figure 7.4 : Corrélation entre les paramètres. Chaque point noir représente un modèle direct.

Ce type de modèle peut donc être particulièrement adapté (sous réserve de l'homogénéité et l'absence de redistribution latérale) pour se servir de l'effet de masque du bâtiment, qui n'est alors plus considéré comme uniquement négatif. Des paramètres physiques tels que la vitesse d'infiltration moyenne dans les premiers mètres et l'épaisseur du sol peuvent ainsi être directement obtenus.

4.2.2. Modèles à l'échelle du bassin

Un des résultats surprenants de la publication est la représentativité que semble avoir le débit local épikarstique au niveau du GEK sur le débit total du bassin pris au niveau de la seule source du Durzon. Cependant, si la parcelle du GEK est représentative du débit lent du bassin, un autre résultat de l'article est l'absence totale de transfert rapide sur le site.

Conceptuellement, on peut imaginer un modèle binaire séparant le système du Durzon en deux unités distinctes : une ayant uniquement une contribution lente et une ayant uniquement une contribution rapide : cela revient à faire le modèle « Vensim » de Fleury (2005) où l'eau d'un premier réservoir se partage suivant un coefficient X entre deux réservoirs. Ces modèles ne sont pas les plus sophistiqués qui aient été appliqués pour reproduire le débit du Durzon : Tritz *et al.* (2011) obtiennent de meilleurs résultats avec une fonction d'hystérésis sur le transfert rapide et des sources secondaires. Cependant de telles sources ne sont pas avérées sur le bassin. L'intégration de la gravimétrie dans des modèles reproduisant le débit à la source a pour objectifs :

- (1) de vérifier si le site de l'observatoire est bien représentatif du débit lent à l'échelle du bassin ;

(2) de voir si l'ajout de la gravimétrie aide à contraindre les paramètres des modèles. Mazzilli *et al.* (2013) ont conclu que l'inclusion de mesures gravimétriques ponctuelles (mesures FG5 de Jacob *et al.*, 2008) dans des modèles à réservoirs au Durzon n'aide en rien leur calibration. L'une des raisons possibles avancées par les auteurs est la précision et le faible échantillonnage temporel des mesures gravimétriques. C'est ce point que l'on vérifie ici avec le suivi gravimétrique plus précis et continu de l'iGrav.

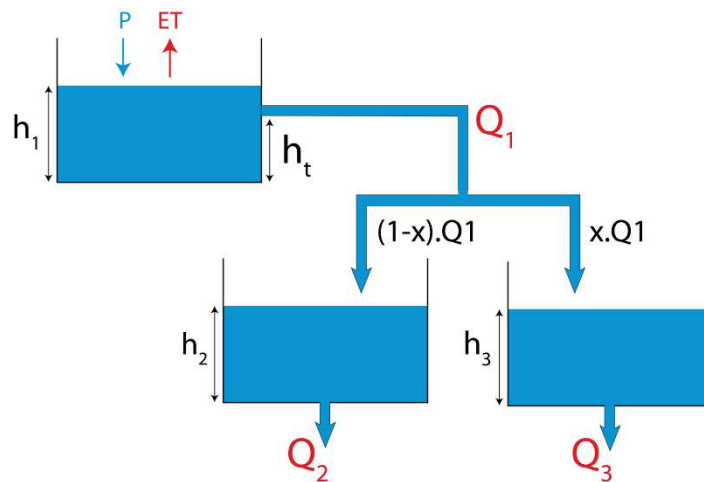


Figure 7.5 : Structure et notation du modèle à réservoir de Fleury (2005), aussi appelé modèle « Vensim ».

Dans ce modèle (Figure 7.5), on recalcule la gravité et le débit à l'échelle de la source comme suit :

$$g_{sim} = 2\pi\rho_w G (h_1 C_1 + h_2) \quad (7-8)$$

$$Q_{sim} = (Q_2 + Q_3) * S_{Durzon} \quad (7-9)$$

Avec C_1 le coefficient lié au masque du bâtiment (voir parties précédentes) et h_1 et h_2 les hauteurs dans les réservoirs 1 et 2. Q_2 et Q_3 sont les débits des réservoirs 2 et 3, et S la surface du bassin d'alimentation. La gravimétrie n'est calculée que sur les hauteurs d'eau des réservoirs 1 et 2, représentant le sol et l'épikarst que l'on suppose représentatif du débit lent de l'ensemble du bassin, au contraire du réservoir 3 qui représente le transfert rapide.

L'optimisation se fait avec l'algorithme de voisinage de Sambridge (2009a) et la fonction coût est le KGE (*cf.* section 2.2 de ce chapitre). La période de chauffe commence en janvier 2004 et la calibration débute en juillet 2011 avec l'installation de l'iGrav. Dans cette expérience, le KGE global est la moyenne des KGE calculés sur le signal gravimétrique et sur le débit. Les paramètres recherchés sont listés dans la Table 7.2.

	Ht ₁ [mm]	C -	T _{c1} [j]	T _{c2} [j]	T _{c3} [j]	x -	S Km ²
Gamme recherchée	0 - 500	0-1	1 - 100	1 - 750	1 - 500	0 - 1	70 - 150
Débit seul	190	-	2	260	5	0.21	125
Débit + gravimétrie	230	0.8	1	306	4	0.19	128

Table 7.2 : Gamme d'exploration des paramètres et résultats pour une optimisation sur le débit à la source uniquement ou à la fois sur le débit et la gravimétrie.

La Figure 7.6 montre les résultats lorsque l'on optimise le modèle pour ne reproduire que le débit de la source du Durzon (courbe rouge) ou à la fois le débit de la source et la gravimétrie au GEK (courbe bleue). Dans les deux cas, les signaux mesurés et observés, que ce soit le débit ou la gravimétrie, sont aussi bien reproduits et les paramètres obtenus sont très proches (Table 7.2). Hormis les paramètres du premier réservoir, qui influencent relativement peu la gravimétrie (seulement la réponse à court terme), seul le temps caractéristique du second réservoir est critique à la fois pour la gravimétrie et pour le débit à la source. Le réservoir 3 ne sert qu'à la reproduction des pics de crues de la source.

Aucune amélioration sur les incertitudes des paramètres estimés n'a été observée, ce qui rejoint les conclusions de Mazzilli *et al.* (2013). Néanmoins la gravimétrie s'insère parfaitement au modèle sans dégrader le débit à la source (KGE de 0.89 au lieu de 0.90). En inversant le débit seul, les variations de hauteur d'eau dans les deux réservoirs sol et épikarst (1 et 2) correspondent aux variations gravimétriques observées au GEK (KGE de 0.93 soit une RMS de 17.5 nm.s⁻²). Dans ce modèle conceptuel, le drainage de l'épikarst du GEK est donc bien représentatif du débit lent du bassin entier.

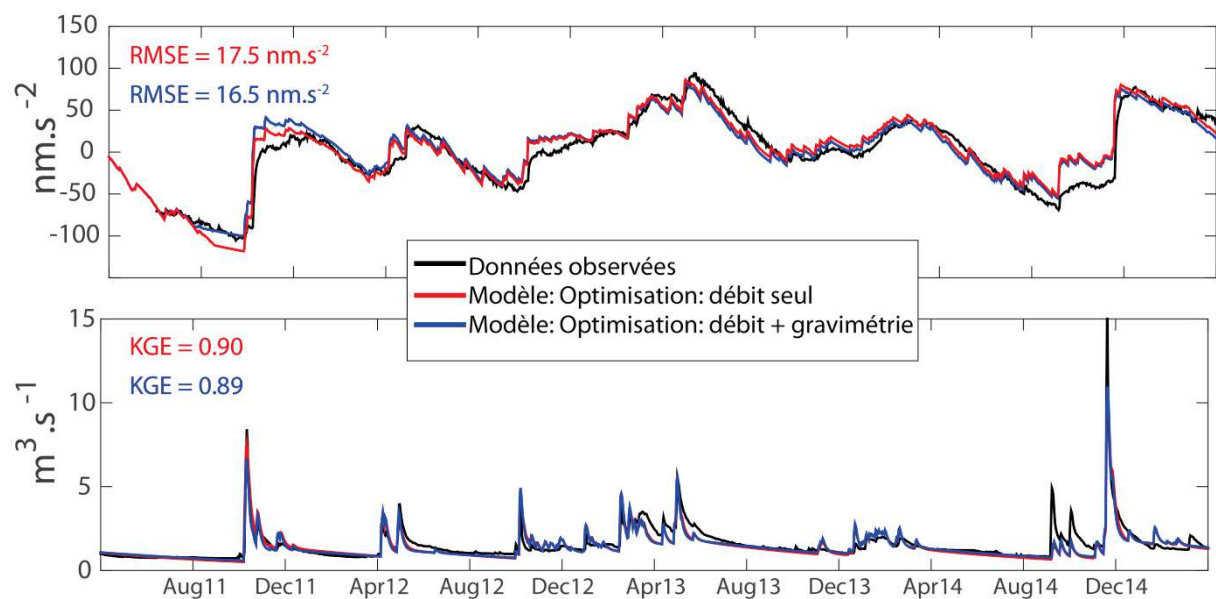


Figure 7.6 : Résultats des modèles. En haut : gravimétrie au GEK. En bas : Débit au Durzon.

5. Interprétation hydrogéologique

L'interprétation de l'hydrologie du GEK, à l'échelle de la gravimétrie, a été faite dans les sections précédentes : aucun transfert rapide et un écoulement matriciel lent jusqu'à la zone d'infiltration (de profondeur inconnue) où le débit, limité par la perméabilité des fractures, est d'environ 1 mm.jour^{-1} .

Comme dans les études plus anciennes (*e.g* Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Tritz *et al.*, 2011), les modèles présentés ci-dessus estiment la part de transfert rapide à environ 20 % du débit total de la source. Il est intéressant de mettre en relation la lithologie à l'affleurement du bassin et la dualité transfert rapide et transfert lent. Comme il est dit au chapitre 4.2, le chevauchement de l'Hospitalet fait remonter les calcaires du Dogger à l'affleurement. Sauf quelques collines, les dolomies Bartonniennes sont complètement érodées au nord de la faille. Or, les nouvelles limites du Bassin du Durzon que nous a fournies le parc des Grand Causses en 2015 font fortement progresser le bassin sur ces terres calcaires (Figure 7.7), ce qui n'était pas le cas avec ses délimitations précédentes où la faille était la limite naturelle supposée du bassin (*e.g.* Jacob *et al.*, 2010a).

Coïncidence probablement fortuite, la surface au nord de la faille représente environ 20% de la surface du bassin - tout comme la part de transfert rapide de la source. Autant de surface sur lesquelles les précipitations ne transiteront pas par les dolomies Bartonniennes, dolomies que de nombreuses études (hydrogéologiques, géochimiques ou gravimétriques) considèrent comme ayant un rôle majeur dans le stockage et le débit lent de la source (Ricard et Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997 ; Jacob, 2009 ; Deville, 2013). Des mesures du débit de la rivière souterraine de la Bise, qui coule à -150m de la surface, ont débutées en 2014 et seront bientôt récupérées. Ces données, inversées dans des modèles à réservoirs, permettront d'estimer la surface de la région drainée par cette rivière souterraine, en amont de la source du Durzon, ainsi que les parts de transfert rapide et lent qui s'y produisent.

Mais surtout, rappelons que le chevauchement fait remonter les marnes imperméables au niveau de la source. Ainsi, au nord de la faille, il n'est pas possible de voir des réseaux karstiques se développer sous le niveau de la source vaclusienne, contrairement au sud où les drains noyés descendent jusqu'à -118 m. Enfin, les mesures gravimétriques entre la surface et la profondeur réalisées sur le Larzac dans cette thèse (chapitre 6) et dans celle de S. Deville (2013) laissent présager que l'épikarst calcaire (moins poreux et qui ne s'altère pas en Grésou), ayant pourtant subi la même histoire géologique, est moins capacitif sur le Larzac en général. Cela nous mène à proposer l'interprétation présentée dans la coupe N-S de la Figure 7.7.

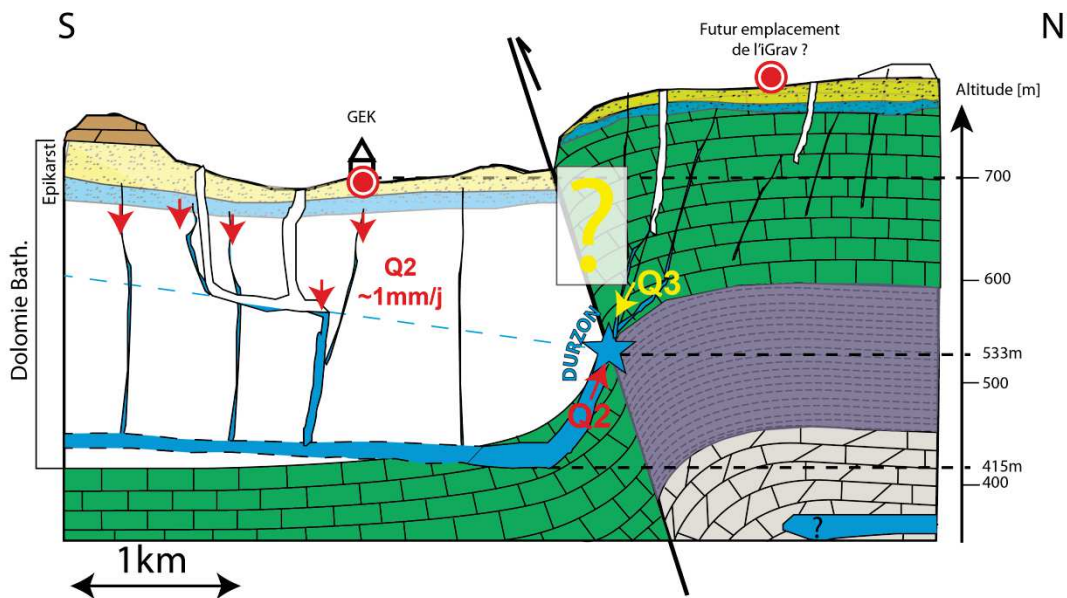
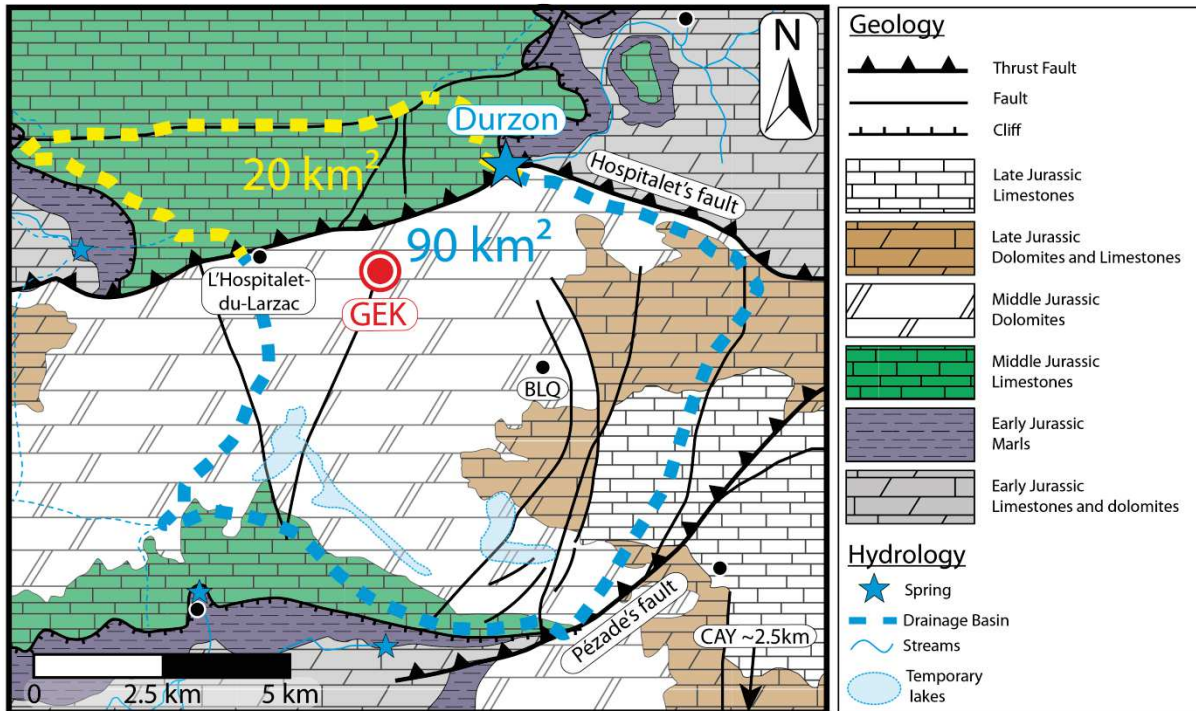


Figure 7.7 : En haut : carte géologique du bassin, modifiée d'après Jacob (2009) et selon Bruxelles (2001) pour faire ressortir la dualité calcaire/dolomie (figure de la publication en section 3 du chapitre). En bas : coupe schématique Nord-Sud passant par la faille montrant l'effet piston de l'eau dans la zone noyée au sud de la faille et au contraire l'absence de zone phréatique au nord liée à la remontée des marnes imperméables au-dessus du niveau de base.

Evidemment la question de transfert rapide et lent ne dépend pas uniquement de la lithologie. Simpliste, ce schéma à surtout pour but de montrer un fonctionnement

probablement différent de part et d'autre de la faille, lié à la nature de l'épikarst et à la position des marnes imperméables. Il serait très intéressant à l'avenir de faire des mesures gravimétriques de chaque côté du chevauchement :

- soit en déplaçant directement l'iGrav. Déplacer le supraconducteur vers une zone à faible stockage présumé était d'ailleurs une perspective déjà envisagée en se basant sur les cartes saisonnières de Jacob *et al.* (2010a) ;
- soit en se servant de l'iGrav au GEK comme base pour des mesures relatives CG5, le GEK étant proche de la faille de l'Hospitalet.

En complément, la méthode TDEM (Time Domain Electro-Magnetism) pourrait être envisagée pour affiner la structure des marnes au nord de la faille. L'imagerie du toit d'un milieu conducteur (les marnes) sous des épaisseurs résistantes (les calcaires) est un cas d'application idéal pour cette méthode.

Dans les sections précédentes, nous avons vu que les modèles à réservoirs peuvent apporter de nombreux renseignements sur la dynamique du stockage de l'eau à l'échelle du site et les bases ont été posées pour une future modélisation spatialisée. Cependant ces modèles à réservoirs ont de nombreuses limites. Il n'est pas possible de les coupler à d'autres méthodes géophysiques ou hydrologiques et l'interprétation est limitée par leur approche uniquement fonctionnelle.

La reproduction du signal gravimétrique obtenu à partir de modèles comme le modèle à index de pluie pourrait toujours être améliorée en ajoutant des réservoirs supplémentaires, des paramètres ou des conditions : simuler la rétention ou définir une vitesse d'infiltration dépendante de la hauteur dans le réservoir par exemple. Mais dans ce cas, autant faire directement des modèles basés sur des lois physiques d'écoulement, qui présentent par ailleurs l'avantage de pouvoir reproduire plusieurs types de mesures grâce à des relations pétrophysiques établies. C'est ce que nous faisons dans la section suivante.

6. Intégration des données de l'iGrav dans des modèles physiques 1-D

6.1. Justifications

Les exemples de modèles hydrologiques physiques calibrés par la gravimétrie (*e.g.* Christensen *et al.*, 2011a ; 2011b ; Piccolroaz *et al.*, 2015) y compris à partir de gravimètres supraconducteurs, sont nombreux (*e.g.* Hasan *et al.*, 2008, *cf.* chapitre 2.3). Le gain et le potentiel de la gravimétrie pour ces calibrations dépendent de la complexité de chaque site et du type de modèle.

Les modèles conceptuels (bilans de masse et réservoirs) ont montré qu'il y avait une forte homogénéité de l'épikarst du GEK à l'échelle de la gravimétrie, loin de l'hétérogénéité évidente des forages à petite échelles (métriques), ainsi que l'absence de transfert rapide significatif. A l'échelle de la gravimétrie (la « parcelle »), les lois d'écoulements 1-D en milieux poreux pourraient s'appliquer dans cet épikarst.

6.2. Hydrus 1-D

L'épaisseur de la zone non saturée de l'observatoire n'est pas connue. Seules les cavités abandonnées permettent de l'estimer à une centaine de mètres au minimum (chapitre 4.3). Seuls des modèles physiques modélisant les écoulements en milieu non saturé peuvent être envisagés puisque toute l'eau a un impact sur g et pas seulement celle de la zone saturée.

6.2.1. Ecoulement en milieu non saturé

Hydrus 1-D (Šimůnek *et al.*, 2008 ; 2016) permet de modéliser les écoulements en milieu à saturation variable en 1-D. Ces modèles physiques donnent accès à chaque pas de temps aux propriétés hydrauliques en chaque nœud du modèle : teneur en eau, charge, flux. Contrairement aux modèles à réservoirs, plusieurs observables dont des observables géophysiques peuvent être recalculées à partir de relations pétrophysiques. Ces relations sont simples en gravimétrie lorsque l'on considère un modèle 1-D et des plateaux de Bouguer, ou avec la RMP qui donne aussi directement certains paramètres des modèles physiques. Cependant ces relations peuvent être bien plus compliquées avec d'autres observables géophysiques (*e.g.* méthodes électriques et sismiques).

Hydrus 1-D résout une version modifiée de l'équation de Richard (1931) qui suppose que l'effet de l'air n'a pas d'impact sur les écoulements, tout comme les effets de gradient de température. Celle-ci s'écrit en 1-D :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + 1 \right) \right] - R \quad (7-10)$$

Avec h la charge hydraulique [L], ϑ la teneur en eau [L^3L^{-3}], x et t les variables d'espace [L] et de temps [T], dans nos modèles des mètres [m] et des jours [j]. R est un terme représentant la prise d'eau racinaire [$L^3L^{-3}T^{-1}$]. Celle-ci est fixée à 0 dans nos modèles vue la faible couverture végétale du site. K est la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$] dépendante de la saturation.

La teneur en eau θ et la conductivité hydraulique K dépendent toutes deux de la charge de manière non-linéaire. Plusieurs modèles analytiques pour l'estimation de ces propriétés hydrauliques sont proposés dans Hydrus, dont celui de Van Genuchten (1980) utilisé dans nos expériences et défini par les fonctions de rétention et de conductivité suivantes :

$$\theta(h) = \begin{cases} \frac{\theta_r + (\theta_s - \theta_r)}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (7-11)$$

$$K(h) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (7-12)$$

$$\begin{cases} m = 1 - \frac{1}{n} \\ n > 1 \end{cases} \quad (7-13)$$

Avec ϑ_s la teneur en eau à saturation ($S = \frac{\theta}{\phi} = 1$) et ϑ_r la teneur en eau résiduelle, c'est-à-dire l'eau adsorbée résiduelle ne pouvant pas s'écouler par gravité (mais pouvant être reprise par évapotranspiration). K_s est la conductivité hydraulique à saturation et n , α et l sont des paramètres expérimentaux de ces fonctions. l représente la connectivité des pores (parfois appelée tortuosité), estimée en moyenne à 0.5 pour la plupart des sols par Mualem (1976). Toujours selon ces auteurs, n est relié à la distribution de la taille des pores dans le milieu. Comme on peut le voir sur la Figure 7.8, l a un effet moindre que n sur K_s .

La Figure 7.8 montre l'évolution de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique en fonction de la charge pour une large gamme de valeurs α et n . n a une importance de premier ordre sur la relation liant charge, teneur en eau et conductivité hydraulique. α a un rôle moindre, tout comme l . Plus n sera petit (proche de 1) et plus α sera grand, plus l'eau sera mobilisée tardivement (proche de la saturation). On peut voir l'importance de ces paramètres pour la reproduction du signal gravimétrique sensible au masque du bâtiment. Ils permettent en effet de reproduire une non-linéarité dans la réponse gravimétrique aux pluies, liée à l'état de saturation du sol (l'effet « piston » dans le sol décrit dans les sections précédentes).

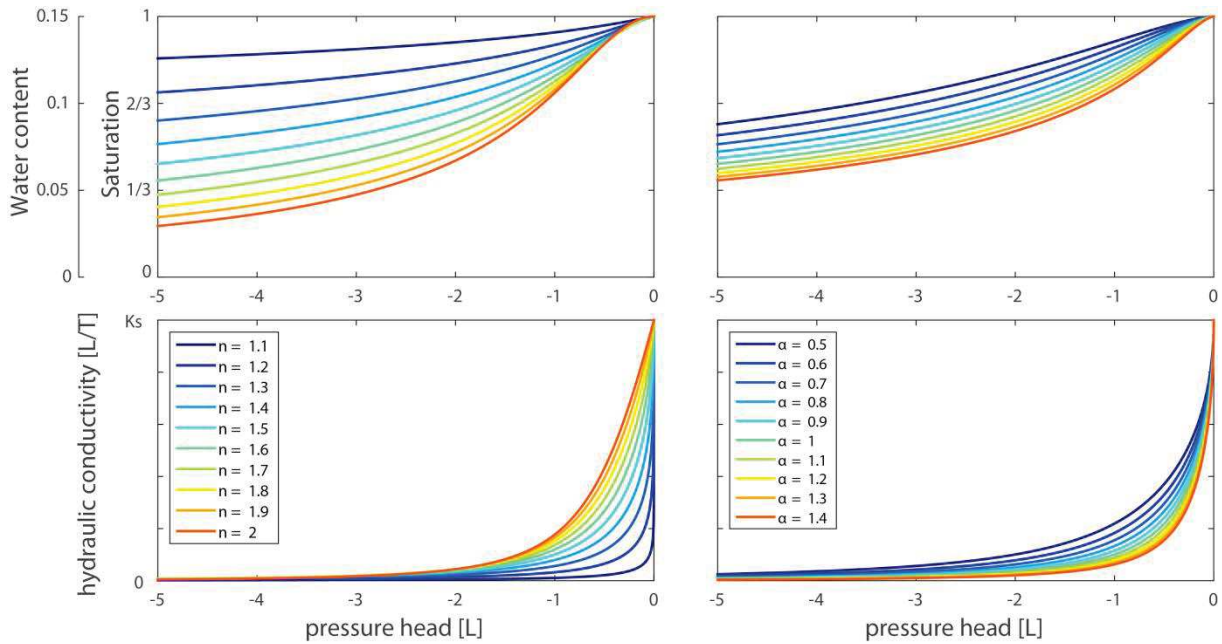


Figure 7.8 : Variations normalisées des propriétés hydrauliques θ (en haut) et K (en bas) en fonction de la charge h , selon les formules de Van Genuchten (1980). Les teneurs en eau résiduelles et à saturation sont fixées à 0 et 0.15 et l est fixé à 0.5. A gauche : variations de n entre 1.1 et 2 pour $\alpha=1$. A droite : variation de α entre 0.5 et 1.4 pour $n=1.5$.

6.2.2. Discrétisation et taille du modèle.

Puisque la gravimétrie n'est influencée que par les variations du stock en eau distribuée dans l'épikarst poreux, il est naturel de limiter le modèle à cet épikarst. En fonction des conditions aux limites, cette taille peut fortement influencer les paramètres recherchés. La profondeur du modèle est donc un choix important mais peu contraint. Des modèles de tailles comprises entre 50 m (forage SC1, forte porosité) et 100 m (profondeur des cavités) ont été utilisés.

Le maillage du modèle est non régulier : la discrétisation est maximale en surface, où les contraintes météorologiques imposent des gradients hydrauliques forts. La taille des mailles s'accroît ensuite avec la profondeur, en respectant un facteur d'accroissement maximum de 1.5 (Šimůnek *et al.*, 2008) entre deux mailles successives. Ce maillage non régulier a montré un meilleur taux de convergence des modèles dans nos cas. Hector (2014) a également observé des erreurs importantes dans les bilans de masses lors d'un maillage régulier et trop lâche en proche-surface.

6.2.3. Nombre de matériaux

Le nombre de milieux simulés varie entre les modèles. Les informations données par la sismologie, la tomographie électrique (Valois, 2011) et les forages ne sont pas suffisamment contraignantes pour la modélisation. Nous avons donc choisi les modèles les plus simples

possibles. Une seule couche a été définie sous une couche de sol dans la majorité des modèles. En effet, ni cavités ni couches d'argiles ne sont observées sur le site. La couche de sol de 5 m (épaisseur définie d'après les modèles à réservoirs) a une double utilité. Elle permet de mieux simuler la réponse à court terme de la gravité, mais surtout elle donne une meilleure stabilité au modèle numérique. Les vitesses dans le milieu principal sont relativement lentes et le ruissellement est une option désactivée du modèle. En effet, même lors du carottage du forage SC1 et de la forte injection d'eau, aucun ruissellement n'a jamais été observé sur le site. Sans une couche en surface avec une perméabilité plus forte, les précipitations intenses ne peuvent pas être absorbées : on observe alors un nombre très important de modèles où la solution numérique ne converge pas, ou converge au prix d'un coût en temps excessif (en diminuant fortement le pas de temps).

6.2.4. Conditions aux limites

Flux en limite inférieure

Le flux à la limite inférieure représente l'eau qui se localise dans la zone d'infiltration, et dont le signal gravimétrique se perd. Plusieurs conditions aux limites peuvent être définies :

- Un flux constant en bas de la colonne. Parmi les plus simples, ce choix de condition aux limites présente de nombreux avantages : il est déjà validé au premier ordre par les décroissances saisonnières gravimétriques. Les bilans de masses pluriannuels faits avec l'évapotranspiration et les précipitations locales permettent de le fixer à 1 mm.jour^{-1} et ainsi de réduire le nombre de paramètres à rechercher. En outre, il est relativement indépendant du choix de la taille du modèle : il suffit qu'il y ait suffisamment d'eau à la base du modèle pour remplir cette condition de flux, et que le modèle soit suffisamment grand pour ne pas « déborder ». Conceptuellement, ce choix de débit constant peut se justifier par un débit limité par la perméabilité de la zone d'infiltration et non par la disponibilité en eau dans l'épikarst. Il représente une moyenne de tous les différents écoulements qui peuvent se produire à la base de l'épikarst (cf. chapitre 3.1.2, Figure 3.5).
- Un débit exponentiel en fonction de la charge h et de la position de référence de la nappe (GWL_{ref} que l'on peut fixer à 0). Au vu des modèles à réservoirs, un débit dépendant de la charge est légèrement plus représentatif du débit local. Deux paramètres supplémentaires (A en m.j^{-1} et B en m^{-1}) sont alors à rechercher (Hopmans et Stricker, 1989).

$$Q = -A \exp\left(\frac{B}{h - \text{GWL}_{\text{ref}}}\right) \quad (7-14)$$

- Simuler un milieu infini ('Free drainage'). Le flux qui sort du modèle par le bas est alors le même que celui qui passerait si le même milieu se continuait. Aucun

paramètre supplémentaire n'est alors nécessaire *en apparence*. Le débit qui sort du système dépend alors des propriétés hydrauliques de la couche inférieure, mais également fortement de la taille du modèle. En milieu naturel, cette condition est la plus utilisée mais conceptuellement, elle ne s'accorde pas avec la gravimétrie : si le milieu se continuait, le signal gravimétrique ne devrait pas se perdre (un plateau de Bouguer étant indépendant de la profondeur). L'avantage principal réside dans le fort taux de convergence des modèles numériques puisqu'aucun flux n'est imposé.

- Une condition 'Seepage Face' qui simule le flux à une interface du milieu avec de l'air, par exemple une cavité karstique dans notre cas.
- Un flux variable imposé. Celui-ci peut être fixé par le débit des modèles à réservoirs précédents.

Chaque type de condition aux limites reproduit aussi bien les différents observables que l'on veut modéliser (gravimétrie et niveau piézométrique dans ce chapitre, vitesses de cisaillement au chapitre 8). Le choix se base ainsi uniquement sur des *a priori* concernant les processus hydrogéologiques. Dans la plupart des modèles présentés, le choix est celui d'un débit constant fixé à 1 mm.j^{-1} et validé par la gravimétrie.

Flux en limite supérieure

Le forçage en surface peut être donné soit sous forme de chroniques de pluie et d'évaporation (avec ou sans ruissellement autorisé), soit sous forme de flux (évaporation – précipitation). Dans les deux cas, le code HYDRUS 1-D adapte l'évaporation suivant la disponibilité en eau dans la proche surface. En conséquence, renseigner l'évaporation réelle (obtenue avec la tour de flux) ne suffit pas. L'évaporation potentielle est donc donnée au modèle et le flux en surface est toujours inversé conjointement à la gravimétrie (même lorsque l'on fixe le débit en limite inférieure) pour respecter le bilan de masse réel et profiter de la plus-value des données précises de la tour de flux.

6.2.5. Conditions initiales et période de chauffe

Comme pour les modèles à réservoirs, la période de chauffe s'étend de Janvier 2004 à Juillet 2011, date où l'iGrav est stabilisé. Cette période (8 ans) est suffisamment longue pour s'affranchir de l'état initial quelles que soient les vitesses d'infiltration dans le milieu.

La teneur en eau initiale de chaque maille du profil est la capacité au champ θ_{fc} qui représente la capacité de rétention maximale en eau, après évacuation de l'eau en excès. Celle-ci a de nombreuses définitions basées sur le temps ou la charge hydraulique : le plus souvent la quantité d'eau dans la roche pour une charge hydraulique de -0.33 bars, ou encore l'eau retenue après 48 h d'écoulement gravitaire en partant d'un état saturé. Nous

utilisons ici la définition basée sur le flux établie par Twarakavi *et al.* (2009) et implémentée dans la version avec interface graphique d'Hydrus:

$$S_{fc} = \frac{\theta_{fc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = n^{-0.60(2 + \log_{10}(K_s))} \quad (7-15)$$

θ_{fc} dépend donc des paramètres des matériaux (teneurs en eau) et des paramètres de la solution de Van Genuchten (1980). Un code couplé à l'optimisateur réécrit les teneurs en eau initiales en fonction des paramètres échantillonnés pour chaque modèle.

6.2.6. Simulation des variations de gravité

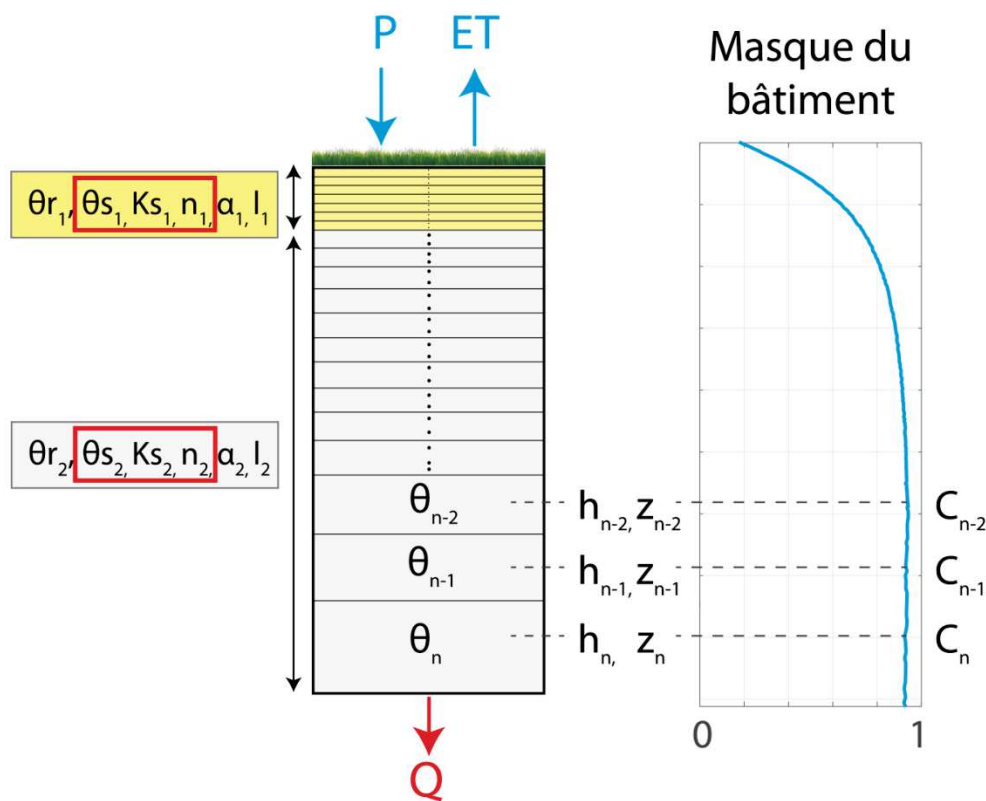


Figure 7.9 : Schéma représentant un modèle à forçage atmosphérique et débit constant. Les encadrés rouges indiquent les paramètres les plus souvent inversés.

En 1-D, on considère de fait un modèle homogène et tabulaire. La gravité simulée g_{sim} à un instant t est donc la somme des effets de plateau de l'eau contenue dans chaque maille i d'épaisseur h_i du modèle. Ainsi :

$$g_{sim}(t) = \sum_{i=1}^n 2\pi \rho_w G \theta_i(t) h_i \quad (7-16)$$

avec ρ_w la masse volumique de l'eau, G la constante gravitationnelle, et $\theta_i(t)$ la teneur en eau de la maille i à l'instant t . On peut raffiner cette formule en tenant compte de l'effet de masque du bâtiment et ainsi contraindre les propriétés hydrauliques des premiers mètres de sol :

$$g_{sim}(t) = \sum_{i=1}^n 2\pi \rho_w G \theta_i(t) h_i C(z_i) \quad (7-17)$$

où $C(z_i)$ est l'effet de masque du bâtiment calculé directement (Fores *et al.*, 2016a) à la profondeur z_i du milieu de la maille i (Figure 7.9).

6.2.7. Optimisation des paramètres

Dans chaque couche du modèle, on peut rechercher les paramètres θ_r , θ_s , Ks , α , n et l . Ce nombre important de paramètres, rapporté à l'unique signal gravimétrique disponible et insensible à la profondeur, nous oblige à en fixer certains pour minimiser les corrélations entre les paramètres (Table 7.3). θ_r est fixé à 0, tout comme l et α sont fixés à 0.5 et 1.5 puisqu'ils ont un impact secondaire par rapport à n dans les équations de Van Genuchten (1980). Les paramètres évoluant sur plusieurs ordres de grandeurs sont échantillonnés sur une échelle logarithmique.

Comme pour les modèles à réservoir, la recherche des paramètres se fait avec le code de Monte-Carlo dirigé de Sambridge (1999a) sur une maximisation du KGE (Gupta *et al.*, 2009) défini plus haut. Tous ces codes (FORTRAN) sont donc imbriqués avec le code source d'Hydrus, légèrement modifié pour obtenir en sortie les états de chaque maille à tous les pas de temps (journalier) du modèle. Pour chaque modèle, plusieurs séquences d'optimisation sont lancées à partir de graines aléatoires différentes afin d'éviter les minima locaux. On laisse également l'optimisateur être le plus exploratoire possible (*cf.* section 2.1 : grand nombres n_s et n_r).

Les résultats de ces modèles sont présentés dans la section suivante.

7. Résultats des modèles physiques Hydrus 1-D

7.1. Modèles contraints par gravimétrie

De nombreuses configurations de modèles ont été essayées, que ce soit au niveau du nombre de matériaux, des paramètres fixés, ou des conditions aux limites. Bien sûr, ces modèles sont fortement sous-contraints par la gravimétrie seule. Ces premiers exemples servent à montrer que des modèles physiques classiques d'écoulement sont en accord avec l'hydrologie à l'échelle de la gravimétrie dans le but d'un couplage ultérieur avec d'autres observables. On présente ici un modèle simple avec deux couches et une condition de débit constant en limite inférieure (Table 7.3).

	θ_r [%]	θ_s [%]	K_s [m/j]	n -	α -	l -	Q [m/j]
SOL: 0-4m	0	5 - 25	$10^{-1} - 10^2$	1-2.5	1.5	0.55	10^{-3}
EPIKARST: 4-100m	0	15	$10^{-3} - 10^2$	1-2.5	1.5	0.55	10^{-3}

Table 7.3 : Paramètres recherchés dans l'inversion d'un modèle à deux couches et avec un débit constant. Les cellules grisées montrent les paramètres fixés qui ne sont pas recherchés.

Les résultats sont très corrects (Figure 7.10), comme attendu puisqu'un bilan de masse simple donnait déjà de bons résultats.

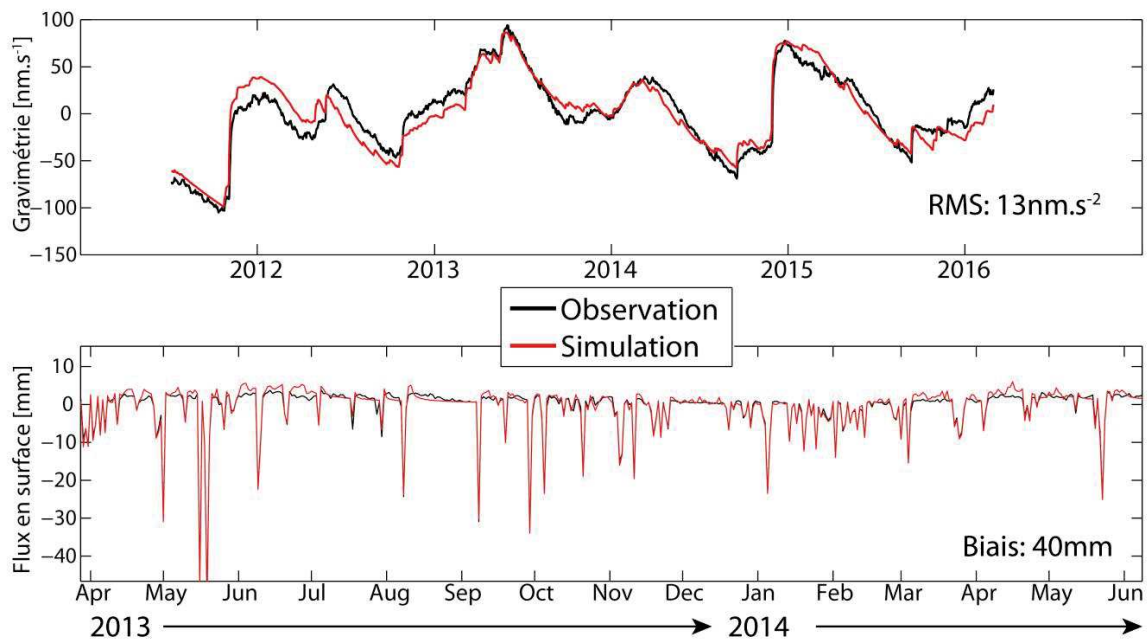


Figure 7.10 : Résultats d'un modèle reproduisant à la fois la gravimétrie et le flux en surface (pluie et évaporation réelle de la tour de flux) à partir de la pluie et de l'évaporation potentielle. Pour une question de visibilité, seule une année de données de flux est présentée.

Comme évoqué plus haut (section 6.2.4), l'inversion est faite conjointement sur la gravimétrie et le flux en surface. Le signal gravimétrique est ici reproduit avec une RMS de 13 nm.s^{-1} (KGE de 0.95 avec un biais pondéré à 0) et le flux en surface est reproduit avec un KGE de 0.98 et un biais de 40 mm seulement sur les années de mesures communes de la tour de flux et de l'iGrav. L'erreur numérique du bilan de masse en eau, estimée par Hydrus, est inférieur à 4% sur cette même période. La Figure 7.11 présente un exemple intéressant (sur un modèle similaire mais avec une condition 'Seepage Face' en bas) du fonctionnement de l'optimisation par voisinage du code de Sambridge (1999a) sur une fonction coût global qui est la moyenne de deux autres : celles sur la gravimétrie et sur le flux en surface. Cette Figure 7.11 montre des phase de ré-échantillonnage autour de minima (Sambridge 1999a, section 2.1). On observe que le gain se fait successivement sur un signal (gravimétrie ou flux) au détriment de l'autre.

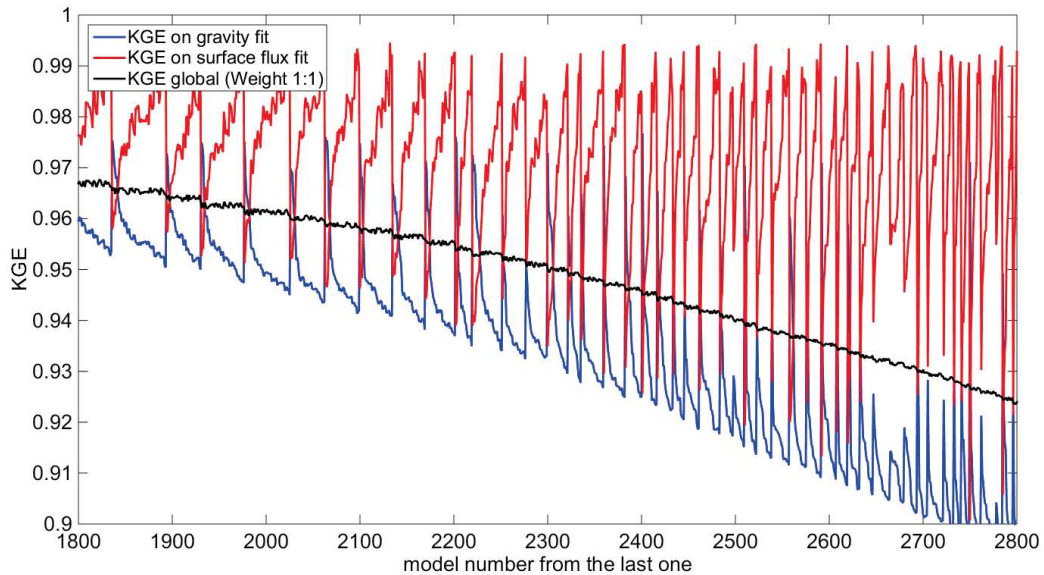


Figure 7.11 : Optimisation de l'inversion conjointe de la gravimétrie et du flux en surface pour un modèle à 2 couches et condition de Seepage Face. Après un échantillonnage aléatoire (non visible), on observe le fonctionnement 'par tâtonnement' de l'optimisateur de Sambridge (1999a) qui re-discretise l'espace des paramètres autour des minima locaux.

On peut enfin noter que même en inversant le flux en surface et en fixant le flux en profondeur (donc un bilan de masse contraint) il reste intéressant d'inverser la gravimétrie : en plus de se servir de l'effet de masque pour contraindre les paramètres, c'est une autre façon de ne prendre que les modèles à faible erreur numérique sur le bilan de masse.

Avec de nombreuses équivalences entre la teneur en eau à saturation θ_s , n et K_s , les paramètres de la première couche sont relativement contraints (Figure 7.12) par le recouvrement de l'effet de masque en gravimétrie et par la disponibilité de l'eau nécessaire à la reproduction de l'évaporation mesurée à la tour de flux. Toutefois, hormis le débit,

aucune contrainte sur les paramètres de la seconde couche n'est obtenue. Trop de corrélations existent entre les paramètres et trop d'hypothèses sur la géométrie et la taille du modèle doivent être faites pour contraindre ces paramètres dans le cas où le débit dépend de propriétés de la seconde couche (comme dans le cas irréaliste d'une condition de « free drainage »).

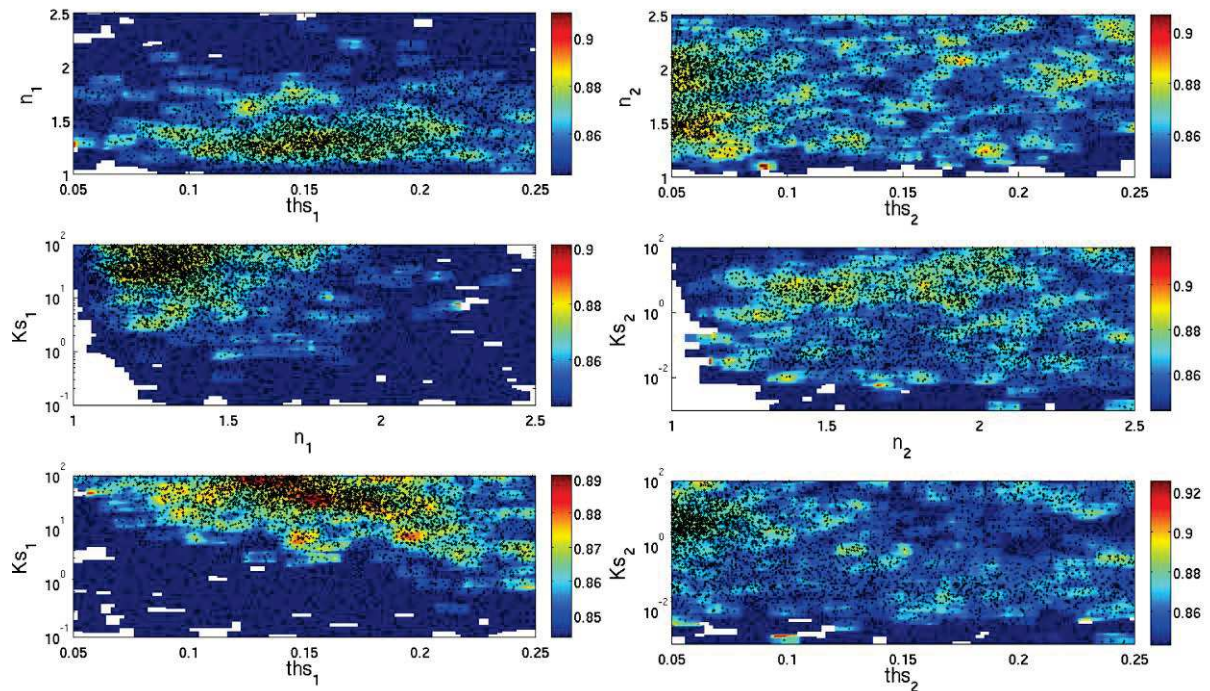


Figure 7.12 : KGE dans l'espace des paramètres, obtenu par une fenêtre glissante d' $1/30^{\text{ème}}$ de la longueur des axes X et Y. Le KGE d'un modèle est la moyenne des KGE sur la gravimétrie et le flux en surface.

Comme l'on pouvait s'y attendre d'après les bilans de masse propres effectués dans la publication précédente, un modèle numérique physique 1-D avec un débit constant (fixé à 1 mm.j^{-1}) est cohérent avec l'hydrologie à l'échelle de la parcelle. A côté de ces résultats significatifs puisqu'ils justifient d'un modèle 1-D poreux dans le karst et du débit profond, la gravimétrie ne peut pas seule renseigner sur la dynamique interne de l'épikarst et sur son épaisseur. Un chronomètre est donc nécessaire pour mesurer le flux de l'eau à une profondeur donnée.

7.2. Modèles contraints par la piézométrie

Bien qu'ils soient représentatifs de zones très locales, les piézomètres des forages ont été les premiers à être utilisés pour essayer de combler l'insensibilité en profondeur de la gravimétrie. Les variations du toit de la nappe peuvent en effet être directement obtenues à

partir d'un modèle Hydrus 1-D et comparées aux mesures piézométriques. Ces modèles ont plusieurs buts, en plus de contraindre les paramètres de Van Genuchten :

- vérifier si l'un des forages est représentatif du site, notamment SC1 qui montre des décroissances lentes assez semblable à la gravimétrie ;
- si l'on arrive à reproduire chaque niveau piézométrique indépendamment, peut-on estimer la part de représentativité de chacun à l'échelle de la gravimétrie ?

La Figure 7.13 présente les résultats d'un modèle de 50 m reproduisant les variations observées dans SC1, et d'un autre modèle de 20 m reproduisant le niveau piézométrique de SD1. Hormis leurs tailles, ces deux modèles sont identiques et possèdent deux couches et une condition en limite inférieure de débit exponentiel dépendant de la charge hydraulique.

Les variations des niveaux piézométriques sont relativement bien simulées. Le niveau d'eau est légèrement mieux reproduit dans le forage SD1 ($KGE = 0.9$) que dans le forage SC1 ($KGE = 0.85$), principalement parce que le niveau de la nappe n'est pas observé en période sèche, le forage étant moins profond et à sec. Les raisons des écarts entre simulation et observation peuvent être nombreuses. La tendance décroissante observée dans le forage SC1 étant contradictoire avec le stock total gravimétrique, l'hypothèse que le forage est toujours affecté par une importante injection d'eau lors de son carottage en janvier 2012 a été formulée et ne pourra être vérifiée qu'avec le temps.

Une erreur majeure entre les modèles et les observations est la forte augmentation des niveaux d'eau observés en Mai 2012. Celle-ci n'est pas reproduite par les pluies modérées que l'on a mesurées à la station de la Blaquererie. Il faut en effet noter que les précipitations sur le site même ne sont pas disponibles à cette période (Figure 4.11, chapitre 4). De même, la gravimétrie observée lors de ces pluies présente une augmentation légèrement plus forte que la gravimétrie reproduite par tous les modèles réalisés jusqu'à présent (réservoirs ou Hydrus). Aussi la question de la qualité des mesures de pluies se pose t'elle, et il est possible que le GEK ait localement subi des précipitations significativement plus fortes en Mai 2012 que la Blaquererie, 4 km à l'Est. Comme Hector (2014) en zone de socle fracturé, il est aussi probable qu'un modèle 1-D ne soit pas représentatif des écoulements à l'échelle très locale du forage, ce que tend à montrer la variabilité des réponses des nappes avec la pluie. A son échelle, un forage traverse probablement différents niveaux de perméabilités variables, voir des poches saturées (*e.g.* Galibert, 2016) induisant des écoulements latéraux. Le forage en lui-même peut avoir perturbé les écoulements locaux, ce que tendent à montrer les deux nappes de hauteurs très différentes pour les deux forages de profondeurs différentes et pourtant espacés que de quelques mètres (SC1 et SD1).

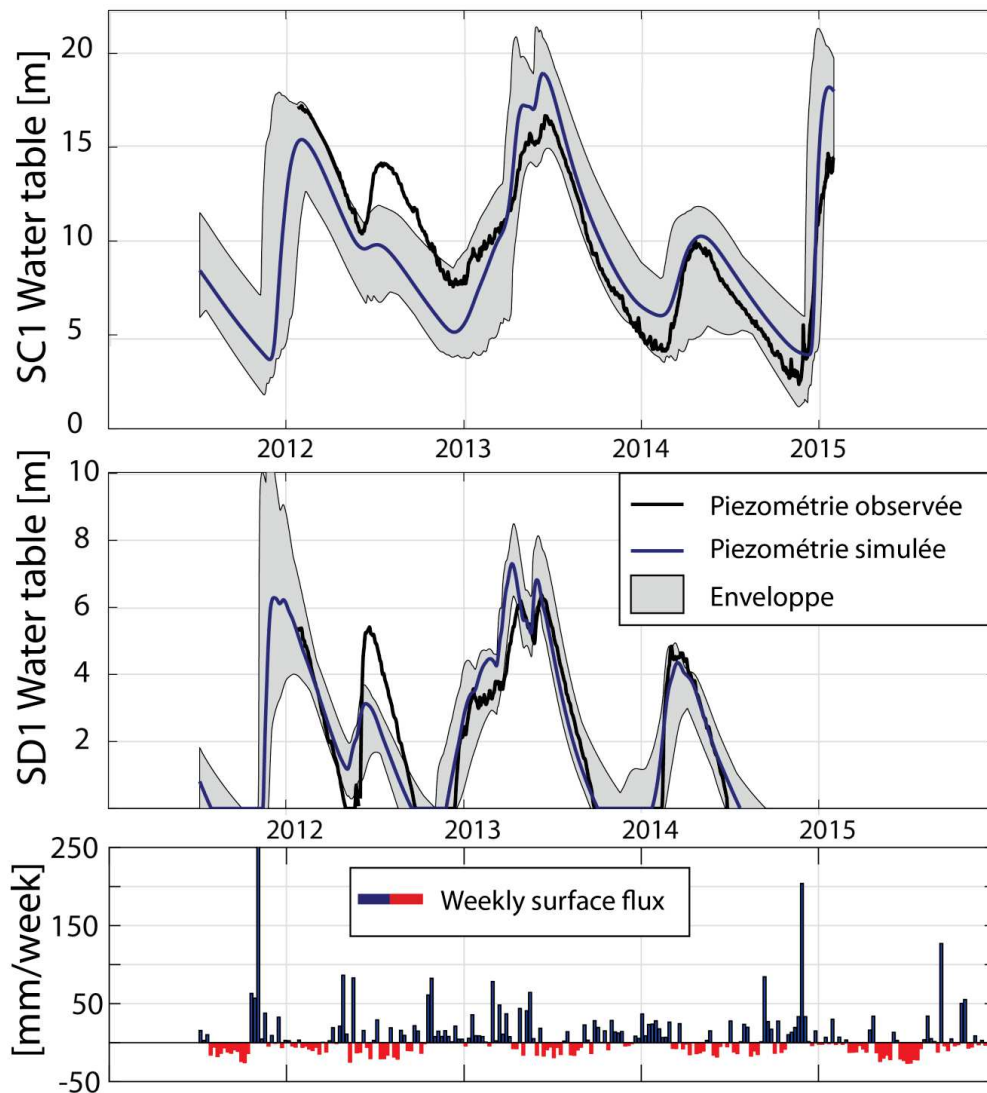


Figure 7.13 : Simulations d'un modèle à deux couches et à débit exponentiel dépendant de la charge. Le modèle est calibré uniquement sur le niveau d'eau dans l'un forage. En haut : modèle calibré sur le niveau d'eau du forage SC1 (50 m). Le KGE du meilleur résultat est de 0.85 et l'enveloppe représente les simulations avec un KGE > 0.75. Au milieu : calibration sur le niveau d'eau du forage SD1 (20 m). Le meilleur résultat présente un KGE de 0.90 et l'enveloppe représente les simulations avec un KGE > 0.85. En bas : flux en surface (Pluie – ETA).

Les très nombreuses autres configurations de modèles testées, que ce soit dans le nombre de couches ou les conditions aux limites, n'ont pas permis d'améliorer la reproduction des niveaux piézométriques présentés en Figure 7.13. Excepté une condition de débit constant, incompatible avec les décroissances, toutes les autres conditions aux limites donnent un résultat identique mais avec différents paramètres du milieu. Pour une configuration de modèle donné (donc pour un choix *a priori*), un compromis peut être recherché entre la reproduction du signal gravimétrique et du niveau d'eau dans l'un des forages (Figure 7.14).

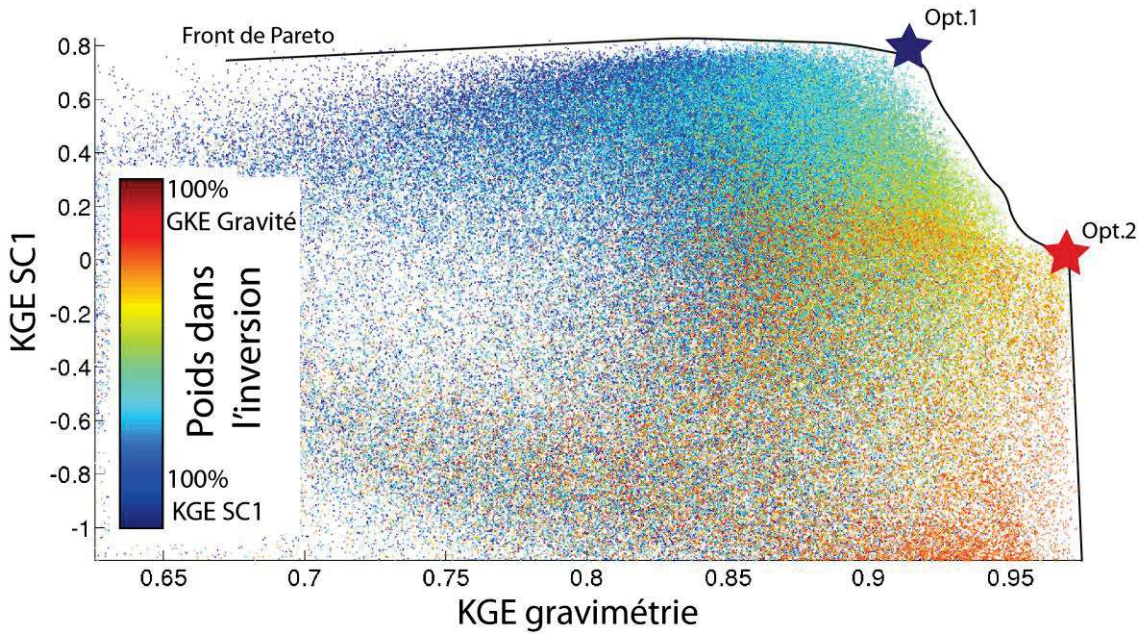


Figure 7.14 : KGE sur la gravimétrie et le niveau d'eau dans le forage SC1 pour 250 000 modèles (un point = un modèle). La recherche des paramètres, dirigée par l'algorithme de Sambridge (1999a) a été faite plusieurs fois sur une fonction coût global comprenant des contributions différentes des KGE sur le forage et la gravimétrie.

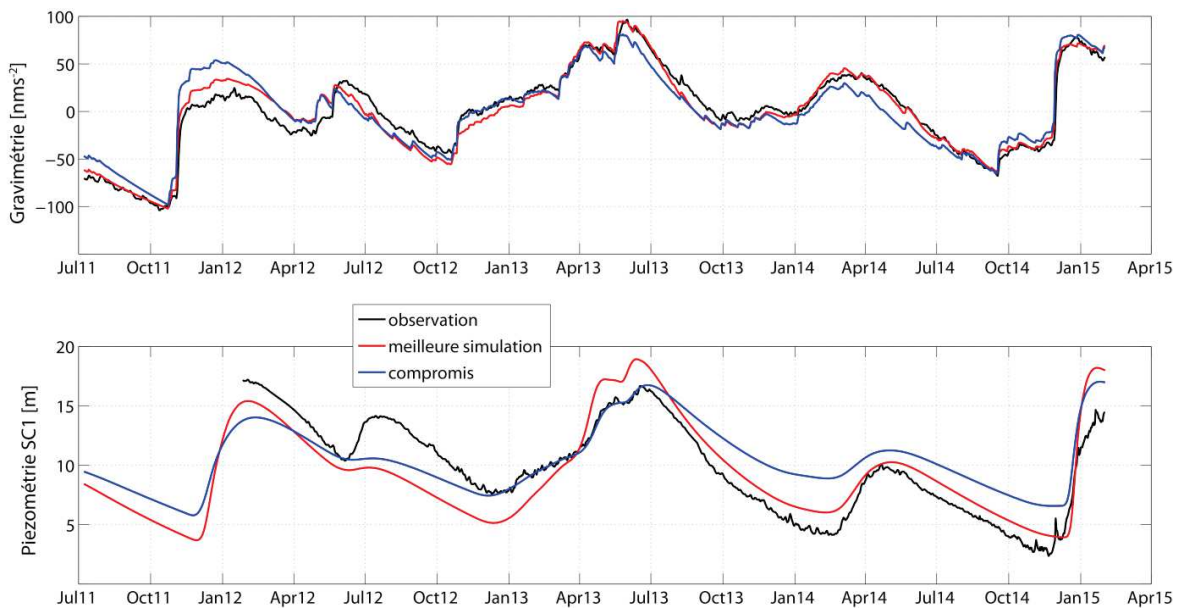


Figure 7.15 : Simulations calibrées uniquement sur la gravimétrie (en haut, rouge) ou sur la piézométrie dans le forage SC1 (en bas, rouge) ou calibrées suivant un compromis entre les deux (courbes bleues, voir texte)

Gravimétrie et piézométrie dans le forage SC1 sont clairement en compétition : l'optimum de Pareto 2 (Opt.2, Figure 7.14) représente l'état au-delà duquel il n'est plus possible

d'améliorer la reproduction du niveau d'eau sans dégrader celle du signal gravimétrique. Au contraire, l'optimum 1 (Opt.1) représente l'état où l'on ne peut plus améliorer la reproduction du signal gravimétrique sans dégrader la piézométrie. Cet optimum 1 a été choisi comme meilleur compromis entre les deux jeux de données puisqu'il reproduit au mieux le niveau d'eau pour un coût sur la gravimétrie raisonnable (-0.07 par rapport au meilleur KGE). A l'inverse, -0.15 sur le KGE de la piézométrie n'améliore que de 0.01 celui de la gravimétrie. Les simulations tirées de ce modèle sont représentées sur la Figure 7.15 ci-dessus et les paramètres obtenus sont donnés dans la Table 7.4 ci-dessous.

Ce compromis dans un modèle simple avec seulement deux couches est très insatisfaisant sur les réponses à court terme, surtout piézométriques. Il permet néanmoins de bien mieux contraindre les nombreux paramètres des fonctions de rétention et de conductivité hydraulique puisque l'on respecte à la fois le bilan de masse (grâce à la gravimétrie et le flux en surface) et le niveau moyen du niveau d'une nappe, qui permet d'évaluer les vitesses d'infiltration (Table 7.4). Les paramètres dépendent bien sûr du compromis choisi entre KGE niveau d'eau et KGE gravimétrie, de la condition en limite inférieure et de la taille du modèle.

		θ_r [%]	θ_s [%]	K_s [m/j]	n -	α -	l -	$(-)\mathbf{A}$ [m/j]	\mathbf{B} [m ⁻¹]
Bornes	SOL: 0-4m	0	5 - 30	$10^{-3} - 10^2$	1.5	1.5	0.55	$10^{-5} - 10^{-3}$	$10^{-5} - 10^{-0}$
	EPIKARST: 4-50m	0	5-20	$10^{-3} - 10^2$	1-2.5	0.2-2.5	0.55		
Inversion SC1	SOL: 0-4m	0	14	8.7	1.5	1.5	0.55	$3 \cdot 10^{-4}$	$6.7 \cdot 10^{-2}$
	EPIKARST: 4-50m	0	17	0.13	1.15	0.6	0.55		
Inversion SD1	SOL: 0-4m	0	25	8.7	1.5	1.5	0.55	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
	EPIKARST: 4-25m	0	20	1.1	1.3	0.2	0.55		

Table 7.4 : Gamme d'exploration des paramètres recherchés et résultats pour le meilleur compromis entre gravimétrie et piézométrie (voir texte).

Si l'on ne met pas en doute les observations et si l'on suppose que le modèle 1-D poreux est adapté aux forages, ce qui est très discutable, il faut alors mettre en cause cette différence d'échelle. De fortes hétérogénéités spatiales à petite échelle ont été montrées par Hupet et Vanclooster (2005) pour l'évapotranspiration et la prise d'eau racinaire, par Parkin et Codling (1990) pour les précipitations (et le masque de la végétation sur celle-ci) et par Mallants *et al.* (1996) pour le drainage en profondeur. Dans un karst hétérogène où les différents types d'écoulements sont nombreux, on s'attend à ce que cette hétérogénéité soit exacerbée. Il n'est donc pas possible de complètement concilier observations très locales (forages) et intégratrices (gravimétrie) : nous n'avons aucune raison de penser que l'un des forages est représentatif du niveau moyen de la nappe dans l'épikarst à l'échelle de la gravimétrie.

8. Conclusions de l'apport gravimétrique à la modélisation

La publication présentée dans cette partie ainsi que les sections suivantes ont montré les nombreux apports de la gravimétrie pour la modélisation hydrologique à l'échelle du terrain.

8.1. Modèles à réservoirs

Les modèles à réservoirs basés sur la gravimétrie confirment et surtout quantifient les parts de transfert (rapide et lent) à l'échelle d'une parcelle. Cette distinction à l'échelle du terrain est cruciale pour la protection de la qualité de la ressource.

A l'échelle du bassin, des interrogations se posent sur la représentativité du site pour le transfert lent ainsi que sur une possible relation entre calcaires et transfert rapide. Des réponses pourraient être apportées prochainement à ces questions en déplaçant l'iGrav. Cela pourrait dans le même temps permettre d'initier une modélisation spatialisée basée sur un assemblage de plusieurs modèles 1-D, obtenus sur des parcelles différentes, et interagissant entre eux (*cf.* Figure 3.13, chapitre 3.3.3).

La représentativité de chaque modèle, et donc sa contribution au débit de la source, pourrait être définie au premier ordre en fonction de plusieurs critères comme la lithologie ou suivant les cartes de Jacob *et al.* (2010a). Ce type de modèle spatialisé pourrait également servir à définir les zones vulnérables nécessitant une protection prioritaire (transfert rapide important et proximité de sources potentielles de pollution).

8.2. Modèles Hydrus

Grâce à la gravimétrie, des modèles physiques d'écoulements en 1-D sont possibles pour représenter l'épikarst à l'échelle de la parcelle mais ne peuvent pas être contraints sans l'intégration d'autres jeux de données. La gravimétrie définit le débit profond et le type de condition aux limites mais un « chronomètre » manque pour estimer le flux à l'intérieur de l'épikarst. Des mesures piézométriques peuvent être considérées mais restent très locales par rapport aux mesures de gravité. Les probables écoulements latéraux à cette échelle rendent difficile l'utilisation de ces mesures dans les modèles 1-D basés sur les mesures gravimétriques intégrantes. C'est pourquoi le bruit sismique ambiant est utilisé dans le chapitre suivant pour pallier ces problèmes.

8. Assimilation du suivi des variations de vitesse des ondes de surface

1. Motivations

Le suivi gravimétrique continu a montré un réel intérêt en permettant de simplifier l'épikarst localement hétérogène en un modèle équivalent 1-D à l'échelle de la parcelle investiguée par le gravimètre. La quantification précise des différents transferts (rapides et lents) susceptibles de se produire dans l'épikarst a permis de choisir les lois physiques qui régissent le modèle. La gravimétrie est également la seule méthode permettant le suivi du stock en eau à cette échelle, ce qui a permis de définir les conditions aux limites du modèle hydrologique. Cependant, les flux verticaux à l'intérieur du modèle ne peuvent pas être contraints par la gravimétrie qui n'a pas de résolution en profondeur (lorsque l'on considère des plateaux de Bouguer 1-D).

Les paramètres d'un modèle 1-D simple ont été mieux contraints grâce à l'inversion de la piézométrie (chapitre 7.7). Cependant, bien que cela atteste de la complémentarité de deux jeux de données sensibles à des propriétés hydrologiques différentes, l'utilisation des piézomètres est problématique sur le site de l'observatoire car les trois forages montrent des niveaux d'eau différents et surtout des constantes de vidanges différentes. Le choix du forage SC1 était surtout motivé par sa profondeur plus importante et le fait qu'il soit en eau toute l'année. Le problème de la représentativité d'un forage se pose donc. Même sans ces évidences, l'utilisation de deux jeux de données à deux échelles si différentes n'est pas conseillée sans des connaissances sur les tailles des hétérogénéités du milieu. Il convient d'utiliser un autre observable sensible à une propriété hydrologique **(1)** et sensible à la profondeur **(2)**. Il doit investiguer à la même échelle que celle de la gravimétrie **(3)**, et de préférence être non-invasif pour préserver cet avantage de la gravimétrie **(4)**.

Dans cette partie nous nous intéressons au suivi des variations des vitesses des ondes de surface obtenues par corrélation du bruit ambiant. Plus particulièrement, nous avons étudié le potentiel de ces suivis pour servir de « chronomètres » afin de contraindre les modèles physiques 1-D définis par la gravimétrie (chapitre 7.6). En effet, le suivi des variations des vitesses des ondes de surface répond aux critères précédemment définis:

- (1)** la vitesse des ondes sismiques dépend initialement de nombreux paramètres hydrologiques tels que la porosité et la saturation des fluides ;
- (2)** Les ondes de surface sont dispersives : les différentes fréquences constituant l'onde se propagent à des vitesses différentes en fonction de l'épaisseur investiguée. Cette propriété nous fournit une information sur la profondeur à laquelle les changements de vitesse (et donc des propriétés élastiques du milieu) se produisent ;

- (3) le choix de la distance entre les stations permet de définir l'échelle d'investigation de l'objet étudié. Pour des stations espacées de quelques centaines de mètres comme dans cette étude, on observe une zone du même ordre de grandeur qu'avec la gravimétrie, facilitant la combinaison de ces deux observables. De plus, on sera sensible ou non aux hétérogénéités de toutes tailles en fonction des longueurs d'ondes du bruit sismique ;
- (4) la méthode est non invasive, facilement déployable et d'un coût négligeable par rapport à la gravimétrie et aux forages. Littéralement, des « nappes » de capteurs peuvent être déployées (e.g. Ben-Zion *et al.*, 2015).

Ces dernières décennies, l'intercorrélation du bruit sismique ambiant a de plus en plus été utilisée pour la tomographie comme pour la surveillance. Bien que de nombreuses études observent des variations temporelles de vitesses sismiques supposées d'origine hydrologique, peu d'études y sont entièrement consacrées. Par exemple, Sens-Schönfelder et Wegler (2006) ont observé des variations de vitesse en lien direct avec le niveau de la nappe, en surveillant le volcan Merapi en Indonésie. Plus récemment, Voisin *et al.* (2016) ont fait le même constat en surveillant un glissement de terrain en Nouvelle-Zélande. Ces derniers ont montré la corrélation entre le niveau d'eau d'une nappe très superficielle (<5 m) et les variations de vitesses obtenues par corrélation de bruit ambiant. La cohérence de leurs mesures de terrain a été validée grâce à leurs modèles hydrologiques.

Les deux études précédemment citées se concentrent néanmoins sur les variations du toit d'une nappe, accessibles par ailleurs via des mesures piézométriques. L'application à une zone non-saturée aussi épaisse que celle de l'observatoire GEK, et de plus dans un contexte karstique, est inédite. Cette première étude a pour but de montrer tout le potentiel de cette méthode afin de combler le vide instrumental actuel en ce qui concerne l'étude des milieux non-saturés profonds et complexes. Des modèles combinant sismique passive et gravimétrie sur le site du GEK pourraient démontrer la faisabilité de futurs modèles hydrologiques spatialisés en déplaçant le gravimètre supraconducteur sur des points clés du bassin.

Pour cela nous répondrons aux questions suivantes :

- 1) Observe-t-on des variations de vitesses d'origine hydrologique dans la zone non-saturée du karst ?
- 2) Peut-on intégrer le suivi des variations de vitesse comme chronomètre dans un modèle physique 1-D défini par la gravimétrie ?
- 3) Le site du GEK présente-t-il des spécificités, notamment des relations pétrophysiques particulières liées à de l'anisotropie et à sa lithologie carbonatée?

La section suivante présente les ondes de surface de Raleigh. En effet, ce sont les variations de vitesses de ces ondes que nous mesurerons avec la méthode de l'intercorrélation du bruit ambiant, comme nous le verrons dans la section d'après.

2. Variations des vitesses des ondes de surface

2.1. Les ondes de Rayleigh

Les ondes de Rayleigh (ondes R, définies par Lord Rayleigh en 1885) sont, avec les ondes de Love, l'un des deux types d'ondes sismiques de surface. Les ondes R résultent d'une interférence constructive des ondes P et des ondes SV (ondes de cisaillement polarisées verticalement) à une surface libre. Ces ondes sont prédominantes à la surface : d'après Miller et Pursey (1955) celles-ci représentent 67% de l'énergie de l'énergie totale sur un capteur vertical en surface dans un demi-espace homogène infini, tandis que les ondes de cisaillement (ondes S) n'en représentent que 26%. Cette prédominance à la surface vient du fait que ces ondes sont guidées par celle-ci, et propagent leur énergie sur la surface (décroissance en $1/r$) et non pas dans un volume comme les ondes de volume (décroissance en $1/r^2$).

La relation de Viktorov (1967) permet une approximation de la vitesse des ondes R (V_R) en fonction de celles des ondes de volumes de cisaillement (V_S) et de compression (V_P):

$$V_R = V_S \frac{1.12\nu+0.87}{1+\nu} \quad (8-1)$$

Où ν est le coefficient de Poisson du milieu de propagation, nombre sans dimension, égal à :

$$\nu = \frac{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1\right]} \quad (8-2)$$

La vitesse des ondes de Rayleigh dépend très fortement de la vitesse des ondes S. Pour un coefficient de poisson de 0.33 obtenu sur les carottes dolomitiques du forage SC1 (rapport V_P/V_S mesuré à 2) V_R est égal à 93% de la vitesse des ondes S. En conséquence les perturbations des V_S par l'hydrologie sont un point essentiel de l'intégration de la sismique passive dans nos modèles.

2.2. Profondeur d'investigation

Comme nous l'avons mentionné plus haut, Les ondes R sont dispersives : les différentes fréquences constituant l'onde se propagent à des vitesses différentes en fonction de l'épaisseur investiguée. On parle de vitesse de phase c pour la vitesse d'une onde monochromatique ou de vitesse de groupe pour celle d'un paquet d'ondes de plusieurs fréquences.

2.2.1. Cas d'un milieu homogène

Selon Matthews *et al.* (1996) la majeure partie de l'énergie d'une onde de Rayleigh de fréquence f est contenue entre la surface et une profondeur z qui est égale à une longueur d'onde $\lambda = \frac{c}{f}$ dans un milieu homogène et isotrope. Néanmoins une règle empirique commune donne une estimation d'épaisseur moindre :

$$z = \frac{1}{3}\lambda \quad (8-3)$$

En prenant une V_s de 1200 m.s^{-1} (basée sur la Figure 8.1), soit une vitesse d'onde de Rayleigh de 1000 m.s^{-1} (Eq. 8-1 et 8-2), la Table 8.1 donne l'ordre de grandeur des profondeurs (Eq. 8-3) en considérant une énergie similaire aux fréquences utilisées.

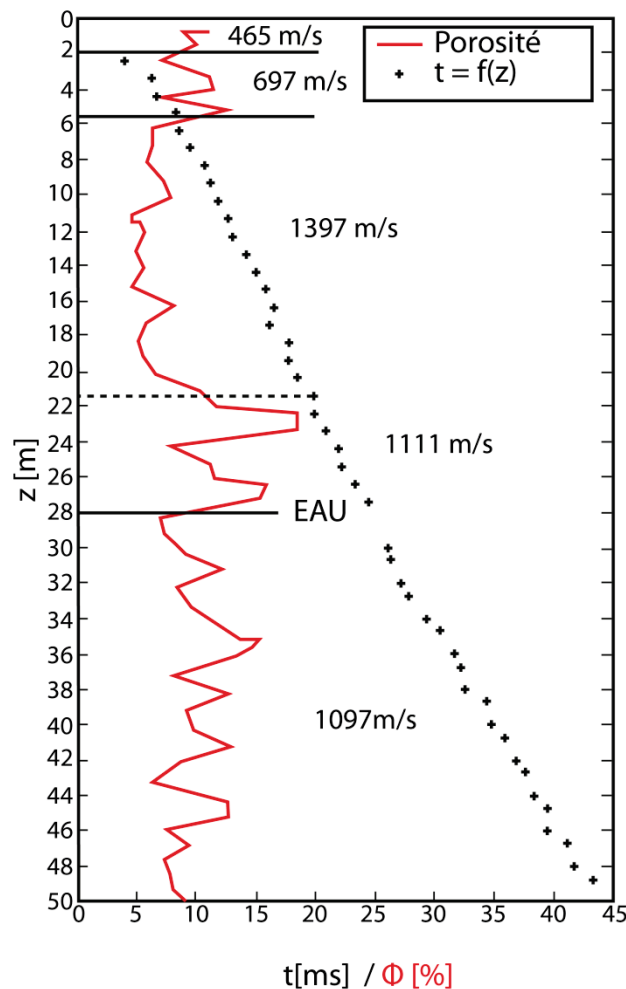


Figure 8.1 : Vitesses de cisaillement obtenues dans le forage carotté SC1, superposées à la porosité. Les vitesses sont obtenues avec une flûte d'hydrophones (partie ennoyée) et une sonde triaxiale (zone non-saturée) le 17 mars 2012. Reproduit d'après Galibert (2012, rapport de campagne).

Autour du GEK, la zone épikarstique non saturée où les variations de saturation sont susceptibles d'avoir lieu est estimée à 100 m maximum. Ce calcul simple (Eq. 8-3, Table ci-dessous) nous permet d'estimer les fréquences potentiellement intéressantes au-dessus de 3 Hz. Toutefois cette première estimation, faite dans un demi-espace homogène, est insuffisante et non valable dans les milieux complexes. Dans ce cas, il est nécessaire de calculer les noyaux de sensibilité des ondes R en profondeur.

Fréquence (Hz)	3	5	10	20	30
Profondeur (m)	110	70	30	15	10

Table 8.1 : Profondeur d'investigation des ondes Rayleigh pour un milieu homogène de vitesse V_R de 1000 m.s^{-1} .

2.2.2. Cas d'un milieu tabulaire

La sensibilité en profondeur des ondes de Rayleigh a été étudiée pour deux modèles de vitesse du milieu :

- Un profil quasi-homogène, appelé « modèle 1 » par la suite. Basé sur le carottage sismique (Figure 8.1), il est défini par une première couche superficielle de sol (5m) à très faible vitesse sismique (500 m.s^{-1}) suivie par une couche infinie de vitesse V_S égale à 1000 m.s^{-1} (Figure 8.3, gauche).
- Un profil inversé à partir des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh qui sera le « modèle 2 » (Figure 8.4, gauche).

Lors d'une précédente campagne réalisée et présentée par Valois (2011), des profils de sismique de réfraction ont été installés près du GEK. Ce sont ces données qui ont été utilisées pour établir le modèle 2 par la méthode d'inversion des ondes de surface. Trente enregistrements générés par des coups de masse sur une plaque en fonte ont été sommés afin de maximiser le rapport signal/bruit. La géométrie du profil E/O (Figure 8.2a) a été ici mise à profit pour mesurer la courbe de dispersion des ondes de surface et l'inverser afin d'estimer un modèle de V_S en profondeur (technique **MASW** ou **Multi-Channel Analysis of Surface Waves** ; Park *et al.*, 1999). Du domaine temporel et spatial de l'acquisition, la méthode dite « f-k » permet de passer dans le domaine fréquentiel (f) et du nombre d'onde (k) par une double transformée de Fourier (Lacoss *et al.*, 1969). Le nombre d'onde k est ensuite converti en vitesse sismique V ($k=2\pi f/V$) pour obtenir une distribution d'énergie spectrale. Les maxima d'énergie représentent la courbe de dispersion de l'onde de Rayleigh, le champ d'onde étant largement dominé par celle-ci.

La zone de confiance de la distribution spectrale est définie par une longueur d'onde maximum (λ_{max}) et minimum (λ_{min}). La première limitation λ_{max} est égale à $0.4L$, L étant la

longueur du profil. Cette limite évite les phénomènes de champs proches se produisant lorsque le champ d'onde ne peut être encore considéré comme plan (Zywicki, 1999 ; O'Neill, 2004) ou que les ondes de volume (P, S) ont encore une trop grande influence (Sanchez-Saliner, 1987). La zone de confiance est aussi bornée par une $\lambda_{min}=2\Delta x$, où Δx est la distance entre les géophones, au-dessous de laquelle l'énergie se replie sur les longueurs d'ondes supérieures (effet de repliement spectral ou *aliasing*). Cette courbe de dispersion est ensuite inversée afin d'obtenir un modèle de V_s en profondeur en ajustant un modèle initial *a priori* et en minimisant l'écart entre la courbe de dispersion du modèle et la réelle.

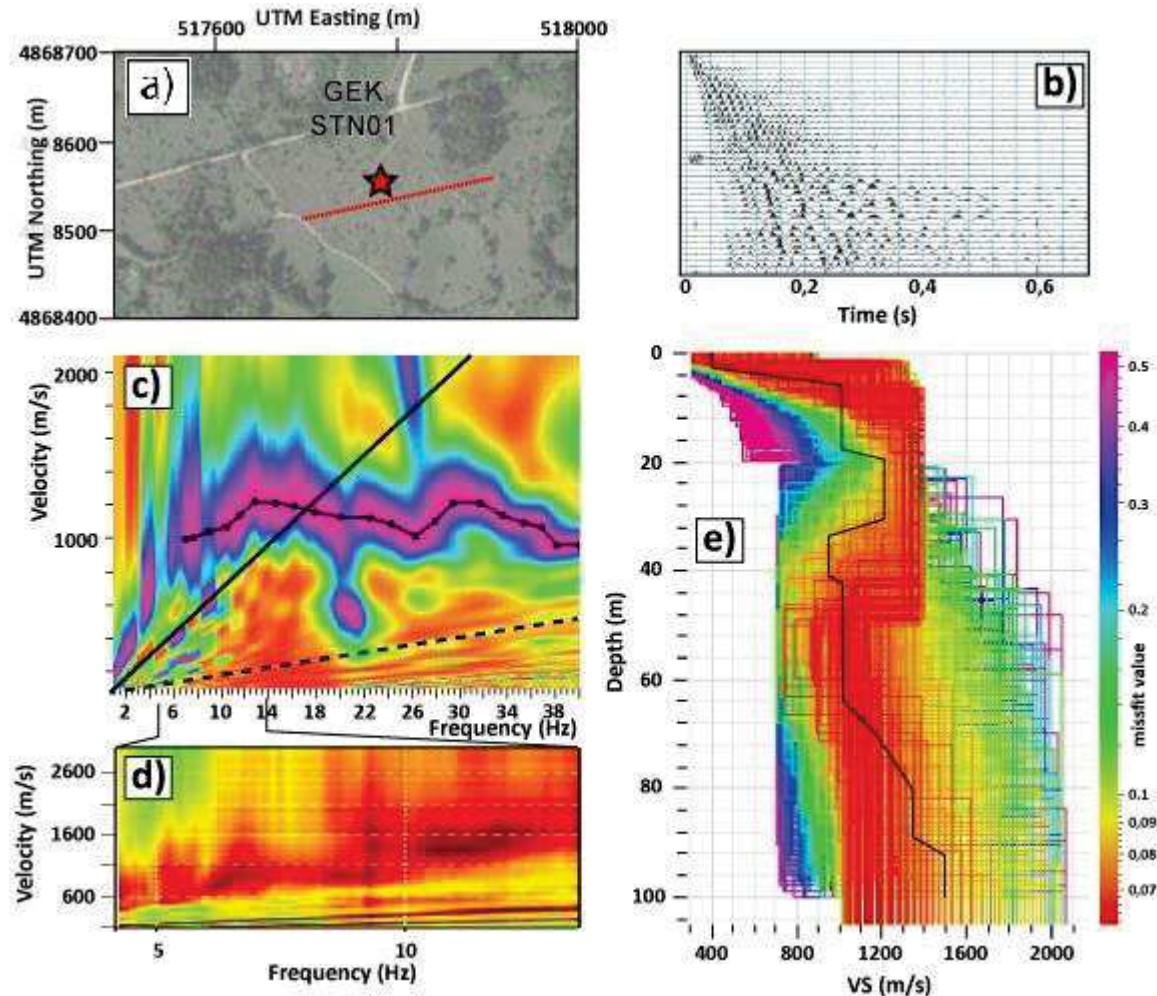


Figure 8.2 : Inversion des ondes de surface à partir d'un profil de sismique active au marteau, réalisé à partir du logiciel Geopsy. a) Localisation du profil sismique. b) Sismogramme de la composante verticale enregistrée sur le profil. c) Energie spectrale dans le domaine (fréquence-vitesse). Les maxima représentent la courbe de dispersion des ondes de surfaces. La droite pleine représente la limite de résolution à basse fréquence en fonction de la longueur du profil (O'Neill, 2004) et la ligne en pointillés représente la limite d'aliasing. d) Energie spectrale entre 4 et 14 Hz provenant de l'enregistrement de bruit ambiant sur tout le profil. e) Inversion de la dispersion pour retrouver un modèle 1D à 4 couches de vitesses V_s . Chaque courbe représente un modèle de vitesse. En noir : modèle utilisé. La 'misfit value' est l'erreur RMS entre les courbes de dispersion observée et simulée. Courtoisie de G. Mainsant.

Nous utilisons ici seulement 170 m sur les 240 m du profil (Figure 8.2a). En effet, différents tests de calcul de la courbe de dispersion montrent qu'il existe une longueur limite des profils testés au-delà de laquelle celle-ci exhibe des variations chaotiques de la vitesse en fonction de la fréquence, que l'on suppose due aux hétérogénéités latérales trop importantes du karst. La courbe de dispersion est pointée à la main (Figure 8.2c) en utilisant le logiciel Geopsy (www.geopsy.org).

Quels que soient les profils utilisés, les courbes de dispersion montrent une augmentation de la vitesse avec la fréquence entre 6 et 16Hz avant de se stabiliser (Figure 8.2c). La courbe de dispersion en deçà de 14 Hz se trouve au-dessus de la limite en résolution (λ_{\max}) exposée dans le paragraphe précédent et tracée sur la distribution d'énergie spectrale (Figure 8.2c). On subodore toutefois que la forme non-conventionnelle de la courbe entre 6 et 16Hz (diminution de la vitesse avec augmentation de la longueur d'onde, donc avec la profondeur) n'est pas due à un manque d'énergie à ces fréquences mais à une inversion des vitesses S en profondeur (*e.g.* Salloum *et al.*, 2014). Pour accréditer cette partie de la courbe nous avons réalisé un deuxième profil sismique exactement au même endroit mais cette fois-ci en utilisant un enregistrement d'une heure de bruit ambiant (source plus basse fréquence) à la place des coups de masse. Le calcul de la distribution d'énergie spectrale est réalisé à l'aide du logiciel *Grilla* (Figure 8.2d) entre 4 et 14 Hz, avec la totalité des géophones des 240 m de la ligne. Les résultats sont effectivement similaires à ceux obtenus en sismique active.

Pour l'inversion, le modèle est très peu contraint. Cette étape est réalisée par un module du logiciel de Geopsy : *Dinver* qui utilise un algorithme de voisinage avancé (Sambridge, 1999a ; Wathelet, 2008). La Figure 8.2e montre les différents modèles en fonction de leurs différentes erreurs entre le modèle inversé et le modèle *a priori*. Les variabilités des modèles aux erreurs les plus faibles (ici <0.05) fournissent une large gamme de variation de V_s en fonction de la profondeur mais tous montrent une couche à vitesse réduite de 800 m.s^{-1} aux alentours de 30 m. Un modèle est choisi dans la zone des erreurs faibles (souligné en noir sur la Figure 8.2e).

Les noyaux de sensibilité des ondes de Rayleigh pour les deux modèles de vitesse S (Figure 8.3 et Figure 8.4) ont été calculés pour plusieurs fréquences en utilisant le code développé par Herrmann (2013, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann>). Les vitesses des ondes P sont fixées à partir d'un coefficient de poisson de 0.33 (rapport V_p/V_s de 2) d'après nos mesures en forage et la littérature (*e.g.* Pickett, 1963 ; Miller et Stewart, 1990).

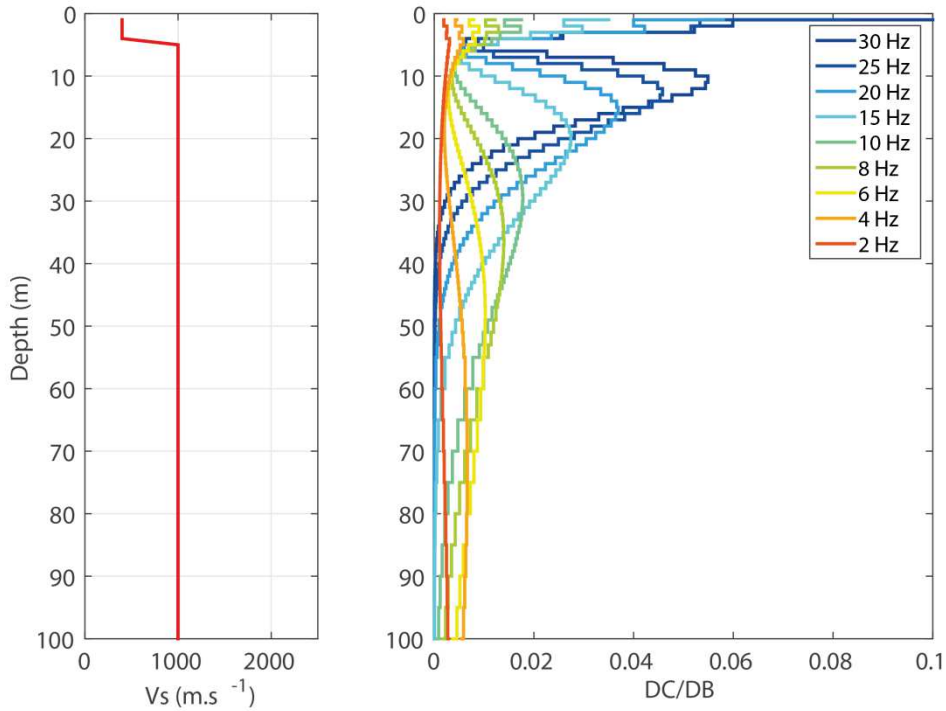


Figure 8.3 : A gauche : modèle « 1 » des vitesses des ondes de cisaillement (onde S). Sensibilité des vitesses de phase des ondes de Rayleigh en fonction de la profondeur. DC/DB est la dérivée partielle de la vitesse de phase (C) par rapport à V_s (B) dans une couche définie.

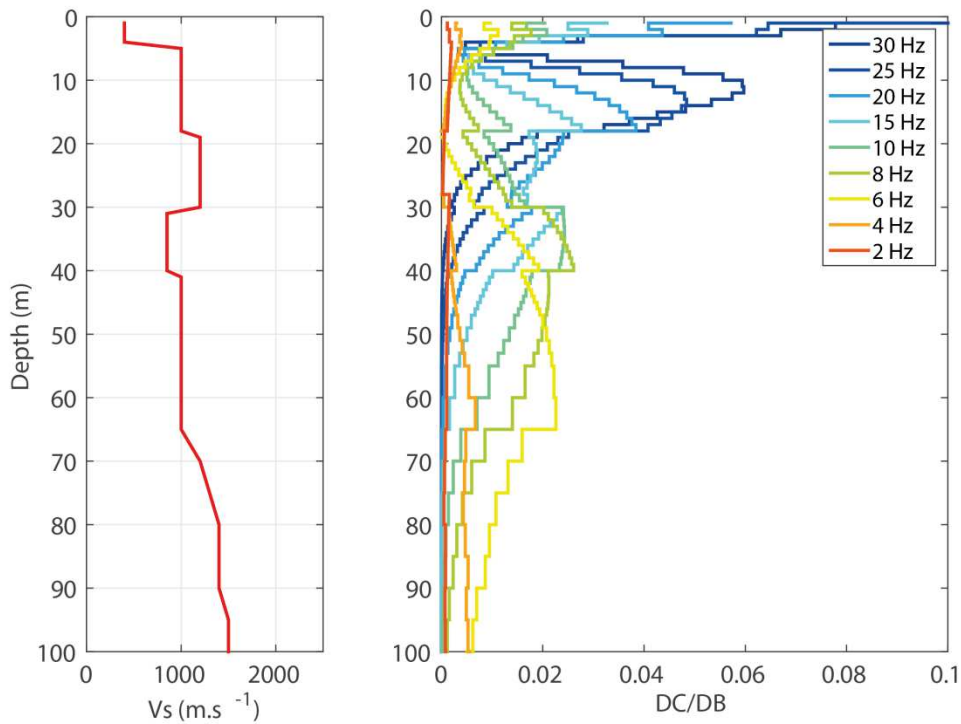


Figure 8.4 : Modèle « 2 ». Même légende que la Figure 8.3 mais pour le profil de vitesse des ondes S inversé à partir de la courbe de dispersion des ondes de surface (Figure 8.2).

Les sensibilités calculées pour les deux modèles sont globalement du même ordre de grandeur que celles estimées simplement pour un milieu homogène à 1000 m.s^{-1} (Table 8.1). Pour une fréquence donnée, plus la vitesse est faible et plus la profondeur de pénétration des ondes R l'est également. En conséquence, la sensibilité se concentre dans les couches à faible vitesse. Les hautes fréquences ($>10 \text{ Hz}$) sont très sensibles aux vitesses des ondes S dans le sol et la proche surface (modèle 1 et 2) tandis que les fréquences entre 4 et 15 Hz présentent une sensibilité particulière à la faible vitesse de la couche lente entre 30 et 40 m (modèle 2). De même, lors d'une transition d'un milieu plus lent à un milieu plus rapide la sensibilité chute brusquement, comme à 65 m sur le modèle 2 (Figure 8.4).

De faibles changements de vitesse ne modifient pas significativement les noyaux de sensibilité. Des essais ont montré qu'une variation de 2 % des V_s dans la zone de sensibilité d'une fréquence donnée induit bien une variation de la vitesse de phase de 2 % (*e.g.* dans les 25 premiers mètres du modèle 1 à 25 Hz). De même, un léger changement hors de cette zone de sensibilité ($>30 \text{ m}$ à 25 Hz) ne perturbe aucunement la vitesse de phase. Des variations identiques des vitesses V_p ou des densités aux profondeurs sensibles ne montrent qu'un impact très limité sur les vitesses de phase (au moins 1 ordre de grandeur inférieur).

Il est important de noter ici que les deux modèles sont relativement peu contraints et ne seront utilisés que comme exemple afin de démontrer le potentiel de cette méthode pour la calibration des modèles hydrologiques. Nous avons choisi arbitrairement de continuer jusqu'à -100 m avec une vitesse à 1000 m.s^{-1} dans le modèle 1. La géométrie de la couche de sol, ainsi que l'épaisseur (10 m) et la profondeur (-30 m) de la couche à 800 m.s^{-1} pour le modèle 2 sont également des choix *a priori*.

Un niveau fantômisé observable dans les cavités sous le GEK pourrait être à l'origine de ce niveau à plus faible vitesse. Une nappe perchée proche de l'horizon de la zone d'infiltration pourrait également expliquer une altération plus forte.

Dans la section suivante, nous verrons comment obtenir un suivi continu des variations temporelles des vitesses de phase des ondes R grâce à la méthode d'intercorrélation du bruit sismique ambiant.

3. Intercorrélation du bruit sismique ambiant

L'utilisation de l'intercorrélation du bruit sismique ambiant afin de déterminer les propriétés du milieu de propagation a été proposée par Aki (1957). Cet auteur a proposé de retrouver la dispersion des ondes de surface et donc des propriétés du sous-sol à partir du bruit ambiant. Le principal intérêt de cette méthode est de ne plus avoir recours aux séismes naturels ou anthropiques, d'où une grande facilité d'acquisition du signal sismique surtout pour la surveillance en continu.

Le but n'est pas ici de faire une nouvelle partie méthodologie mais de poser les bases permettant de comprendre les principales étapes du traitement et surtout les hypothèses faites lors de l'étude ainsi que les limitations de cette méthode. De nombreux état de l'art ont été publiés récemment sur la corrélation du bruit sismique ambiant et peuvent être consulté (*e.g.* Gouédard *et al.*, 2008, Larose *et al.*, 2006, Stehly *et al.*, 2006). Les thèses récentes de Hadziioannou (2011), Mainsant (2013) ou Bottelin (2014) font également un état de l'art précis.

3.1. Reconstruction de la fonction de Green des ondes de surface

La fonction de Green entre deux points A et B représente la réponse sismique enregistrée en A dans le cas d'une source impulsionnelle de type Dirac émise en B (un Dirac contenant toutes les fréquences). Cette fonction possède donc toutes les informations du milieu entre ces 2 points. Le bruit ambiant, qui semble désordonné de prime abord, est cohérent et porte des informations sur le milieu traversé sous certaines conditions. La reconstruction de la fonction de Green complète est théoriquement possible si le champ diffus engendré par le bruit ambiant est en équilibre :

- Si les sources de bruit sont réparties de manière homogène tout autour des capteurs (*e.g.* Roux *et al.*, 2005).
- Si les sources sont peu distribuées en azimut, mais que le milieu est suffisamment hétérogène pour que les nombreuses diffractions jouent le rôle de sources secondaires.

Expérimentalement ces conditions ne sont jamais parfaitement remplies. Les sources ne possèdent pas toutes les fréquences et ne sont pas tout-azimut, même après de multiples diffractions dans le milieu. On ne reconstruit donc en général qu'une partie de la fonction de Green par intercorrélation, le plus souvent celle associée aux ondes de surface qui constituent la majeure partie du bruit sismique ambiant mesurée par des capteurs verticaux disposés à la surface (Ekström, 2001). Les sources du bruit sont ainsi proches de la surface : la houle à basse fréquences (entre 0.1 et 1Hz, Beucler *et al.*, 2015) ou le bruit anthropique et le vent à plus haute fréquence (*cf.* chapitre 5.2.4).

La coda, qui représente le train d'ondes d'amplitude dégressive après les ondes de volumes et de surface principales, a également les mêmes propriétés d'équipartition que le bruit ambiant et peut être ainsi utilisée pour la méthode d'intercorrélation. En effet, la coda représente les multiples diffractions diffuses dans le milieu d'évènements sismiques (Poupinet *et al.*, 1984).

3.2. Surveillance des variations des vitesses des ondes de surface

La reconstruction des ondes de Rayleigh à partir du bruit sismique ambiant a permis par exemple à Shapiro *et al.* (2005) de réaliser une tomographie des vitesses de cisaillement (V_s) de haute résolution à grande échelle en Californie, avec des stations séparées par plusieurs milliers de km et des périodes allant jusqu'à 150s. Les études à plus petite échelle se font en prenant des périodes et des distances inter-stations plus petites (*e.g.* Mainsant *et al.*, 2012).

Outre l'imagerie du sous-sol, la surveillance d'un ou plusieurs paramètres entrant dans la fonction de Green est possible par corrélation de bruit sismique. Dans le cas de nos études, les paramètres sont les variations des vitesses de phases des ondes de Rayleigh, provoquées par des variations de saturation. Puisque seules les variations relatives de vitesses importent il n'est pas nécessaire de reconstruire la fonction de Green complète. Dans ce cas, la stabilité des sources dans l'espace et le temps suffit selon Hadziioannou *et al.* (2009).

Les variations de temps de trajet peuvent être obtenues par la méthode dite des doublets (aussi appelée méthode **MWCS**, pour **Moving-Window Cross Spectrum analysis**) établie par Poupinet *et al.* (1984) et améliorée par Clarke *et al.* (2011). Cette méthode porte ce nom de 'doublets' car elle visait à l'origine à détecter tout changement dans les formes d'ondes entre deux séismes répétés (*doublets*) de même origine (position et mécanisme identiques) et donc générant des signaux quasi-identiques. Les légers changements entre les sismogrammes sont alors attribués à des perturbations du milieu entre les deux séismes. On peut appliquer cette méthode aux fonctions de Green (partielles) reconstruites par l'intercorrélation du bruit ambiant entre deux stations qui jouent le rôle de sismogrammes artificiels.

Cette méthode étant relative, elle nécessite l'utilisation d'un état de référence auquel comparer un état ponctuel. La référence peut être la fonction de Green partielle calculée sur l'ensemble de la période étudiée ou sur une partie seulement. Chaque fonction de Green calculée sur une période de temps (*e.g.* 1 jour, 7 jours, 1 mois) est ensuite comparée à cette référence (Figure 8.5, en haut) :

- Tout d'abord, les deux signaux sont découpés en plusieurs fenêtres temporelles. Pour chaque fenêtre (Figure 8.5, milieu, gauche), le délai entre les deux signaux peut être calculé en mesurant le pic de l'intercorrélation ou de manière plus précise dans le domaine fréquentiel en calculant l'inter-spectre. Il existe alors une relation linéaire

entre le déphasage φ et le retard dt , qui est la pente de la régression linéaire entre la phase et la fréquence.

- En faisant ce calcul pour chaque fenêtre, les retards en fonction du temps de trajet (le temps du milieu de chaque fenêtre) s'alignent pour former une droite. Sa pente (dt/t) est directement l'opposée de la variation relative de la vitesse (Poupinet *et al.*, 1984):

$$\frac{dt}{t} = -\frac{dV}{V} \quad (8-4)$$

Il est également possible d'estimer les variations de vitesses par la méthode dite d'étirement temporel (que l'on peut aussi trouver sous le nom d'*interférométrie passive* ou encore de '*Stretching*', Sens-Schönfelder et Wegler, 2006). Cette seconde méthode ne sera pas présentée plus en détail ici et n'a été utilisée dans cette étude que pour confirmer les résultats de la première.

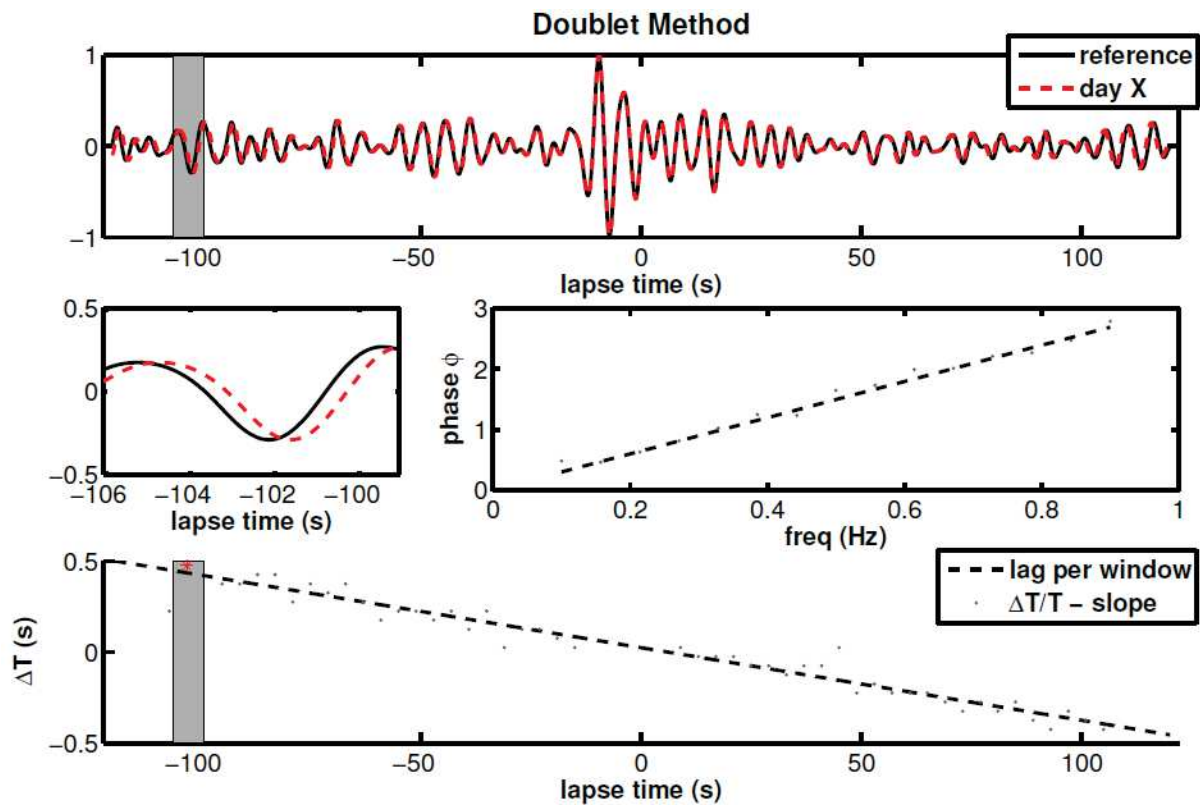


Figure 8.5 : Illustration de la méthode des doublets. En haut : le signal de référence (noir) et le signal comparé (rouge). La partie grise est agrandie au centre. Au centre, à droite : régression linéaire dans la distribution de phase et fréquence. En bas : relation linéaire entre le délai et le temps de trajet. Figure et légende d'Hadziioannou (2011).

3.3. Intégration dans les modèles hydrologiques

Pour intégrer les variations relatives de vitesse des ondes R (dV/V) dans un modèle hydrologique, il faut résoudre le problème direct et savoir simuler ces variations de vitesses en fonction des changements hydrologiques, issus des modèles hydrologiques. Les vitesses de Rayleigh étant principalement basées sur la vitesse des ondes de cisaillement, ce sont essentiellement les variations des ondes S en fonction du contenu hydrique qu'il faut reproduire.

3.3.1. Relations de Biot-Gassmann

Les vitesses de cisaillement V_s et de compression V_p sont définies par les équations fondamentales suivantes :

$$\begin{cases} V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \\ V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \end{cases} \quad (8-5)$$

Avec ρ la masse volumique et μ et K les modules de cisaillement et d'incompressibilité du milieu. Les relations de Biot-Gassmann (Biot, 1956a ; 1956b ; Gassmann 1951) permettent d'obtenir les modules de cisaillement μ_{sat} et d'incompressibilité K_{sat} d'une roche de porosité ϕ saturée en fluide (air, eau, huile ou mélange) en fonction des modules de la fraction minérale solide (K_{min} et μ_{min} , les minéraux de dolomite dans notre cas), de ceux du fluide (μ_{fl} et K_{fl}), et de ceux de la roche sèche (μ_{sec} et K_{sec}):

$$\begin{cases} K_{sat} = \frac{\phi \left(\frac{1}{K_{min}} - \frac{1}{K_{fl}} \right) + \frac{1}{K_{min}} - \frac{1}{K_{sec}}}{\frac{\phi}{K_{sec}} \left(\frac{1}{K_{min}} - \frac{1}{K_{fl}} \right) + \frac{1}{K_{min}} \left(\frac{1}{K_{min}} - \frac{1}{K_{sec}} \right)} \\ \mu_{sat} = \mu_{sec} \end{cases} \quad (8-6)$$

Les hypothèses sous-jacentes à ces relations sont principalement : l'équilibre des pressions de pores dans le milieu, l'isotropie et l'absence d'interaction entre la matrice et le fluide. Les deux dernières hypothèses sont probablement fausses dans le karst (anisotropie N170 avérée à une certaine échelle et réactions de précipitation/dissolution) et seront discutées dans la section 6.4.2.

Les vitesses sismiques dépendent donc des fluides et de leur saturation. Les sections suivantes détaillent comment calculer les variations de vitesse sismique V_s , V_p , et V_R en fonction des variations de la teneur en eau du milieu.

3.3.2. Calcul des variations des ondes S

Dans un milieu consolidé et sous les hypothèses précédentes, μ ne change pas avec la saturation S . En conséquence les variations de V_s sont uniquement liées à la variation de masse volumique ρ :

$$\rho(S) = \rho_{min}(1 - \phi) + \rho_{eau}(S\phi) + \rho_{air}\phi(1 - S) \quad (8-7)$$

Où ρ_{min} , ρ_{eau} et ρ_{air} sont les masses volumiques des fractions minérale, eau et air contenues dans la roche totale. En négligeant la masse volumique de l'air, on déduit directement des deux équations ci-dessus que la vitesse des ondes de cisaillement V_s décroît quasi-linéairement avec la saturation en suivant une pente de :

$$-V_{s_{sec}} \left[1 - \sqrt{\frac{\rho_{min}(1-\phi)}{\rho_{min}(1-\phi) + \rho_{eau}\phi}} \right] \quad (8-8)$$

Cette pente ne dépend que de la vitesse à saturation nulle $V_{s_{sec}}$, de la porosité θ et des masses volumiques des minéraux ρ_{min} et de l'eau ρ_{eau} (respectivement 2700 et 1000 kg.m⁻³). Elle permet ainsi de calculer les changements de vitesses à partir d'un modèle de référence (section 2.2.2), sans tenir compte de μ .

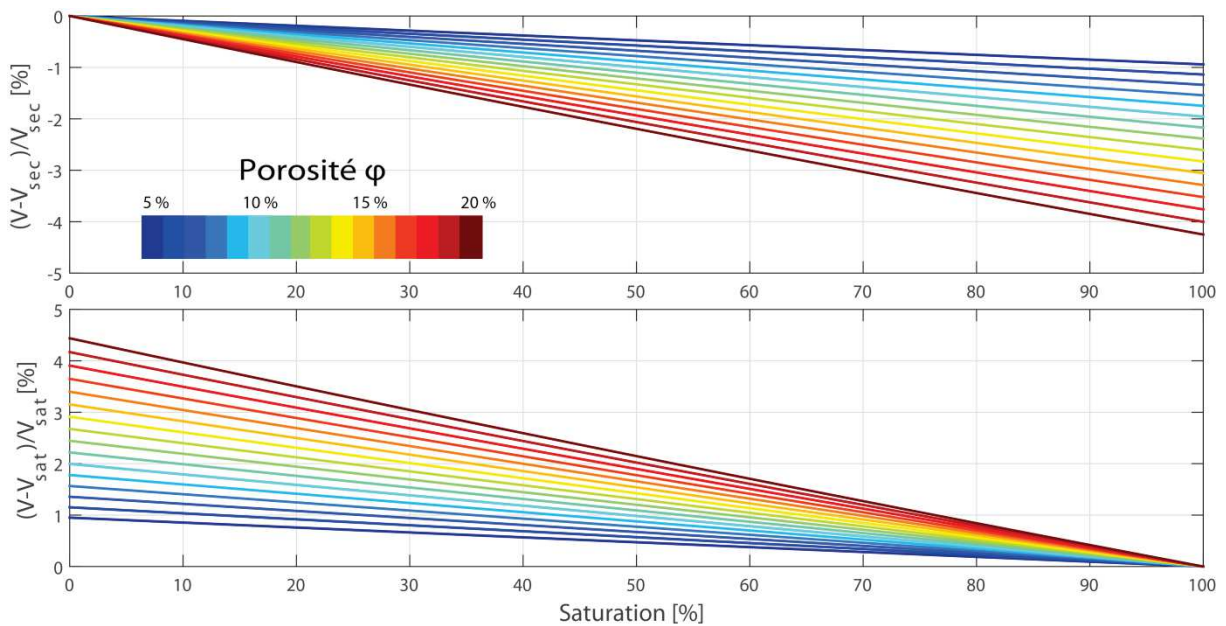


Figure 8.6 : Variations relatives de vitesse des ondes S en fonction de la saturation pour plusieurs porosités, pour une référence à saturation nulle (en haut) et complète (en bas). Les masses volumiques de grains et de l'eau sont prises respectivement à 2700 et 1000 kg.m⁻³.

L'amplitude maximale des variations de vitesse des ondes S correspond au coefficient directeur de la droite (Eq. 8-8), la saturation évoluant entre 0 et 1. Celle-ci dépend fortement

de la porosité : de 2% de variations de vitesse au maximum (entre l'assèchement et la saturation complète) pour une porosité de 0.1, on dépasse 4% pour une porosité de 0.2 (Figure 8.6).

La définition de l'état du profil de référence (sec ou à une saturation quelconque) a également peu d'impact sur les variations relatives de vitesse. Entre une référence asséchée ($S=0$) ou à saturation ($S=1$), les coefficients directeurs sont très semblables : ils ne diffèrent au maximum que de 2 % pour une porosité de 0.1. Cette différence augmente faiblement avec la porosité mais reste inférieure à 5 % pour une porosité de 0.2.

En plus du profil des vitesses des ondes S, les vitesses des ondes P ainsi que le profil de densité peuvent être recalculés suivant les relations de Biot-Gassmann.

3.3.3. Le problème des ondes P

Pour un même pourcentage de variation de vitesse, les ondes P impactent beaucoup moins les vitesses des ondes R que celles des ondes S (d'un ordre de grandeur environ). Cependant, les vitesses P sont susceptibles de subir de bien plus fortes variations que les ondes S avec la saturation et ainsi avoir une influence du même ordre de grandeur sur la vitesse des ondes R.

En fonction de la taille des hétérogénéités par rapport aux longueurs d'ondes étudiées, on peut avoir un effet de "*patchy saturation*" (Knight *et al.*, 1998). Si la longueur d'onde est inférieure à la taille des hétérogénéités, elle va être sensible à une succession de milieux saturés et partiellement saturés (Knight *et al.*, 1998). K_{fl} est alors simplement la moyenne arithmétique des modules d'incompressibilité de l'eau et de l'air (Voigt, 1928), ce qui se traduit par une croissance continue de V_p avec la saturation (Figure 8.7, « Voigt »).

Dans le cas d'hétérogénéités de taille inférieure à la longueur d'onde, le milieu sera considéré comme homogène. Le module d'incompressibilité du mélange des fluides eau/air K_{fl} sera simplement la moyenne harmonique des modules de l'eau et de l'air (Reuss, 1929), pondérée par leurs saturations respectives. V_p décroît alors linéairement avec la saturation (effet de densité : augmentation de ρ à faible saturation) avant d'augmenter très fortement à l'approche de la saturation totale en eau lorsque le module d'incompressibilité de l'eau prend plus d'importance que celui de l'air (Figure 8.7, « Reuss »).

Aux hautes fréquences de la sismique active, un effet de saturation par patchs a été observé pour certains niveaux de l'épikarst dolomitique du Durzon par Galibert (2016). Nos résultats expérimentaux (sections 4 et 0 suivantes) montrant une décroissance continue de la vitesse après les pluies, un effet de saturation par patchs est peu probable. Nos fréquences sont d'ailleurs bien plus basses que celles de la sismique active et donc sensibles à de bien plus grandes hétérogénéités. Les profondeurs auxquelles les ondes R sont les plus sensibles

doivent également être en moyenne toujours non-saturées : dans le cas contraire, de très importantes augmentations de V_p à saturation (Figure 8.7, « Reuss ») impliqueraient des variations opposées à celles observées.

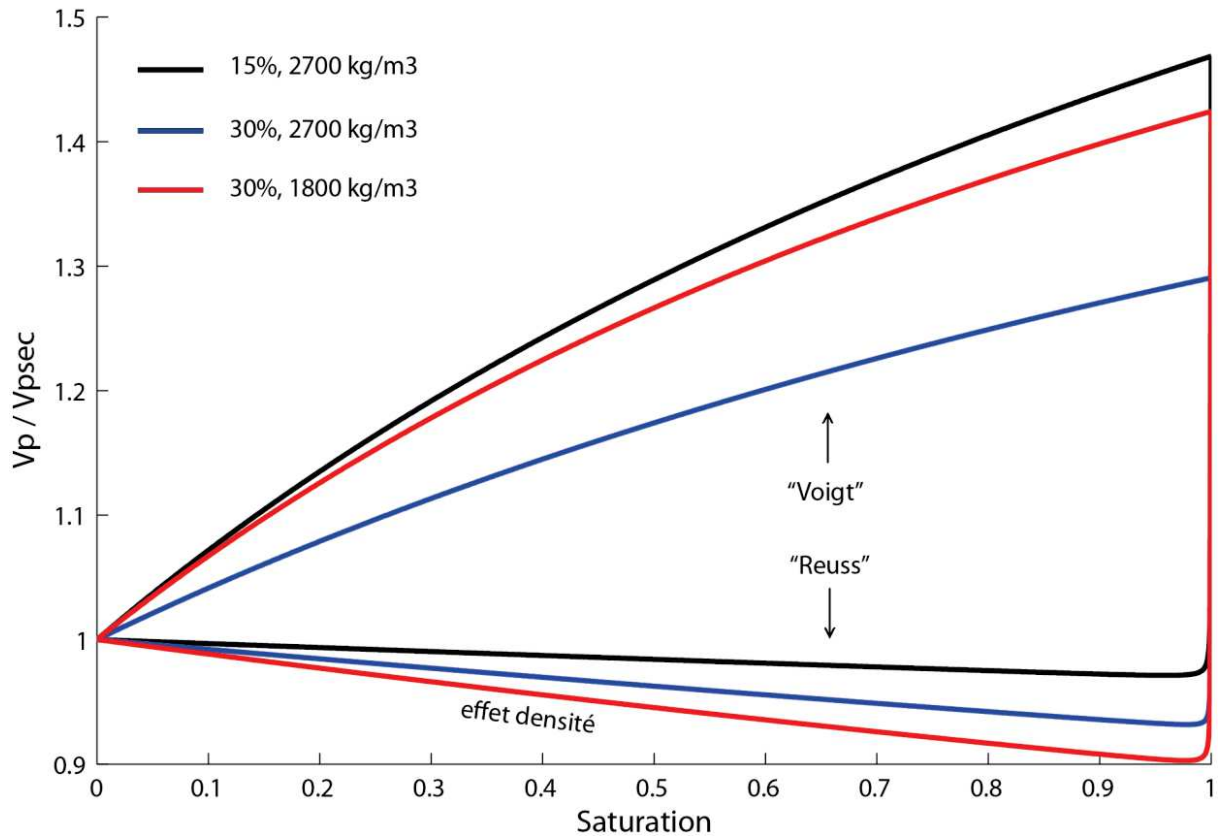


Figure 8.7 : Evolution des vitesses de compression V_p avec la saturation suivant des modèles de saturation homogène (« Reuss ») et de patchy saturation (« Voigt »). D'après Valois (2011).

Dans les deux cas de figure, la non-linéarité de la relation entre V_p et la saturation pose le problème du choix de l'état de saturation du profil de référence. Au vu de toutes les incertitudes associées au choix de la relation (Reuss ou Voigt) et du moindre impact de l'effet (de densité) de V_p sur les vitesses des ondes R dans le cas du profil de Reuss, le profil de V_p ne sera pas recalculé dans la modélisation.

3.3.4. Calcul des nouvelles vitesses R

Les vitesses des ondes S du profil initial (Figure 8.3 et Figure 8.4) sont définies pour une saturation nulle. Pour chaque pas de temps d'un modèle Hydrus 1-D on peut recalculer un nouveau profil de vitesse S comme suit:

$$V_{s_i}(S) = V_{s_i}(S = 0) \left(1 - \frac{\theta_i}{\phi_i} * \left[1 - \sqrt{\frac{\rho_{min}*(1-\phi_i)}{\rho_{min}*(1-\phi_i) + \rho_{eau}*\phi_i}} \right] \right) \quad (8-9)$$

La vitesse est ainsi recalculée sur chaque nœud i du profil en fonction de la saturation et de la porosité des nœuds équivalents dans le modèle Hydrus. La discrétisation du modèle hydrologique étant plus fine que celle du profil de vitesse, la saturation et la porosité sont moyennées en conséquence.

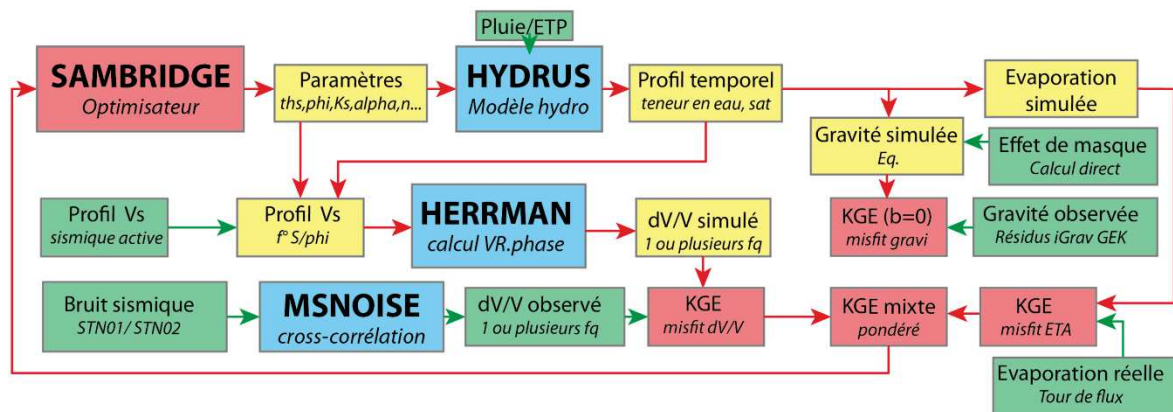


Figure 8.8 : Algorithme de l'optimisation des modèles hydrologiques avec comme critères les reproductions du flux en surface, de la gravimétrie et des vitesses des ondes R à une ou plusieurs fréquences.

Les profils de vitesses sont ensuite moyennés selon la même fenêtre que les résultats expérimentaux (7 jour, cf. section 4 suivante). Pour chaque pas de temps, les vitesses de phase sont recalculées à l'aide du code développé par Herrmann (2013). Comme pour les modèles des chapitres précédents, les paramètres du milieu sont recherchés avec l'algorithme de voisinage de Sambridge (1999a). La fonction objectif et le KGE (Gupta *et al.*, 2009, maximisation à 1) entre les variations observées et simulées d'une ou plusieurs dV/V , de la gravimétrie, et du flux en surface. L'algorithme complet représentant les codes entrelacés est représenté sur la Figure 8.8.

Les sections suivantes présentent notre application sur le site de l'observatoire : les stations de mesure, les variations expérimentales de dV/V et l'intégration dans les modèles Hydrus 1D.

4. Application au GEK

4.1. Présentation des stations

Afin de mesurer les variations de vitesse des ondes de surface autour du GEK, deux sismomètres large bande du parc RESIF SISMOB (<https://sismob.resif.fr/>) ont été installés lors d'une première étude. Un premier sismomètre STS-2 (*Kinematics*) a été installé sur le pilier Nord-Est à l'intérieur du GEK. On se réfèrera à cette station comme à la station SNT01 dans la suite du chapitre. Le second sismomètre (un Trillium compact de *Nanometrics*) a été installé dans la cave d'un particulier à 400 m à l'Ouest de l'observatoire (Figure 8.9). Cette cave, directement creusée dans la dolomie, offre un bon couplage avec le sol et une grande stabilité de température (variations de 2 °C sur une décennie d'après un thermomètre à minimum et maximum). La collecte des données est faite grâce à un Data Logger Taurus (*Nanometrics*) pour les deux stations. Les deux stations sont également reliées à un GPS pour assurer une parfaite synchronisation en temps, indispensable à l'intercorrélacion. L'espacement de 400 m entre les deux stations permet d'investiguer une zone d'une échelle comparable à la gravimétrie et aux données météorologiques.

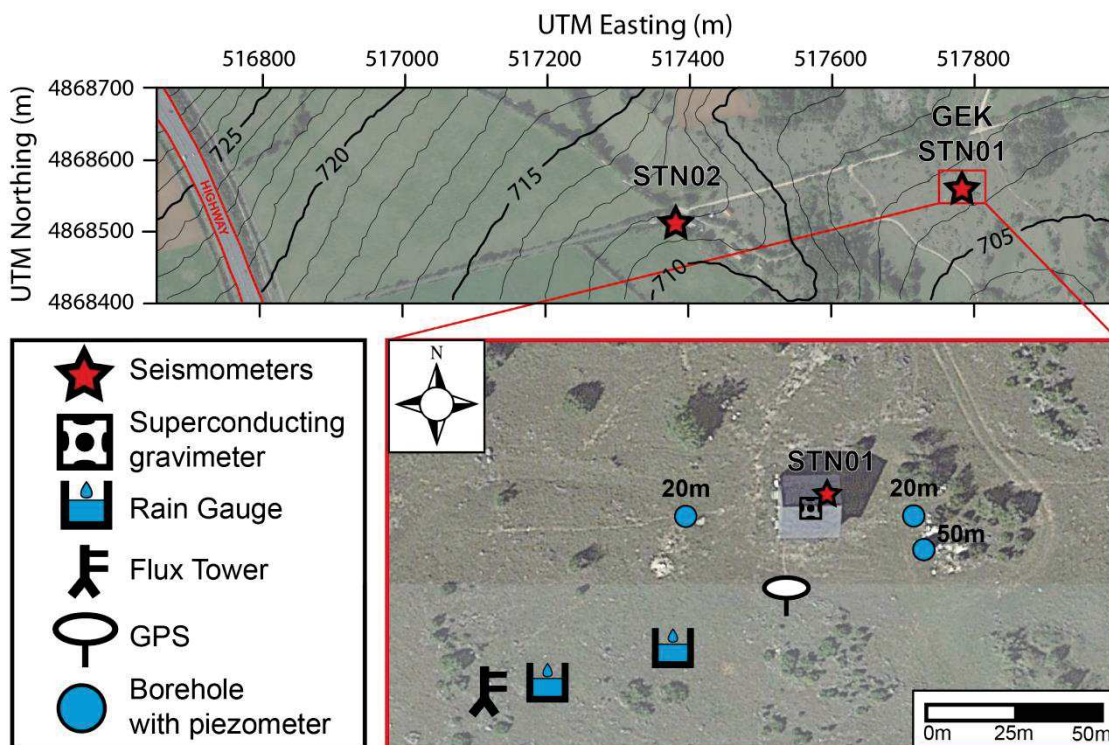


Figure 8.9: Carte de position des sismomètres (en haut), à proximité de l'A75. Vue rapprochée des instruments du GEK (en bas). D'après Fores et al. (2016c, in prep., présenté en section 5).

Ces deux stations ont mesuré pendant une année le bruit ambiant à une fréquence d'échantillonnage de 250 Hz, entre Octobre 2014 et Novembre 2015 (Figure 8.10). Au niveau météorologique, un important évènement orageux a eu lieu pendant la période de mesure,

fin Novembre 2014 (250 mm de pluie en 3 jours). Quelques périodes manquent, suite à une surtension du chargeur de la batterie de la station STN02, l'habitation ne bénéficiant pas des protections du GEK, lors de ces mêmes orages. Des problèmes de carte mémoire au printemps et à l'été 2015 sont aussi survenues.

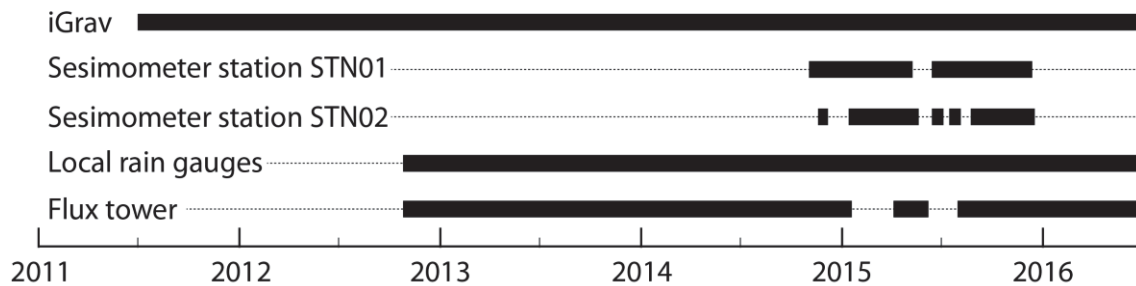


Figure 8.10 : Disponibilités au GEK des données de pluviométrie, d'évaporation (tour de flux), de bruit sismique ambiant et de gravimétrie.

4.2. Origine et fréquences du bruit

Nous analysons dans cette partie l'origine du bruit ambiant enregistré par les capteurs ainsi que leurs bandes de fréquences disponibles pour reconstruire les variations de vitesses de phase des ondes de Rayleigh. Ces bandes fréquentielles disponibles ont une grande importance puisqu'elles définissent les profondeurs d'investigation possibles.

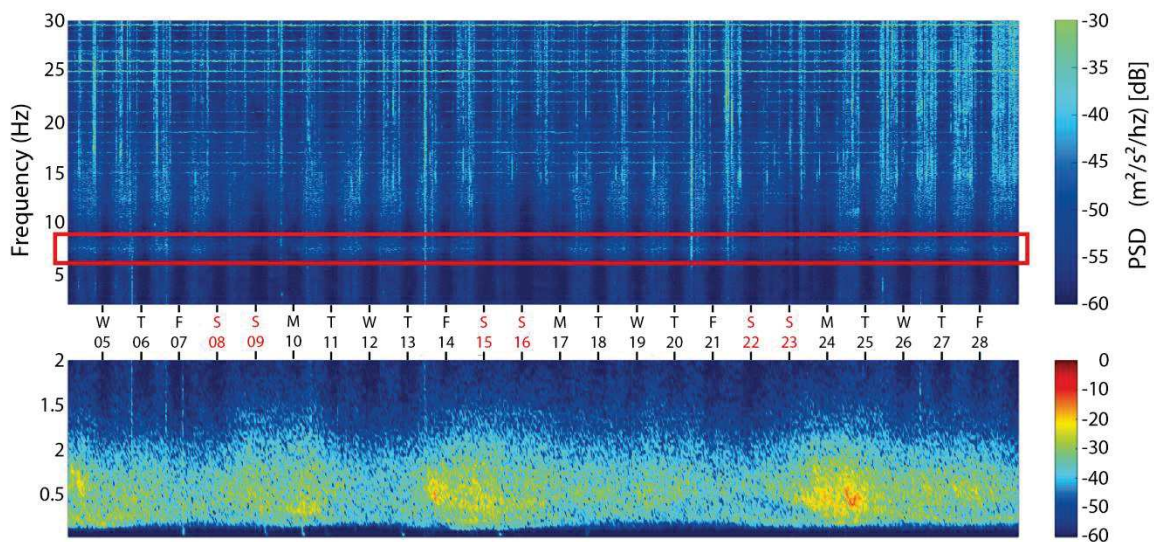


Figure 8.11 : Spectrogramme pour STN01 – composante verticale (Z) - Aout 2015. Haut : PSD entre 2 et 20 Hz. Bas : bruit d'origine marine entre 0.1 et 2 Hz. Le cadre rouge montre la zone la plus énergétique qui permet les meilleures reconstructions des V_R (voir plus bas). Modifié d'après Fores et al. (2016c).

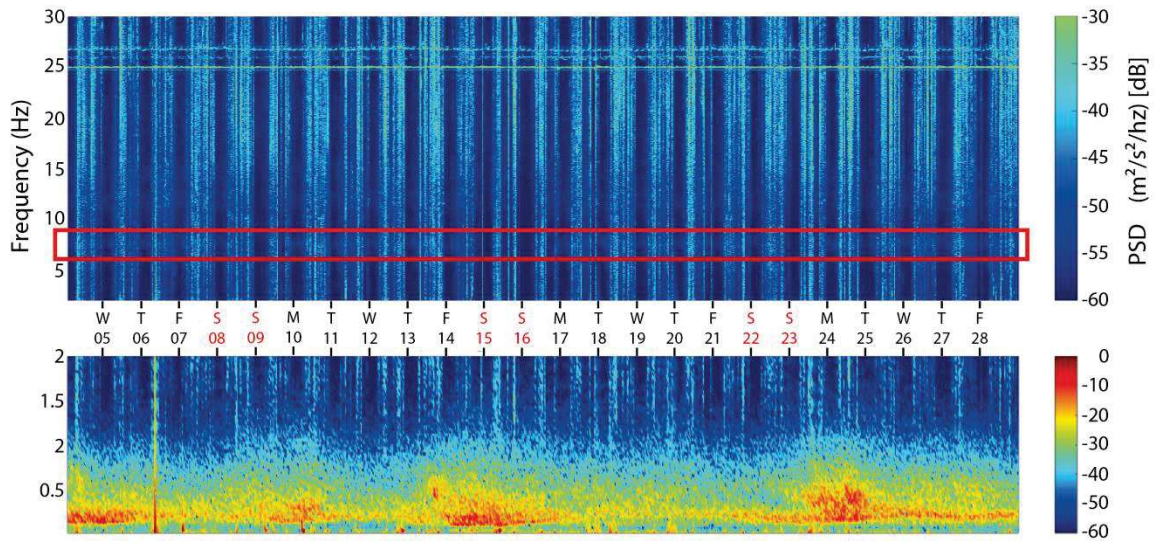


Figure 8.12 : Spectrogramme pour STN02. Légende similaire à celle de la Figure 1.11.

Les spectrogrammes présentés en Figure 8.11 et Figure 8.12 montrent la densité spectrale de puissance (DSP ou PSD) de 0.1 à 20 Hz pour le mois d’Aout 2015. Le calcul de la DSP est identique à celui présenté pour l’analyse du bruit de l’iGrav (chapitre 5.2.4).

STN01 est parasité par des bandes de bruits constantes et très étroites tous les 1 Hz au-delà de 10 Hz. Ce bruit est probablement d’origine électronique ou mécanique au vu des nombreux instruments du GEK (un compresseur, notamment). STN02 ne présente d’ailleurs de telles bandes qu’autour de 25 et 50 Hz, liées au courant alternatif 230 V des divers appareils électriques de l’habitation. L’amplitude de la DSP est également systématiquement plus forte à la station STN02. Cela peut s’expliquer par un meilleur couplage entre le STN02 et le sol, dans une cave creusée directement dans la dolomie alors que STN01 est sur un pilier.

Egalement observé sur l’iGrav, le bruit remarquable **entre 0.1 et 1 Hz** est connu pour être lié à la houle marine (chapitre 5.2.4, *e.g.* Widmer-Schmidrig, 2003 ; Beucler *et al.*, 2015). Les variations temporelles d’amplitude du bruit à ces fréquences sont ici corrélées avec la hauteur de la houle sur le plateau continental de la côte atlantique mais surtout de la côte méditerranéenne.

Au-dessus de 1Hz, le bruit est principalement anthropique : des motifs d’alternance nuit/jour ainsi que jours ouvrés/fin de semaine (et jours fériés) sont visibles dans l’amplitude de la DSP sur les deux stations (Figure 8.11 et Figure 8.12). L’absence d’augmentation de la DSP les jours de départ et retour de vacances est également bien marquée. Ces indices, en plus de la bande fréquentielle allant du hertz à la dizaine de hertz, souvent produite par le trafic routier (*e.g.* Larose *et al.*, 2015), indiquent que l’autoroute A75 au S-O à 600 et 1000 m

des stations (Figure 8.9) en est l'origine la plus plausible. Le bruit lié au trafic routier est principalement dû aux imperfections de la route (Park et Miller, 2008) et provoqué essentiellement par les poids lourds présents sur cette autoroute peu fréquentée. Un diagramme fréquentiel azimuthal permet d'estimer une direction préférentielle des sources de bruit en fonction de leurs fréquences (Bottelin *et al.*, 2013, Figure 8.13). La norme de la transformée de fourrier (FFT) est calculée pour chaque direction (entre 0° et 180°) à partir des composantes N et E. Les valeurs entre 180 et 360 sont obtenue par symétrie.

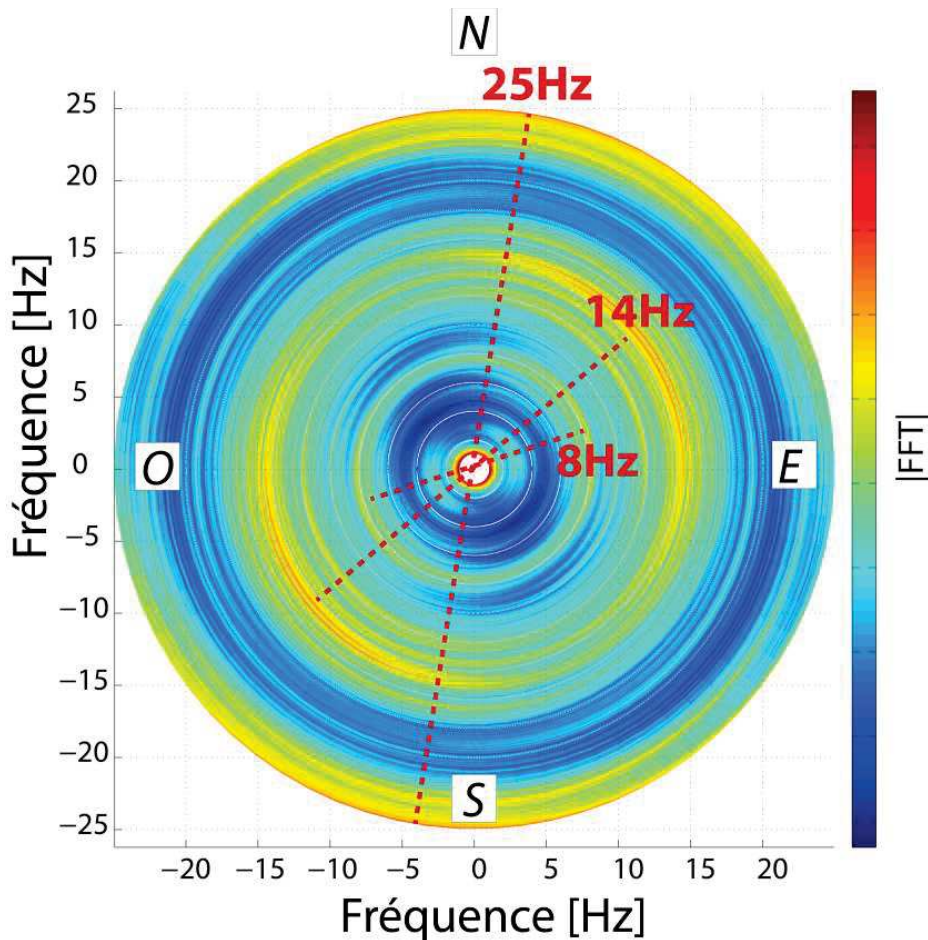


Figure 8.13 : Diagramme fréquentiel azimuthal pour STN01 le 14/10/2015. Des trois directions du bruit aux fréquences 8, 14 et 25Hz, seules les deux premières proviennent de l'autoroute. Celle de 25 Hz, dirigée N/S, a une origine inconnue. Modifié d'après Fores *et al.* (2016c).

Les deux bandes fréquentielles entre 1 et 20Hz (centrées sur 8 et 14 Hz), de direction observée NE/SW, sont visibles pour les deux stations et quel que soit le jour, ce qui est cohérent avec la direction de l'autoroute. La bande fréquentielle de 25 Hz n'a pas d'origine connue même si une large forêt située au nord des capteurs pourrait en être l'origine bien qu'aucune corrélation entre la vitesse du vent (disponible à la tour de flux) et le bruit n'ait été observée.

4.3. Traitement des données

L'ensemble du traitement a été réalisé avec MSNoise 1.3, « a “Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes using Ambient Seismic Noise » (Lecocq *et al.*, 2014, <http://msnoise.org/>). Ce code réalise l'ensemble de la chaîne de traitement (Figure 8.1), des signaux bruts jusqu'aux variations relatives de vitesse :

- le prétraitement des données dont la décimation ou le sous-échantillonnage ;
- la correction de la réponse instrumentale (officiellement ajoutée à la version 1.4). Corriger ou non la réponse ne montre pas de changements significatifs dans les résultats obtenus avec nos sismomètres et aux fréquences étudiées ;
- les intercorrélations journalières pour chaque paire de stations (une seule dans notre cas). Les intercorrélations ont été faites directement sur les journées entières. Intercorréler sur des périodes plus courtes et ensuite *stacker* (sommer les signaux pour améliorer le rapport signal sur bruit) sur une journée a donné des résultats de moins bonne qualité, probablement à cause d'un faible niveau de bruit routier durant la nuit ;
- le stack des intercorrélations sur un nombre défini de jours ;
- le calcul d'une intercorrélation de référence ;
- le calcul des variations journalières relatives de vitesse des ondes R par la méthode MWSCS (section 3.2), en fonction de la référence, aux fréquences voulues. Les bornes des multiples fenêtres où sont calculés les retards sont choisies en fonction des temps de trajet pour lesquels les intercorrélations sont les plus cohérentes avec l'intercorrélation de référence. Entre 6 et 8 Hz par exemple, on voit que le dt est proche de 0 (Figure 8.15a) et que le coefficient de corrélation est fort (Figure 8.15b) entre +/-5s, d'où le choix de cette fenêtre pour cette bande de fréquence ;

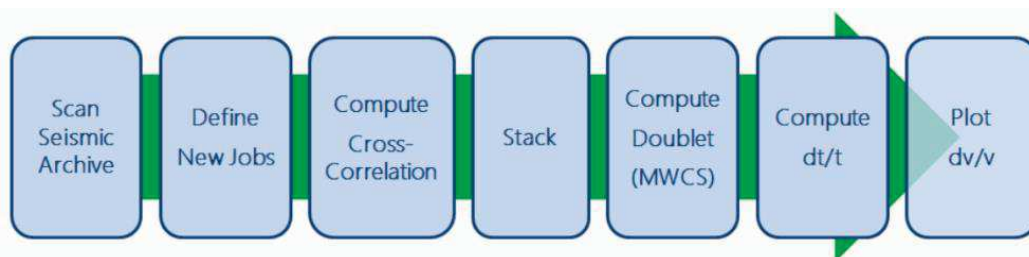


Figure 8.14 : Chaîne de traitement du logiciel MSNoise. Image tiré du site internet de l'auteur : <http://msnoise.org/doc/workflow.html#workflow>.

Un exemple de corrélogramme est montré en Figure 8.16, correspondant également à la bande 6-8Hz. L'asymétrie visible entre la partie causale (ondes de STN01 vers STN02, temps positifs) et acausale (ondes de STN02 vers STN01) montre que le bruit n'est pas parfaitement diffus. La stabilité des différentes arrivées, visibles à l'œil nu, confirme la stabilité des sources dans le temps, seul critère indispensable lorsque l'on s'intéresse aux variations relatives de vitesses (Hadziioannou *et al.*, 2009), abrégées dv/v . Lors de cette étude, seule les composantes verticales des stations ont été utilisées.

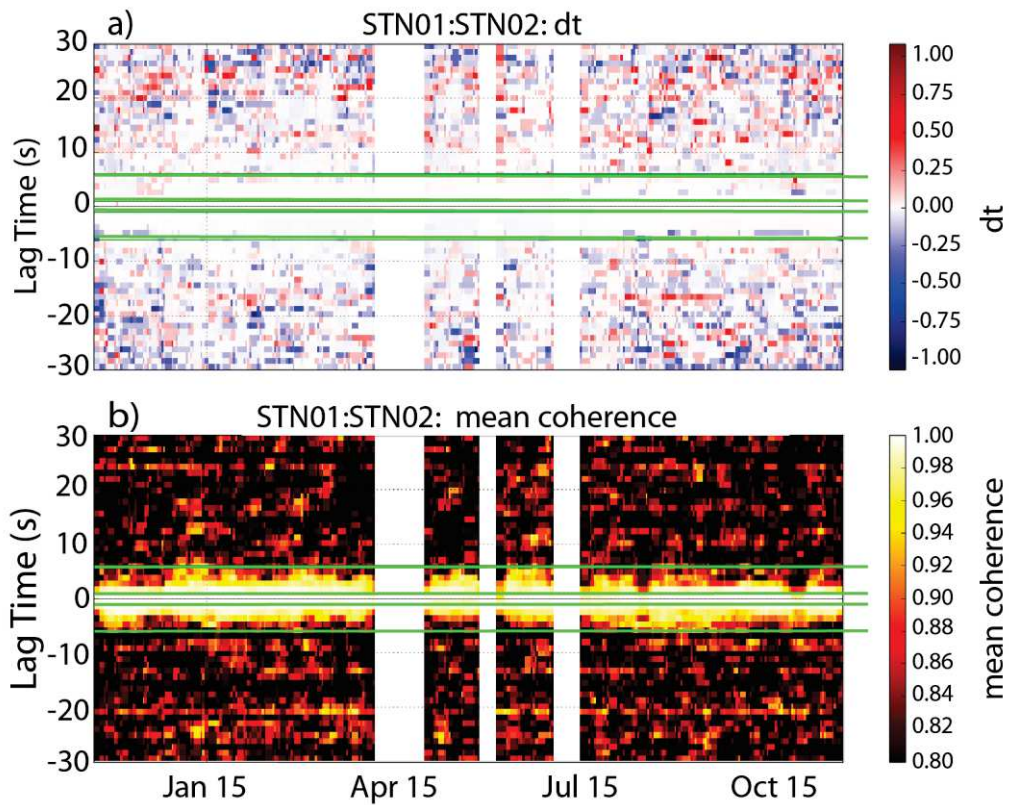


Figure 8.15: Résultat de l'analyse MWCS pour un signal filtré entre 6 et 8Hz et après un stack des intercorrélations sur 7 jours. (a) et (b) montrent respectivement la variation de temps de trajet (dt) et la cohérence (Lecocq et al., 2014) des signaux par rapport à une référence qui est toute la période de mesure (Oct. 2014 – Nov. 2015). Les traits verts représentent les bornes des délais des fenêtres utilisées pour le calcul des variations de vitesses.

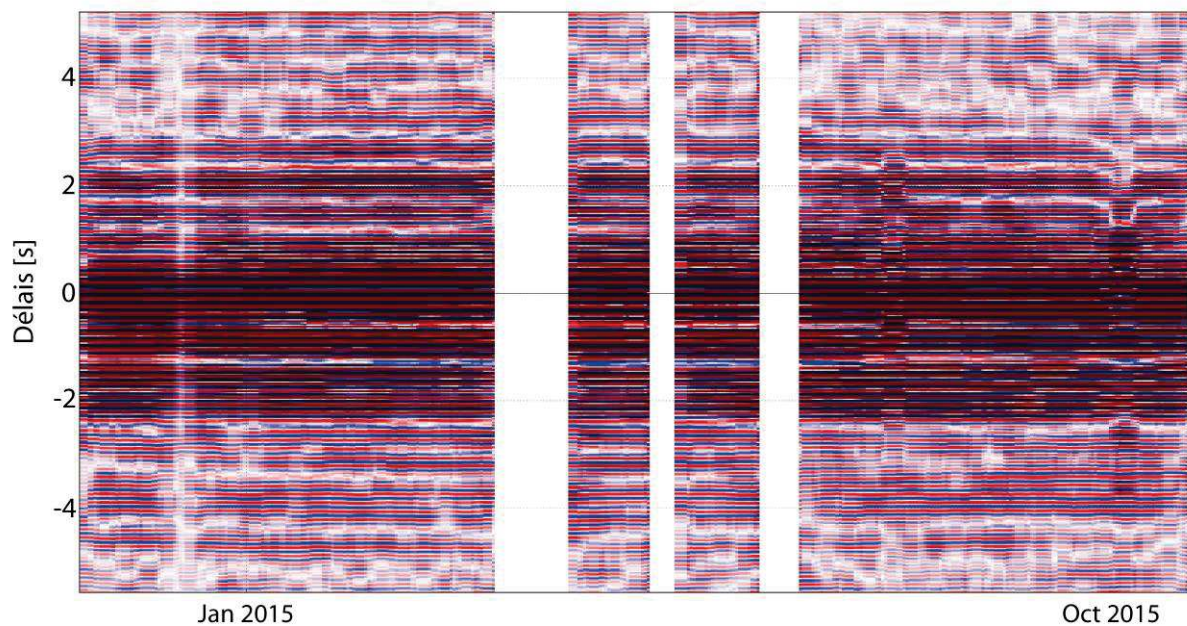


Figure 8.16 : Corrélogramme (somme de 7 jours, composante verticale) des signaux filtrés entre 6 et 8Hz.

5. Publication: 'Ambient seismic noise allows estimation of hydraulic conductivity in deep unsaturated media'

Ambient seismic noise allows estimation of hydraulic conductivity in deep unsaturated media

In prep. for Geophysical Research Letters

B.Fores⁽¹⁾, C.Champollion⁽¹⁾, G.Mainsant⁽¹⁾, J.Albaric⁽²⁾, A.Fort⁽¹⁾

(1) Géosciences Montpellier, CNRS, Univ. Montpellier, UA, Montpellier, France

(2) Chrono-environnement, CNRS, Univ. Franche-Comté, Besançon, France

Abstract

We perform daily correlations of ambient seismic noise recorded at two broadband seismometers to obtain daily seismic velocity changes on the Larzac karstic plateau, France. Rayleigh velocity changes at the 6-8 Hz frequency band show an annual cycle of ± 0.2 %. Assuming a simple two-layered velocity profile, changes are expected to come from depths of tens of meters. Therefore velocity changes at 6-8 Hz are interpreted as induced by saturation changes, with a slow infiltration explaining the delay of several months between the rainy season (November) and the minimum velocity (June). Superconducting gravimeter and evapotranspiration measurements are combined with seismic data in 1D physical simulations. Velocity changes clearly constrain hydrological parameters like saturated hydraulic conductivity, even if the Biot-Gassmann theory does not explain all the amplitude observed. Nevertheless this nondestructive method demonstrates great potential for the study of deep and complex critical zones.

1. Introduction

For several years interest is growing for modeling processes in the critical (CZ) zone (<http://criticalzone.org/>). Flows in unsaturated media are ruled by complex processes and a lot of studies focus on core samples or on local moisture probes to estimate the hydraulic properties at variable saturations. On heterogeneous systems (such as karsts), small scale processes are not representative of the site processes. Moreover, classic tools such as piezometers are unsuited as they are only sensitive to water table changes. The same problem is encountered for thick CZ where no water table is available and where tools like neutron probes are too shallow. Currently, there is an instrumental gap to estimate hydraulic conductivity representative at the field scale (100 m) on a thick and locally heterogeneous CZ.

The ambient noise correlation technique had a fast development the last decade and offers a realistic alternative to controlled sources (Weaver and Lokbis, 2001). The local Green function can be determined from cross correlation of ambient noise continuously recorded by two passive sensors as if one of them was a source. Complete Green's function does not necessarily need to be rebuilt to monitor changes of seismic properties from relative seismic velocity variations. Correlograms are only required to be stable in time, implying a relatively constant background noise over the period of interest (Hadziioannou *et al.*, 2009). It is preferable to use the tail portion of the correlogram, formed by scattered waves (so-called coda part) rather than first arrivals ones which are very sensitive to change in the noise source position (Poupinet *et al.*, 1984; Snieder *et al.*, 2002). Moreover the coda is extremely sensitive to small changes in the medium (Sens-Schonfelder and Wegler, 2006; Brenguier *et al.*, 2008) and apparent velocity variation can be measured with a precision better than 0.1%. Although numerous studies interpret velocity changes as hydrological induced signals, few focus on it (Sens-Schonfelder and Wegler, 2006 ; Voisin *et al.*, 2016) and none were originally designed for hydrology.

Gravimetry has been used in recent studies on heterogeneous media as it directly measures water content variation at a large scale averaging small heterogeneities (Jacob *et al.*, 2008, Fores *et al.*, 2016a). But gravity lacks depth resolution. In this study we combine gravity with seismic velocities changes obtained from ambient seismic noise correlation to overcome this lack. As surface waves are dispersive (depth-dependent with frequency), can ambient noise monitoring be used as a timer to estimate hydraulic conductivity in deep unsaturated media?

2. Setup, methods and dataset

2.1. Observatory Setup

The studied site is the “GEK” (“Geodesy in Karstic Environment”) observatory surroundings, on the Durzon karstic basin (Larzac, south of France). Since 2011, the observatory is equipped with two rain gauges, a flux tower to ensure accurate actual evapotranspiration (AET) measurements, and a superconducting gravimeter (iGrav SN 002). From October 2014 to November 2015, two broad-band seismometers have been set.

Site topography is quite flat (Fig.1) and the basement is made of weathered dolostones. Dry caves are crawlable at -100m beneath the site. Therefore, the unsaturated zone is at least 100m thick. Three boreholes (up to -50m) reveal perched aquifer and strong heterogeneity at a small scale, but gravimetry has shown that the site can be considered as a 1-D tabular model at the hectare scale (Fores *et al.*, 2016a; 2016b): along precise ET and precipitations, gravity residuals are very coherent with water storage changes (WSC) considering a constant local water output in depth of $\sim 1 \text{ mm.day}^{-1}$. Complete processing to obtain local hydrological gravity residuals (derived by reducing for Earth tides, ocean and global hydrological loadings, barometric pressure variations, polar motion, and instrumental drift) is classical, following Hinderer *et al.* (1991), and can be found in Fores *et al.* (2016a, supplementary material).

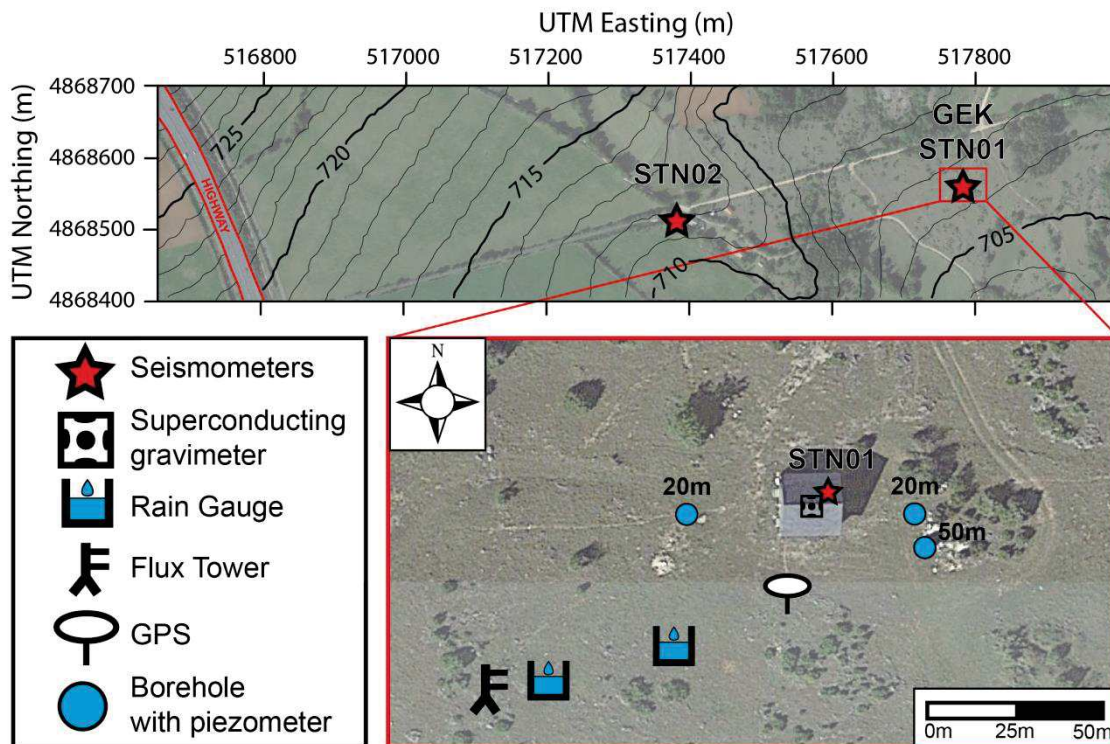


Figure 1: GEK observatory setup. Top: large view of the site with 1 m height contour levels. Bottom: zoom on the observatory and close surroundings.

2.2. Ambient seismic Noise

2.2.1. Acquisition and Process

In order to monitor seismic velocity changes in the medium, two seismometers (Fig.1) were installed from October 2014 to November 2015. Both were recording the three components at a 250 Hz sampling frequency. STN01 (a STS-2, Kinemetrics) was set inside the observatory on a concrete pillar. STN02 (Trillium compact, Nanometrics) was set 400 m apart in the cave

of a particular, dug in the base rock and then directly in contact with dolostones. Both were connected to a Taurus (Nanometrics) data logger.

Signals were studied in the 1-20 Hz frequency range. Below 1 Hz (Fig.2b) noise is strong and related to marine swell. At higher frequencies, anthropic origin is clear with day/night and week/week-end patterns (Fig.2a). We have calculated Fourier spectra from the N and E components for each azimuth at 1° angular increments to display spectral content of ambient vibrations in the horizontal plane in order to determine the source direction (Bottelin *et al.*, 2013). 8-15 Hz noise polar plots show a SW-NE direction (Fig.2c) which is consistent with traffic on the highway located southwest of both sensors (Fig.1). Although the traffic is not stable in the short term, it statistically stabilizes when averaging over a day (Mainsant *et al.*, 2012).

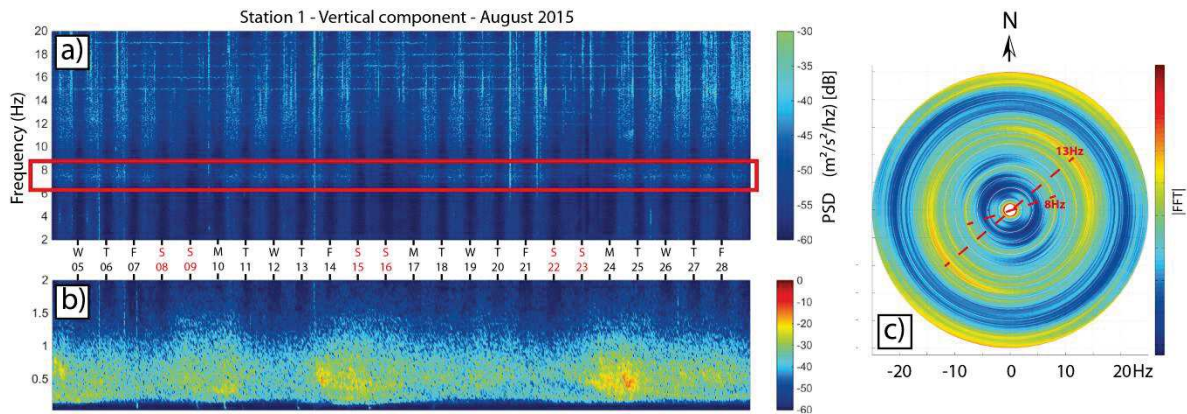


Figure 2: STN01 Spectrogram for August 2015 between 2 and 20 Hz (a) and below 2 Hz (b). An azimuthal diagram is shown in c. Due to its symmetry, this diagram only provides an orientation.

2.2.2. Velocity changes

Correlograms and velocity changes have been computed from the vertical component and for different frequency bands using the MSNoise software (Lecocq *et al.*, 2014). Process includes instrumental response correction, resample, whitening, filtering, and a 7-days stacking before estimation of relative velocity variations (dV/V) using the moving-window cross spectrum analysis (MWCS) method (Ratdomopurbo and Poupinet; 1995, Clarke *et al.*, 2011). MWCS was performed on a $[-5 -1]$ s and $[1 5]$ s time lag to avoid ballistic waves (Sens-Schonfelder and Wegler, 2006) and with a minimum coherence of 0.85 on the delay (dt) measurement between the reference and the current cross-correlation function. Another way to measure dV/V is the stretching technique which consists to test several possible velocity change dV/V by resampling the correlograms in time and then to take the one that maximizes the correlation coefficient (Sens-Schonfelder and Wegler, 2006). This method was also applied and has confirmed the MWCS results.

Relative phase velocity changes were analyzed from 1Hz to 20 Hz. Coherent results have been obtained around 1 Hz and for the 6-8 Hz frequency band using the whole year as reference. For a mean S-velocity of about 1000 m.s^{-1} , estimated from borehole core samples and active seismic, 1Hz corresponds to Rayleigh waves penetration depths of several hundreds of meters. Therefore, the absence of velocity variations (Fig.3c, red line) is consistent as no hydrological changes are expected at these depths. On the contrary, the 6-8 Hz band, which corresponds to depths of tens of meters, shows a clear annual signal (Fig.3c, black line). The signal is several months delayed with the main rainfall event (November 2014, Fig.3d), implying a slow infiltration toward the sensitive area. At higher frequencies results were unsatisfactory, possibly due to high electronic noise (Fig.2a).

One can note that we use the same frequency band than Voisin *et al.* (2016). These authors find hydrological induced dV/V constrained in the 6-8Hz band with the same source (traffic) but in a different context: a very slow porous medium and consequently shallow investigation depths.

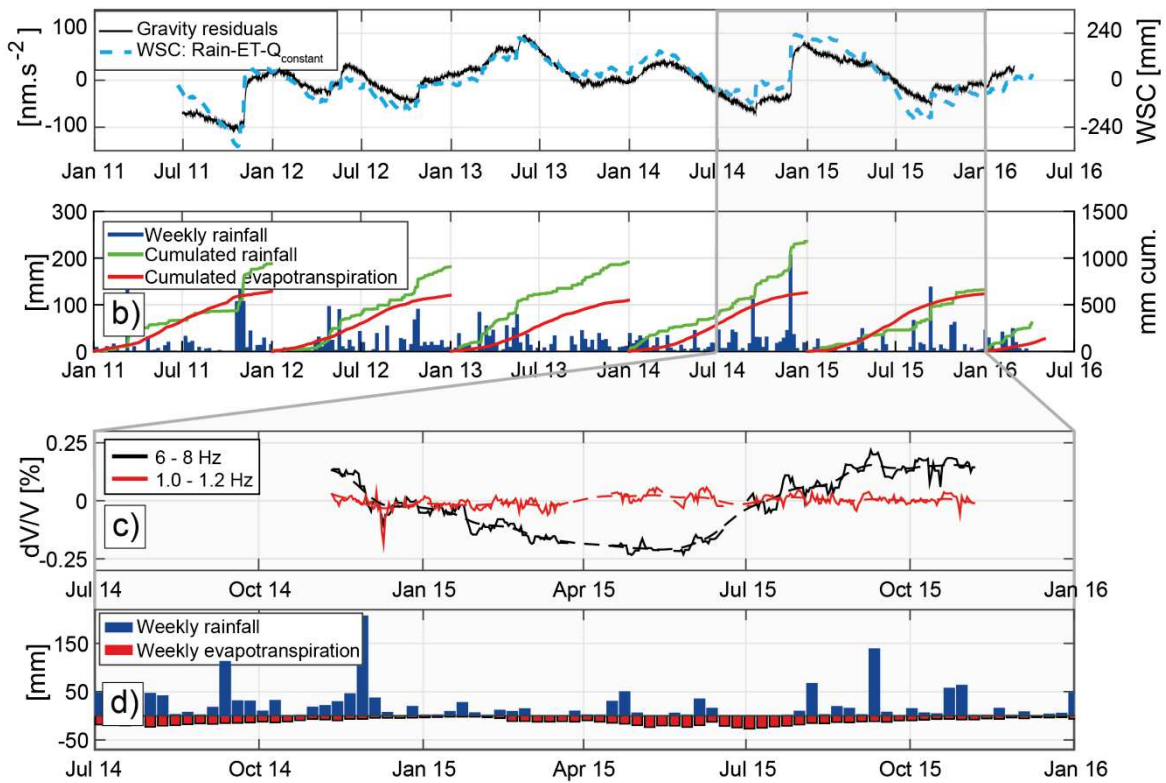


Figure 3: Observed datasets. a) Gravity residuals from the iGrav superconducting gravimeter. The right axis gives the height variations of an equivalent infinite horizontal water slab. Simple WSC changes are computed (blue dotted line) for a constant output of 1 mm.day^{-1} . b) Weekly rainfalls (blue bars) and yearly cumulated rainfall and evapotranspiration (green and red lines). c) Seismic velocity changes using ambient seismic noise, after a band-pass filtering at 1-1.2 Hz (red line) and 6-8 Hz (black line). d) Weekly rainfall between July 2014 and January 2016 (zoom from c)).

All the data sets available are shown in Fig.3. A simple water mass balance (a, blue dotted line) using local rainfall and evapotranspiration (b) and constant output of 1 mm.day⁻¹ is consistent with gravity residuals. It also shows the homogeneity at the gravimeter scale and that a constant discharge is acceptable in hydrological 1-D models at this scale.

2.3. Assimilation in numerical physical model

2.3.1. Hydrological model definition

Hydrological simulations have been performed using the Hydrus-1D software (Šimůnek *et al.*, 2016) dedicated to 1-D flow simulations in unsaturated media. This software solves the Van Genuchten head-based solution of the Richards equation (Van Genuchten; 1980, Richards, 1931). Models run with variable time steps and a warming stage starting in 2004.

A first soil layer of soil is defined from the surface to 5 m depth. A second layer is set from 5 m to the bottom of the model, at 100m depth. This second layer represents the unsaturated zone, with a high secondary porosity and distributed water at the gravity scale. Surface conditions are rainfalls and potential evapotranspiration (PET). A constant flux of 1 mm.day⁻¹ was defined as bottom boundary condition from the gravity driven water mass balance. We assume that this flux corresponds to the water leaving the porous medium and localizing in fractures of a less permeable infiltrating zone or saturated zone. The localization of groundwater explains the disappearance on the gravity signal. The choice of the model size is then critical and yet poorly constrained. On the GEK site, 50m of core samples reveal weathered dolostones throughout this depth. For this first approach, we assume that the water storage in the porous medium continues until the dry caves 100m underneath the GEK.

2.3.2 Simulated gravity changes

Simulated gravity is simply defined as the sum of the water content of each node of the Hydrus model considering infinite slabs effects. The building mask effect on rainfalls (Deville *et al.*, 2012), which can be used to estimate the first layer parameters (Fores *et al.*, 2016a) is taken into account through a coefficient C depending on depth:

$$g_c(t) = \sum_{i=1}^n 2\pi\rho_w G\theta_i(t)h_i C_i \quad (1)$$

Where $g_c(t)$ is the computed gravity at a time step t , G the universal gravity constant ($6.61 \cdot 10^{-11}$ SI) ρ_w the water density (1000 kg.m^{-3}), θ the water content of a node i of the model.

2.3.3. Simulated velocities changes

Petrophysical relationship between hydrological properties and seismic velocities are rather complex. Rayleigh velocities are mainly depending on S-velocities (V_s). V_s changes with

water saturation (S) were computed using the Biot-Gassmann relation for consolidated material (Biot, 1956a; 1956b ; Gassmann, 1951). Given that:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

With:

$$\begin{cases} \mu(S) = \mu \\ \rho(S) = \rho_{min}(1 - \phi) + \rho_w(\phi S) + \rho_{air}(1 - \phi S) \end{cases} \quad (3)$$

Where μ is the shear modulus, ρ the bulk rock density, ρ_{min} , ρ_w , ρ_{air} are the density of rock minerals, water and air, set to 2700, 1000 and ~ 0 kg.m⁻³, S the saturation and ϕ the porosity. Neglecting the air density, we obtain a linear relation between V_S and S with the following coefficient:

$$-V_{Sdry} \left[1 - \sqrt{\frac{\rho_{min}(1-\phi)}{\rho_{min}(1-\phi) + \rho_{dry}\phi}} \right] \quad (4)$$

S-velocity dry profile (1 m discretization interval) was defined based on the borehole core samples: a 5 m thick first layer of soil was set to 400 m.s⁻¹ and a homogeneous layer at 1000 m.s⁻¹ until 100 m. To match the hydrological model, velocities below 100 m were set to 2000 m.s⁻¹ to represent the less-weathered dolostones of the infiltrating zone.

For each day, V_S profile is slightly changed using the 7-days mean saturations output of the hydrological model (to match the MSNoise 7 days stacking) and using the above equation (4). A reference profile is also calculated for the mean saturation of the whole period which is the reference used to get the experimental dV/V . P-waves velocities were not recomputed as they are less impacting on R-waves. Phase velocity at 8 Hz is then computed for each day and the whole period using the software developed by Herrmann (2013).

2.3.4. Optimization

The objective function was maximization of the *Kling–Gupta efficiency* (KGE, Gupta *et al.*, 2009) between observed and simulated data: gravity, AET (Hydrus-1D adapts the PET depending on shallow water availability) and the dV/V (6-8 Hz). KGE is a normalized RMS and separates explicitly the contribution of variability (α), bias (β), and linear correlation coefficient (r) in the misfit.

As gravity is relative, bias is not involved in the KGE between observed and simulated gravity ($\beta=0$). Because we were unable to reproduce the dV/V amplitude with our models (see the discussion part below), variability was weighted to 0 ($\alpha=0$) between observed and simulated dV/V .

The Van Genuchten solution uses four parameters to describe the water content and hydraulic conductivity evolution with head pressure. Saturated water content (θ_s) is involved, as well as

K_s (saturated hydraulic conductivity) and 3 parameters n , α and l (in order of importance). All these parameters cannot be researched with only one dV/V signal (6-8 Hz). Because we sought for a linear relation between Vs and S, θ_s was set to 0.15 (core samples). Only n and K_s were optimized (for both layers) using a neighborhood algorithm (Sambridge, 1999). l and α were set to 1.5 and 0.5 respectively (Mualem 1976), which are the mean values for many rocks.

3. Results

Fig.4 presents the results obtained when the parameters are searched only to optimize the AET and gravity KGE (a, blue lines), only dV/V (b, blue lines), or all together (red lines). Final KGE is the mean of the two or three separated KGE.

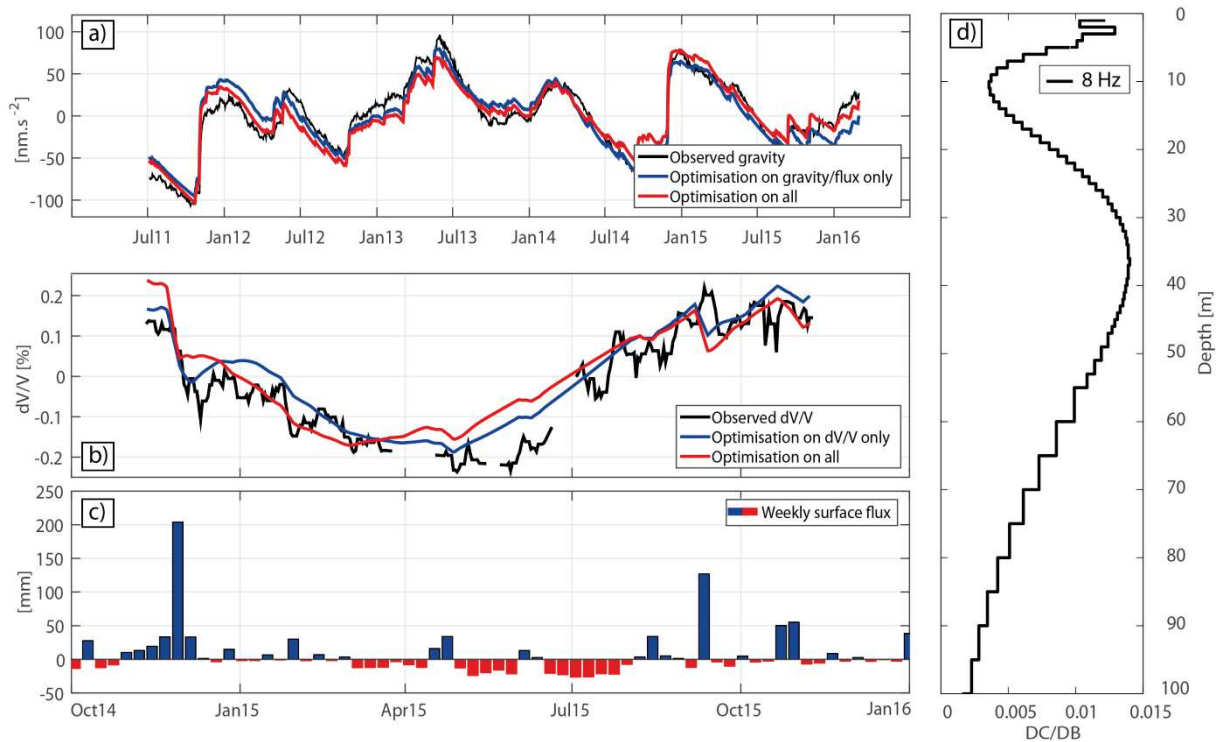


Figure 4: Modeling results. a) Observed and simulated gravity. b) Observed and simulated 8 Hz phase-velocity of Rayleigh waves. c) Weekly observed surface flux (rainfalls – AET). d) Sensitivity kernel at 8 Hz computed by the software developed by Herrmann (2013). D_C/D_B is the partial derivative of phase velocity C with respect to S -velocity B .

One can note that gravity is always well reproduced (Fig.4a). Indeed, we set a constant bottom flux according to gravity mass balances and we invert the actual evapotranspiration. Consequently the water budget is fully constrained and the small differences are mainly due to hydraulic conductivity in the first layer and the recovery of the building mask effect, then only the short term response.

Reproductions of 8 Hz phase R-velocity changes are more reserved. KGE on dV/V was 0.93 when dV/V is inverted alone and fell to 0.91s when jointly inverted gravity and surface flux. Most importantly, we have only searched a linear relation between saturation and Vs. Simulated dV/V presented in Fig.4b are obtained for a linear coefficient equaling 6 times the one calculated from Biot-Gassmann relations (Eq.4) and 0.15 porosity. Possible reasons are discussed in the next part.

The short term dynamic was not well reproduced all the time. Some short-term variations, induced by precipitations (Nov. 2014, 200 mm ; Sep. 2015, 140 mm), are reproduced because of the 8 Hz waves high sensitivity in the soil (Fig.4d) and the high saturations changes near surface immediately after rainfalls. However, some variations with the same amplitude are obviously noise and should not be mistaken for hydrological signals.

The global shape is well reproduced, even if the minimum computed dV/V is few weeks in advance. This dephasing could be due to the model and the simplification of the bottom outlet to constant flux of $1\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$. Moreover, it shows the consistency of all our datasets (gravity, meteorological, dV/V) and validates the use of a 1-D model at the first order.

Reproducing the dV/V shape is already a strong constraint in the hydrological model and grants the constraint in depth the gravity signal is lacking of. Fig.5 shows that in the second layer, parameters n_2 and Ks_2 are absolutely free without seismic velocities assimilation (Fig.5b). Those two parameters are much more constrained when dV/V is integrated, even if n_2 and Ks_2 are still correlated (Fig.5d). Integrating others methods in the model, such as MRS data (Legchenko *et al.*, 2002) which gives the mean saturation state of the medium, could decrease the equivalence between Ks and n . On the contrary, the first layer (0-5 m, Fig.5a) is constrained essentially by gravity and actual evaporation.

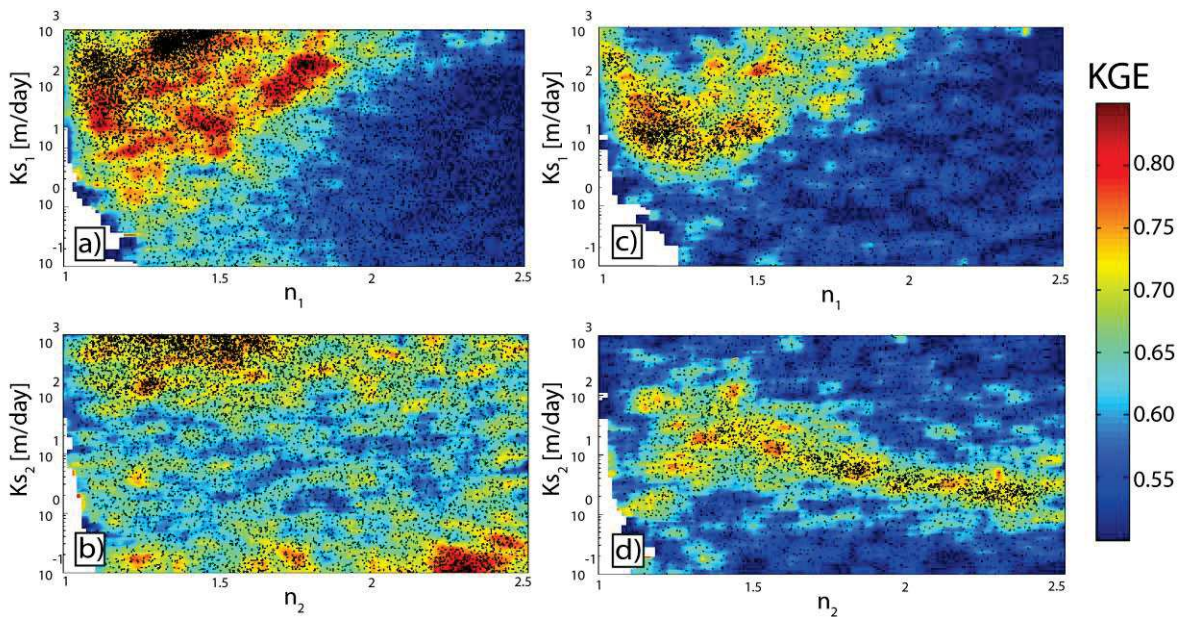


Figure 5: Parameters sensitivity. Left: optimization on AET and gravity only (KGE=mean of gravity and AET KGEs). Right: optimization on AET, gravity, and dV/V . 1 point = 1 model. One can note the dense neighborhood sampling on high KGE areas.

4. Discussion & perspectives

Gravimetry and seismic ambient noise appear to be well complementary (gravity constraining the water budget and passive seismic giving a depth timer). They are both non-invasive methods and they both have a comparable investigation scale: a radius of hundreds of meters for the gravimeter and an inter-station distance of 400m for the ambient noise, and large enough wavelengths to mitigate small scale heterogeneities (~150 m for a 8 Hz noise and a 1000 m.s⁻¹ medium). The use of seismic velocity changes as a timer has shown its benefit in hydraulic conductivity constraints. Thus, this method demonstrates great potential for the study of deep and complex critical zones. It is also applicable on various aquifers (classic porous media) where shallow or destructive methods are not suited or possible.

Because of the karstic nature of the aquifer, this study faces particular problems and the Biot-Gassmann relations, successfully implemented in porous media (Voisin *et al.*, 2016), does not explain the amplitude here. A linear relation between S and V_s fits well the observed dV/V at the first order, but as long as its coefficient is unknown we lose potential information on porosity and model geometry. Some hypotheses are currently investigated. Biot-Gassmann relations assume that there are no interactions between the rock frame and the fluid fraction yet it is unlikely in carbonates. Numerous authors do see smaller S-velocities when saturating than those predicted by Biot-Gassmann (e.g. Cadoret, 1993 ; Vanorio *et al.*, 2008). Reasons given are dissolution of cement, disruption of cohesive forces, porosity increase. On the same dolostones, Galibert (2016) has shown that a chemical factor is needed to explain V_P and V_S changes obtained from time-lapse refraction seismic.

More complex initial V_s profiles are out of topic and only allowed us to reduce to 3 the factor needed to match Biot-Gassmann amplitudes. The V_s reference profile which defines the depths where changes occur is very conceptual here. Active seismic with vibrant source is planned to get an actual V_s profile from R-waves dispersion inversion. More realistic models (geometry, additional layers and parameters) could be researched with more signals available at different frequencies. Tens of stations will be deployed soon on the Durzon basin. More pairs should ensure better dV/V and their different azimuths will be used to investigate potential anisotropy changes.

Acknowledgments

We thank the Region Languedoc-Roussillon, RESIF Gmob and Sismob facilities, SNO H+ and OSU OREME. Observatory data (gravity, meteorological, seismic) are available on OSU OREME and SNO H+ websites (<http://data.oreme.org/gek/home> ; <http://hplus.ore.fr>).

6. Synthèse de la publication et compléments

6.1. Principaux résultats

Les premières parties de l'article sont de très brèves présentations des données, de la méthodologie et des traitements détaillés au début de la section 4. Les principaux résultats de la modélisation intégrant le signal sismique peuvent se résumer ainsi :

- Avec un modèle hydrologique très simple (une couche de sol et une couche homogène d'épikarst), et lorsque les flux en surface et en profondeur sont précisément définis (grâce à la pluviométrie, l'évaporation réelle et la gravimétrie), inverser les variations relatives de vitesse obtenues entre 6 et 8 Hz permet de contraindre certains paramètres de Van Genuchten (1980). Tous les paramètres ne peuvent toutefois pas être inversés : de nombreuses équivalences sont possibles (notamment entre les paramètres α , n et l) pour reproduire le seul signal à 6-8 Hz. Néanmoins les principaux paramètres (K_s et n) sont bien mieux contraints en fixant la géométrie du modèle et les paramètres secondaires l et α , ce qui montre le potentiel de l'assimilation d'un suivi du bruit sismique ambiant pour l'étude des zones critiques profondes, inaccessibles, voir hétérogènes
- Avec le flux imposé en surface et en profondeur sur le modèle Hydrus par la gravimétrie, et avec la profondeur importante de la zone de sensibilité au-delà de 30 m pour 6-8 Hz, les variations de saturation dans le milieu sont loin d'être suffisantes pour expliquer les variations de 0.5% de dV/V observées avec les seules relations de Biot-Gassmann (Eq. 8-4 à 8-7). De fait, seul le biais et le coefficient linéaire de corrélation se sont vus affecté un poids non nul lors du calcul de la fonction objectif KGE. Ainsi la contrainte imposée par le dV/V se base sur la reproduction de la forme du signal sismique uniquement. Les minima de dV/V correspondent aux maxima de saturation du milieu dans les zones de sensibilité aux fréquences considérées. Autre conséquence, puisque la porosité joue sur l'amplitude qui n'est plus un critère, elle a été fixée à 0.15. Une relation linéaire permet d'expliquer les dV/V par des variations de saturation, mais la pente de cette relation est 6 fois celle de Biot-Gassmann.

Les parties suivantes viennent en complément de la publication et traitent de l'impact du choix du profil initial de V_s , des dV/V recherchés à d'autres fréquences, ainsi que des origines possibles de la trop forte amplitude du dV/V expérimental à 6-8 Hz.

6.2. Impact du profil initial de V_s

Les résultats présentés dans l'ébauche d'article sont obtenus pour un profil initial conceptuel et simple de V_s (section 2.2.2, Figure 8.3) : une couche de sol, un épikarst jusqu'à 100 m, la fin du modèle symbolisant la fin de l'épikarst. Changer le profil de vitesse V_s de référence a

potentiellement un très fort impact sur la recherche des paramètres et sur le modèle. En plus de définir les profondeurs d'investigation, le choix de la profondeur de l'interface épikarst-zone d'infiltration définit la taille du modèle Hydrus. Cette profondeur est critique car elle définit une limite aux changements de saturation.

On présente ici les résultats obtenus avec le profil V_s obtenu par inversion des ondes de surface (« modèle 2 », section 2.2.2, Figure 8.4). Il diffère principalement du modèle de la publication par une couche de plus faible vitesse entre 30 et 40 m et une augmentation des vitesses en profondeur à partir de 60 m.

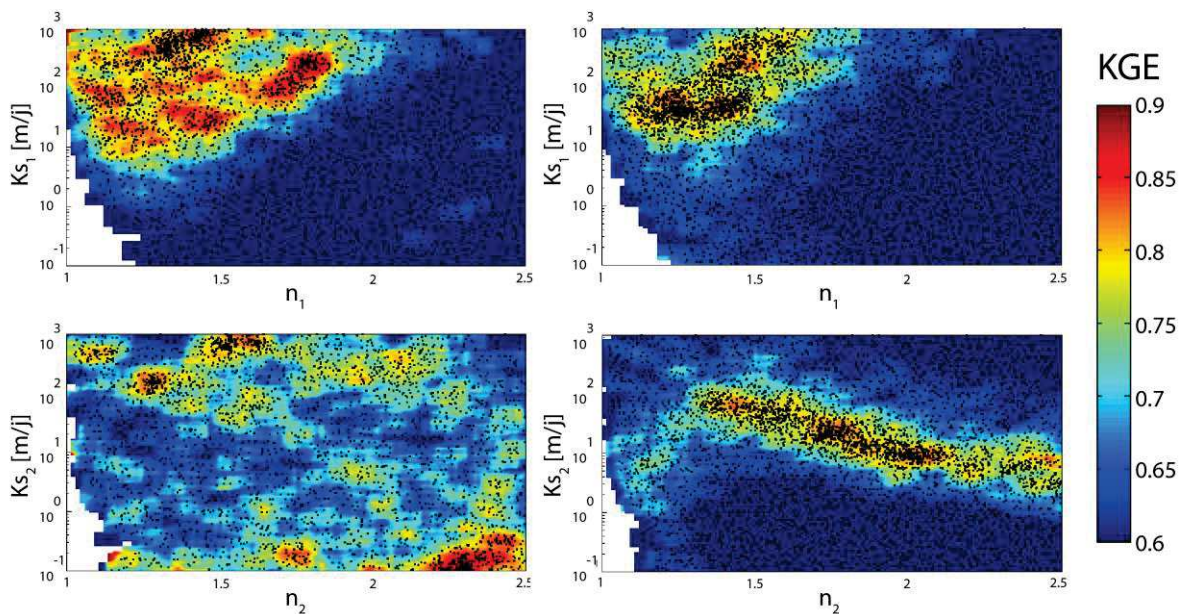


Figure 8.17 : KGE dans l'espace des paramètres, obtenu par une fenêtre glissante d'1/30^{ème} de la longueur des axes X et Y. à gauche : KGE des modèles optimisés uniquement pour la gravimétrie et le flux en surface ($KGE = \frac{1}{2} KGE_{gravi} + \frac{1}{2} KGE_{flux}$). A droite : modèles optimisés sur la gravimétrie, le flux, et les variations de vitesses des ondes R entre 6 et 8 Hz ($KGE = \frac{1}{3} KGE_{gravi} + \frac{1}{3} KGE_{flux} + \frac{1}{3} KGE_{dv/v}$).

Comme pour le modèle 1, ajouter la sismologie dans l'inversion contraint bien mieux les paramètres de la seconde couche (Figure 8.17) même si une corrélation est visible entre les paramètres de chaque couche. Les paramètres sont même mieux contraints avec le modèle « 2 » du fait de l'augmentation des vitesses en profondeur qui limite l'étalement de la sensibilité des ondes à 6-8 Hz. Si les erreurs (KGE) entre simulations et observations sont identiques, les paramètres estimés changent en fonction du modèle: pour une même valeur de n_2 , la conductivité hydraulique à saturation de la seconde couche (Ks_2) est ici sensiblement plus forte qu'avec le modèle « 1 » utilisé dans l'ébauche de publication. Un modèle plus réaliste permet donc de converger vers des paramètres plus réalistes même si mathématiquement le résultat est le même (KGE égaux). Le même constat avait été fait en

ce qui concerne l'origine des données météorologiques pour contraindre les paramètres des modèles à réservoirs (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7.3).

Il faut également noter qu'avec ce modèle « 2 », le facteur à appliquer pour faire correspondre le coefficient linéaire trouvé et celui de Biot-Gassmann n'est plus que de 3 (au lieu de 6). Ce résultat, directement lié à la fois à la couche moins rapide entre 30 et 40 m et à l'augmentation de la vitesse après 60 m (les deux augmentant la sensibilité des ondes R entre 6 et 8 Hz au-dessus de 60 m) est un argument de plus pour préférer le modèle 2 au modèle 1, et pourrait contribuer à fixer la profondeur de l'épikarst.

Gardons cependant à l'esprit que les valeurs de K_s ne sont pas représentatives du flux réel dans le milieu puisqu'elles représentent les vitesses à saturation totale et que le milieu est toujours non-saturé. Ainsi, faire varier les teneurs en eau résiduelles et à saturation (θ_r et θ_s) va grandement changer les valeurs de K_s sans pour autant changer les vitesses d'infiltration moyennes dans le milieu, du fait de l'état de saturation. Ces valeurs pourraient être fixées avec la méthodes RMP par exemple qui donne une teneur en eau moyenne d'environ 5%, (Mazzilli *et al.*, 2016). Ainsi, fixer θ_r à 5% donne des valeurs possibles de Ks_2 de quelques dizaines de cm.j^{-1} seulement, contre des vitesses de quelques m.j^{-1} dans les modèles précédents où θ_r est fixé à 0.

6.3. dV/V expérimentaux

Dans la publication, seule la bande de fréquence à 6-8 Hz a été utilisée puisqu'elle est celle ayant donné les résultats les moins bruités ou contaminés par le bruit électronique. Cependant des variations relatives de vitesses (dV/V) ont été calculées pour trois différentes bandes fréquentielles : basses entre (1-1.2 Hz) jusqu' aux plus hautes (10-15 Hz) en plus des intermédiaires (6-8 Hz).

Pour les très basses fréquences, 1-1.2 Hz, le dV/V ne varie pas pendant la période de surveillance (Figure 8.18f). En effet à la profondeur de pénétration importante qu'investiguent ces basses fréquences on ne s'attend pas à avoir de variations de saturation en eau.

En revanche aux fréquences intermédiaires (entre 5 et 10 Hz), donc investiguant une plus faible épaisseur, les mesures de dV/V montrent une variation annuelle d'une amplitude d'environ 0.4 % (Figure 8.18a). En réduisant la bande fréquentielle entre 6 et 8 Hz, le signal annuel est moins bruité. Cette bande fréquentielle plus étroite nous a permis, dans un second temps, de localiser plus précisément en profondeur là où les variations des propriétés élastiques du milieu changent (*cf.* la publication en préparation qui forme la section précédente). La diminution de dV/V qui débute peu après le début de l'acquisition au mois de Novembre 2014 se termine au mois de Juin 2015 au-delà duquel le dV/V ré-augmente jusqu'à son état initial au mois de Novembre 2015. Ce cycle annuel est un premier

argument en faveur d'une origine hydrologique. En effet de fortes précipitations se déroulent en automne 2014, période connue pour ses épisodes cévenols (Figure 8.18e). Les précipitations sont ensuite sporadiques durant tout le printemps et l'été 2015. Un épisode de précipitation remarquable se déroule au moins d'août 2015 et correspond à une baisse relativement faible de dV/V . Comme nous l'avons vu au chapitre 7, l'infiltration varie suivant l'état du sol et permet d'expliquer qu'un épisode important mais ponctuel comme celui d'août ne permet pas une chute de dV/V aussi importante que celle initiée à l'automne 2014 durant laquelle les pluies sont continues.

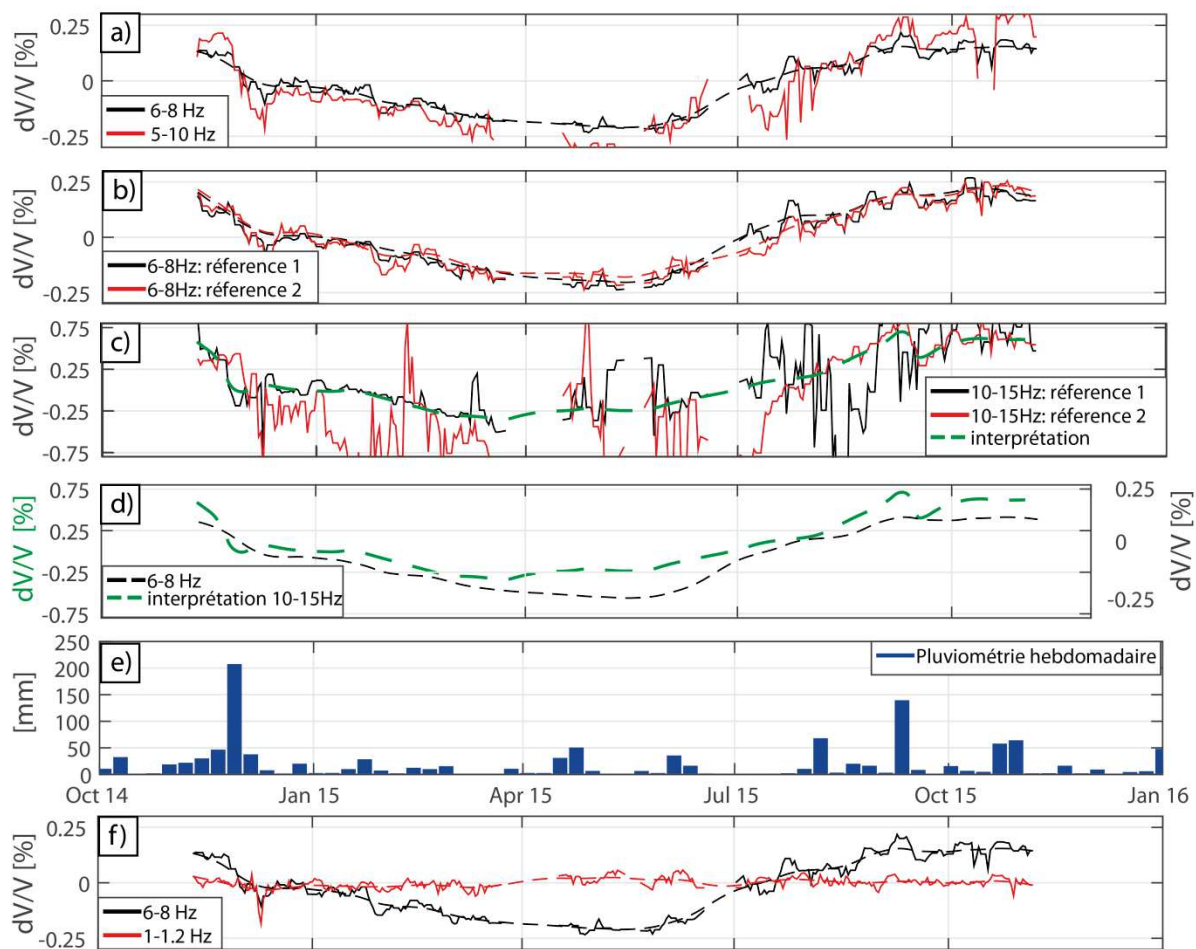


Figure 8.18 : Variations relatives de vitesse obtenues sur des sommes de 7 jours. Les variations de vitesse sont obtenues a) sur les bandes de fréquences 6-8 Hz et 5-10 Hz, avec comme référence l'archive complète. b) sur la bande 6-8 Hz avec deux références distinctes (voir texte). c) Sur la bande 10-15 Hz pour les mêmes références que b). La courbe en pointillés verts est une interprétation construite à partir des morceaux les moins bruités des deux références. f) bandes 6-8 Hz et 1-1.2 Hz. Les précipitations hebdomadaires sont présentées dans le volet e).

Vu les fonctions de sensibilité (Figure 8.3 et Figure 8.4), ces variations de vitesse sont principalement liées à des perturbations entre 20 et 60 m de profondeur. Le fort déphasage

entre la période pluvieuse et le minimum des variations de vitesses est un premier indicateur d'une infiltration très lente : environ 5 mois s'écoulent entre les très fortes pluies de Novembre 2014 et le minimum de vitesse fin Mai-début Juin 2015.

Dans un contexte différent (glissement de terrain, Vs très faibles et aquifère), Voisin *et al.* (2016) utilisent le bruit ambiant pour estimer les variations de vitesse liées au battement d'une nappe très superficielle (<5m). Avec un bruit provenant du trafic routier également, ces auteurs observent des variations de vitesses limitées à la bande 6-8 Hz. Ils concluent, modélisation et mesures piézométriques à l'appui, que les variations de saturation se limitent à cette bande de fréquence. Coïncidence ? Dans notre cas, il est peu probable vu les profondeurs d'investigation que les variations se limitent aux seules profondeurs de pénétration à 6-8 Hz. Ces fréquences pourraient ainsi être liées à la source du bruit ou à une structuration particulière du milieu: SNT01 montrait d'ailleurs une énergie plus forte exactement à ces fréquences (Figure 8.11).

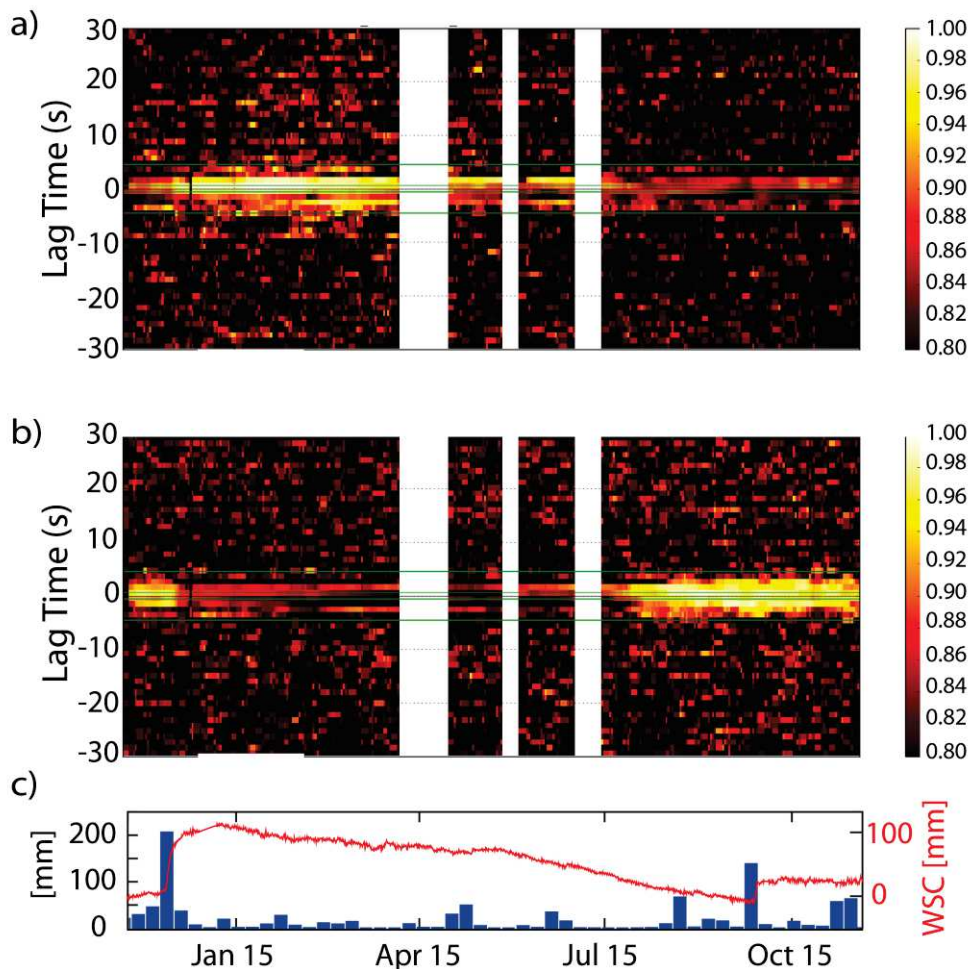


Figure 8.19 : Cohérence, pour une bande 10-15 Hz (composantes verticales), des fonctions d'intercorrélation (sommées sur 7 jours) et d'une référence allant (a) de novembre 2014 à février 2015 inclus et (b) de juillet 2015 à Octobre 2015 inclus. c) Pluviométrie hebdomadaire (en bleu) et variations de stock total en eau dérivées du signal de l'iGrav (en rouge).

Le choix de la référence pour les variations de vitesse peut être critique. Il est conseillé de prendre des périodes les plus stables possibles comme références (Duputel *et al.*, 2009 ; Mordret *et al.*, 2010). Si de fortes variations de vitesses sont présentes dans la période de référence, la qualité finale peut en être fortement diminuée. Afin de vérifier l'impact des références choisies, nous en définissons deux : la référence 1 correspond à la somme de toutes les intercorrélations prises sur une période allant de novembre 2014 à février 2015 inclus alors que la référence 2, va de juillet 2015 à Octobre 2015 inclus. Pour la bande de fréquences 6-8 Hz, le choix de la référence n'a aucun impact significatif sur les variations de vitesses (Figure 8.18b), la cohérence étant bonne et stable tout au long de l'année étudiée (Figure 8.15b). En revanche, à plus haute fréquence (10-15 Hz) le choix de la référence change fortement les variations de vitesse calculées (Figure 8.18c) et montrent deux périodes cohérentes distinctes (Figure 8.19) qui seront discutées dans la section 6.4.1 « anisotropie » suivante.

Un signal dV/V continu, filtré dans la bande 10-15 Hz, a été assemblé à partir des deux périodes cohérentes (Figure 8.18c, pointillés verts). Les premières observations sont concluantes : les variations relatives de vitesse ont plus d'amplitude à 10-15 Hz qu'à 6-8 Hz (Figure 8.18d). Des variations plus fortes de saturation dans les niveaux superficiels sont effectivement attendues, impliquant des variations de dV/V plus importantes pour des fréquences plus élevées. Le maximum de saturation révélé par le minimum de dV/V arrive également plus tôt entre 10 et 15 Hz qu'entre 6 et 8 Hz, ce qui reste dans la même logique : moins on est profond, plus l'infiltration arrive rapidement. Le fait de voir un signal directement après des pluies d'octobre 2015 est également en accord (Figure 8.18c).

Il est toutefois délicat d'interpréter ce signal assemblé. Au vu des résultats, seules les variations de vitesse dans la gamme de fréquence 6-8 Hz ont été assimilées dans les modèles hydrologiques. L'inversion du dV/V à 10-15 Hz plus du 6-8 Hz n'a pour l'instant pas donné de résultats, notamment à cause de la très forte amplitude du signal à 10-15 Hz (>1%, Figure 8.18c et d). Une meilleure compréhension des relations pétrophysiques entre eau et vitesse est nécessaire pour aller plus loin dans l'interprétation. Avec ces relations et des dV/V fiables à plusieurs gammes de fréquences, un suivi réel et complet des infiltrations en profondeur pourrait être entrepris. Plus de fréquences permettrait également la recherche de plus de paramètres hydrologiques et une meilleure contrainte sur la géométrie du modèle, comme le nombre de couches et leurs épaisseurs.

6.4. Autres origines possibles du signal

Plusieurs hypothèses ont été explorées pour expliquer les variations observées supérieures à celles prédites par Biot-Gassmann. Deux des hypothèses à la base de ces lois sont en effet très discutables : l'isotropie du milieu ainsi que l'inactivité du fluide.

6.4.1. Anisotropie du milieu

L'amplitude des variations de vitesse pourrait être révélatrice d'une forte anisotropie déjà observée sur le site (Valois, 2011). Celle-ci proviendrait d'une structuration de couloirs d'altérations N170, proche de l'une des directions de fracturation observée sur l'ensemble du bassin (N150-160, chapitre 4.2.2). Il a également été montré que la saturation en eau tend à fortement réduire cette anisotropie (Figure 8.20).

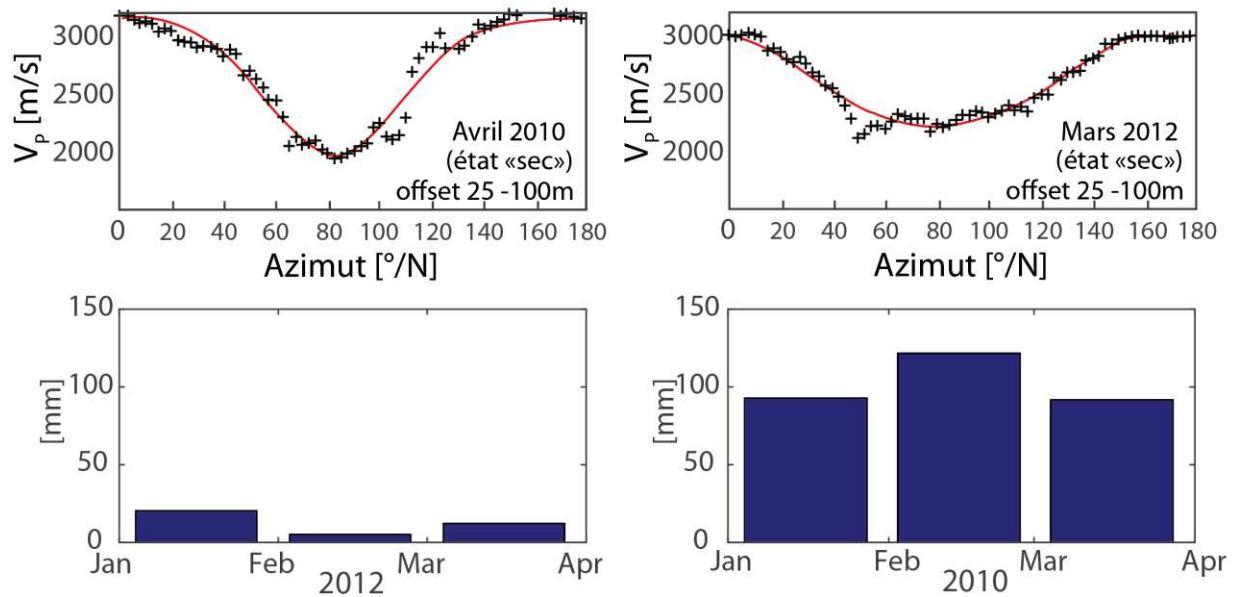


Figure 8.20: En haut : anisotropie mesurée en Mars 2012 (à gauche) et en Avril 2010 (à droite) par tomographie 3D (80x120 m). Reproduit d'après le rapport de mesures de Galibert (2012). En bas : pluviométrie à la Blaquererie les mois précédant les mesures.

Avec l'augmentation de la fréquence, la profondeur d'investigation diminue tout comme la saturation : une augmentation de la teneur en eau en profondeur, attendue en milieu poreux, est effectivement observée en RMP sur le plateau karstique du GEK (Mazzilli *et al.*, 2016). En conséquence, plus la fréquence est haute, plus les ondes sont sensibles à la structuration N170, qui potentiellement les guide. De même, plus on est superficiel (donc à haute fréquence), plus les variations de saturations (et donc d'anisotropie) seront fortes. Trois observations appuient ces interprétations : **(1)** La perte de cohérence des intercorrélations à 10-15 Hz (Figure 8.19), **(2)** Les variations temporelles de la direction de l'origine du bruit à 10-15 Hz et **(3)** La rotation progressive de la direction du bruit avec l'augmentation des fréquences.

(1) Il est très intéressant de noter que les fonctions d'intercorrélation obtenues avant les pluies de Novembre 2014 sont cohérentes avec la référence 2 (Figure 8.19b), pourtant prise entre juillet et octobre 2015, et que les pluies de Novembre sont en phase avec la perte de la

cohérence. Or, tandis que la référence 2 est liée à un état sec du milieu, la référence 1 s'étale sur une période qui commence après les pluies importantes de Novembre 2014. Ces pluies suivent d'autres précipitations modérées qui ont eu lieu en Octobre et qui ont laissé une proche surface humide. Il est possible que cet important évènement ait rapidement saturé le milieu aux profondeurs de sensibilité des ondes entre 10 et 15 Hz, c'est-à-dire entre 10 m et 30 m (section 2.2). Ainsi, la référence 1 est celle d'un état humide du milieu. Au premier ordre, le changement de cohérence semble d'ailleurs correspondre à un seuil de 25 mm en stock d'eau (relatif) sur la Figure 8.19b. Nous faisons donc l'hypothèse que des variations d'anisotropie liées aux variations de teneur en eau peuvent modifier les trajets des ondes. Cela induirait la perte de cohérence à 10-15 Hz (investigation superficielle, changements de saturation donc d'anisotropie) et la forte cohérence constante à 6-8 Hz (investigation plus profonde, moins de changements de saturation, Figure 8.15).

(2) Pour appuyer cette hypothèse, la Figure 8.21 montre les variations temporelles de la direction du bruit à 10-15 Hz à la station STN02 et qui semblent corrélées à l'hydrologie. Au contraire, entre 5 et 10 Hz les variations d'azimut ne dépassent pas 8° et ne montrent aucune corrélation avec le signal gravimétrique ou les chroniques de précipitation.

(3) La Figure 8.13 (section 4.2) présentait une rotation progressive de la direction du bruit avec l'augmentation de la fréquence, un jour où l'état du milieu est relativement sec (14.10.2014). Plus la fréquence augmente, plus l'investigation est superficielle et moins le milieu est saturé. Ainsi, plus la fréquence est haute, plus le milieu investigué est anisotrope et plus le bruit est guidé par la structuration N170. On passe en effet d'une direction claire N260 à 8 Hz à une direction N225 à 14 Hz puis à une direction N190 à 25 Hz (Figure 8.13). Dans cette interprétation, le bruit à 25 Hz est donc également d'origine autoroutière, ce que suppose le motif nuit/jour également visible à cette fréquence (Figure 8.11).

Il est toutefois important de noter que les reconstructions des fonctions de Green et les estimations des variations de vitesse se font sur la coda – contrairement au diagramme azimutal en Figure 8.11 – ce qui améliore la distribution des sources (Colombi *et al.*, 2014).

L'anisotropie peut donc potentiellement expliquer une partie de l'amplitude. L'anisotropie s'adoucisant avec la saturation, de légères variations de saturation peuvent expliquer un changement léger et progressif du trajet moyen des ondes. Si la structuration suit un motif suffisamment large par rapport aux longueurs d'ondes étudiées, une alternance de structures Nord/Sud perpendiculaires à la direction de l'autoroute pourrait également avoir un impact sur des ondes elliptiques comme les ondes de Rayleigh. Cette piste n'a pas été poussée plus avant et mériterait des simulations sur des synthétiques ou en milieu contrôlé. Plus de stations, disposées suivant différents azimuts, pourraient également apporter des réponses à ces questions.

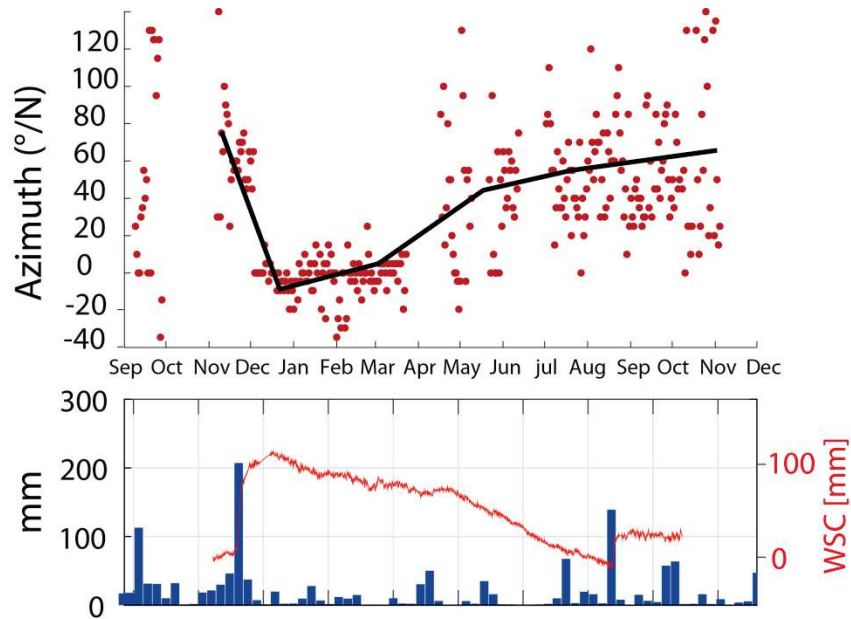


Figure 8.21 : En haut : direction du bruit du signal entre 10 et 15 Hz à la station STN02, entre Septembre 2014 et Novembre 2015. En bas : pluviométrie hebdomadaire (en bleu) et variations de stock total en eau dérivées du signal de l'iGrav (en rouge).

6.4.2. Effet physico-chimique

L'explication de l'amplitude des variations de vitesse pourrait également se trouver dans la nature carbonatée de l'aquifère étudié. Les équations 8-5 à 8-8 font l'hypothèse qu'aucune interaction n'a lieu entre les fluides et la fraction solide de la roche. Or un phénomène de précipitation-dissolution réversible est mentionné par de nombreux auteurs dans les roches carbonatées pour expliquer des vitesses P et S plus faibles à saturation que celles prédites par Biot et Gassman.

Plusieurs raisons sont invoquées. (Clark *et al.*, 1980 ; Cadoret, 1993) observent que l'ajout d'eau, à l'état sec provoque de fortes chutes des vitesses et les expliquent par la dissolution du ciment entre les grains, voir par un changement de cohésion entre les surfaces sèches. Ces explications sont difficilement recevables dans notre cas car seule la très proche surface est susceptible d'atteindre cet état de sécheresse, loin de la profondeur investiguée entre 6 et 8 Hz.

Vanorio *et al.* (2008) ont également observé des vitesses S et P plus faibles que la théorie après l'immersion d'échantillons dans des fluides riches en CO_2 . Celles-ci sont liées à une décroissance de la porosité dans un délai de 10 jours seulement après l'immersion (à 10°C). La circulation de ce type de fluide diminue fortement le module d'incompressibilité jusqu'à 60% à pression atmosphérique (Vanorio *et al.*, 2011). De telles variations du module induiraient des décroissances fortes de V_p qu'il serait alors nécessaire de prendre en compte pour le calcul des vitesses de Rayleigh. Finalement, la rapidité de ces effets est une bonne

nouvelle pour l'utilisation que l'on veut faire du dV/V en tant que 'chronomètre' pour suivre l'infiltration. Une action longue poserait la question problématique suivante : les minima de vitesse observés sont-ils liés à l'accumulation d'eau aux profondeurs sensibles ou sont-ils déphasés à cause du temps de la réaction chimique ?

Il faut noter que sur les mêmes dolomies, Galibert (2016) et Valois *et al.* (2016) concluent à partir de modèles hydrologiques conceptuels et de profils répétés de sismique actif qu'il est nécessaire de tenir compte de ces effets pour expliquer les variations de vitesses P. Devant la complexité de ces réactions, cet auteur introduit une fonction mathématique F_{chem} dépendante de la saturation pour ajuster les modules d'incompressibilité et de cisaillement empiriques afin de faire correspondre les amplitudes observées et simulées :

$$\left\{ \begin{array}{l} X_{chem} = F_{chem}(chem, S) X_{min} \\ \frac{1}{X_{min}^*} = \frac{1}{X_0} + \frac{1}{X_{chem}} \end{array} \right. \quad (8-10)$$

Avec X le module d'incompressibilité K ou de cisaillement μ .

Toutes ces expériences sont toutefois conduites à des fréquences bien supérieures (source masse sur le terrain ou ultrasonique sur échantillons en laboratoire) à celles du bruit ambiant que nous utilisons. L'extrapolation de ces résultats nécessite une étude approfondie dédiée. Faire des mesures de la composition chimique des eaux (CO_2 , Ca, Mg, conductivité électrique) dans des rivières souterraines proches ou à la source, en parallèles du suivi du bruit sismique ambiant, est une piste à étudier.

6.4.3. Effet indépendant de l'hydrologie : température

Un impact lié à la température ambiante a été recherché puisque la vitesse minimum est dans la période estivale (Figure 8.22). Un effet direct de la température est peu probable. La température influence la vitesse sismique mais dans une faible mesure: environ -2% pour 100°C. Cet ordre de grandeur est classique dans la littérature sur des mesures sur échantillons (*e.g.* Timur, 1977). De plus la température est particulièrement constante aux profondeurs considérées. Des sondes de températures dans les différents forages montrent des variations intra-annuelles inférieures à 0.3 °C à 20 m de profondeur (SD1&2) et quasiment nulle à 50 m (SC1).

Une modification des contraintes globales, liée aux variations de température extérieures est parfois évoquée (Tsai, 2011) mais n'est pas envisageable ici : le maximum de température est en retard sur le minimum de vitesse, or la cause ne peut pas subvenir après l'effet, sauf en cas de déphasage supérieur à un an. De plus, aucune variation n'est visible à plus basse fréquence (Figure 8.18f).

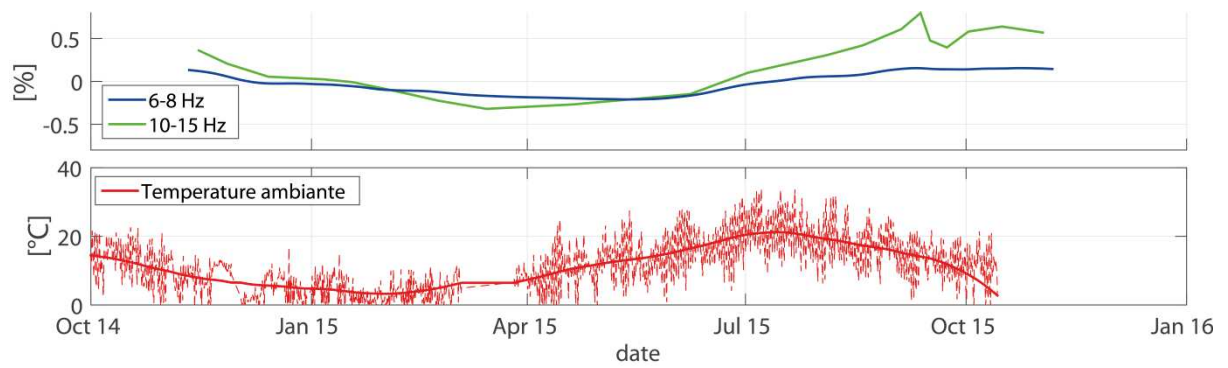


Figure 8.22 : En haut : variations relatives de vitesses observées aux bandes de fréquences 6-8 Hz (bleu) et 10-15 Hz (vert). En bas : température ambiante mesurée à la tour de flux.

7. Conclusions

Cette première étude du bruit sismique ambiant pour l'hydrologie dans les karsts a apporté plus de nouvelles questions que de réponses.

Un signal hydrologique est bien visible sur les variations des ondes de Rayleigh et peut être utilisé comme chronomètre dans la modélisation. Le potentiel de la sismologie passive pour l'étude des zones non saturées profondes est ainsi avéré.

Cependant les relations pétrophysiques liant vitesse des ondes R et saturation en eau sont bien plus complexes dans notre milieu anisotrope et karstifié. Des réactions chimiques et la structuration à grande échelle de l'épikarst pourraient jouer un rôle important dans ces relations. L'application de cette méthode à l'étude d'une zone non saturée profonde mais non carbonatée est importante. Celle-ci permettrait de vérifier que les relations de Biot-Gassmann sont bien valables dans ces milieux poreux, à cette échelle spatiale et à ces fréquences. Voisin *et al.* (2016) l'ont démontré pour la très proche surface mais une étude à plus grande profondeur est nécessaire.

La modélisation bénéficierait aussi grandement d'un meilleur modèle de vitesse initial. Celui-ci pourrait être obtenu avec un profil de plus grande taille et une source modulable en fréquence, telle que des plaques vibrantes.

La plupart des études du bruit sismique ambiant utilisent de très nombreuses stations, donnant un nombre de paires de stations encore plus important ($n(n-1)/2$) pour une estimation précise du dV/V . Un plus grand nombre de stations, avec une bonne distribution azimutale, pourrait améliorer le rapport signal/bruit à de nouvelles gammes de fréquences (sans le bruit électronique de l'observatoire) et ainsi permettre de vérifier nos hypothèses sur l'impact de l'anisotropie. Dans cette optique, de nombreuses stations sismiques seront déployées sur le bassin dans le cadre du projet région « chercheur d'avenir » *SismEau*, dirigé par C. Champollion et qui débutera en 2017.

Enfin, avec plus de stations, l'utilisation d'autres types d'ondes est envisagée, telles les ondes de Love (L) en intercorrélant les composantes radiales et transverses des stations. Les noyaux de sensibilité des ondes L sont différents de ceux des ondes R, tout comme la réponse de ces ondes à l'anisotropie. Elles sont donc susceptibles d'apporter des informations supplémentaires sur le milieu de propagation et de nouvelles contraintes dans les modèles hydrologiques.

9. Synthèse et perspectives

1. Apports et limites de l'hydrogravimétrie

L'hétérogénéité des karsts rend la vulnérabilité à la contamination des aquifères karstiques particulièrement difficile à estimer. La connaissance de la variabilité des propriétés de la subsurface d'un karst est d'autant plus cruciale qu'il s'agit de la partie en contact direct avec la surface et l'atmosphère. Dans une optique de protection de la ressource, il est très important de connaître les zones où du transfert rapide est présent. Des indices géomorphologiques peuvent être visibles en surface, mais sur la plupart des sites il est actuellement impossible de quantifier les parts de transferts rapides et lents. La partition entre ces deux types de transferts est pourtant l'une des caractéristiques principales du fonctionnement hydrologique d'un karst. Le potentiel de la gravimétrie pour étudier des aquifères localement très hétérogènes a déjà été prouvé dans la dernière décennie (Jacob 2009 ; Deville 2013 ; Pfeiffer, 2012 ; Hector 2014). En effet, les mesures intégrantes renseignent directement sur les variations du stock en eau, information que la gravimétrie est la seule à fournir avec précision à l'échelle d'une parcelle.

Avec des mesures répétées de micro-gravimétrie il est possible de caractériser qualitativement la variabilité du stockage épikarstique, tandis qu'un suivi continu et de précision apporte des informations plus quantitatives notamment sur les phénomènes rapides propres aux karsts. Comme nous le détaillerons dans les sections suivantes, la gravimétrie permet également la mise en place de modèles hydrologiques à une échelle inférieure au bassin. Cependant elle présente de nombreuses limites et reste une méthode lourde :

- **Financièrement**, quel que soit l'instrument.
- **En temps de déploiement et d'entretien** pour les gravimètres supraconducteurs et absolus. Sur ce point les futurs AQG (Bonvalot *et al.*, 2016) et les nouveaux iGrav (Warburton *et al.*, 2010) marquent une certaine avancée et témoignent de la dynamique actuelle pour permettre ces mesures. De taille réduite et d'installation rapide, l'iGrav du Larzac a montré de très bonnes performances dans ces travaux de thèse (chapitre 5.2), malgré des problèmes instrumentaux sur la fin (changement de carte électronique au printemps 2016). L'entretien demande toujours des compétences particulières (remplacement de la tête froide et de l'hélium) et une grande réactivité face aux pannes et coupures de courants. Dans le cadre de l'EquipEx Critex, 3 iGrav ont été acquis et seront déployés sur des sites du réseau des bassins versants (RBV <http://portailrbv.sedoo.fr/>) dédiés à l'étude de la zone critique. C'est une suite logique à ce travail de thèse où l'on a principalement investigué un épikarst épais et non-saturé.

- **Dans les précautions à prendre** pour obtenir des mesures pertinentes avec le CG5. Les variations induites par l'hydrologie que l'on cherche à observer sont au maximum d'une dizaine de microgals, ce qui est à la limite de la précision des CG5. La relaxation exponentielle des contraintes liées au transport, par exemple, a un effet supérieur à l'hydrologie. Nos études, qui couplent points tempérés (bâtiments ou cavités) et points extérieurs, ont nécessité l'estimation et la correction de l'impact des variations de température ambiante (Fores *et al.*, 2016b). Sur les points autour du GEK (chapitre 6.2) la correction de cet effet a réduit de moitié les variations que l'on pensait uniquement hydrologiques. Sur les points de la galerie de saint Ferréol, de 20% en moyenne (chapitre 6.3).

De plus, une seule station en surface ne donne aucune information sur la profondeur des changements de masse dès lors que l'on considère un modèle 1D. La gravimétrie hybride, couplant mesures spatiales CG5 aux mesures précises de l'iGrav, permet parfois de localiser une partie des phénomènes (*e.g.* Hector, 2014). Mais dans le cas du GEK où l'homogénéité du sous-sol est très forte et où les écoulements sont uniformes à l'échelle de la gravimétrie, aucune déduction des profondeurs n'est possible à partir de la gravimétrie seule.

Il faut aussi rester conscient du fait que le site du GEK s'est révélé être un cas idéal, le plus simple possible : sans topographie forte, sans ruissellement ni apports souterrains latéraux. Avec certaines de ces complexifications, le signal aurait été plus riche mais les bilans de masses et les conclusions moins certains.

2. Le site dolomitique du GEK

L'observatoire du GEK, abritant le gravimètre supraconducteur, a été le principal site d'études de cette thèse.

2.1. Bilans de masse basés sur la gravimétrie

De nombreuses études ont supposé le caractère fortement capacitif de la dolomie Bathonienne très présente sur le Durzon. Le suivi précis et continu du gravimètre supraconducteur a permis de confirmer cette hypothèse. **Le stockage épikarstique est non seulement important mais total sur le site**, comme le montre des bilans de masse précis et des modèles conceptuels à réservoirs autorisant du transfert rapide (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7). L'un des objectifs d'un tel suivi par rapport à des mesures mensuelles était justement l'accès aux phénomènes rapides propres aux karsts : en l'occurrence ici la certitude de leur absence. La parcelle de l'observatoire est donc un site peu vulnérable et en cas de contamination la source captée du Durzon ne serait pas rapidement impactée. La capacité d'un gravimètre supraconducteur à mesurer des transferts karstiques rapides a été

démonstrée ailleurs, sur le site de Rochefort en Belgique, dans le cadre de la thèse en cours d'A. Watlet (Watlet *et al.*, 2016, Figure 9.1).

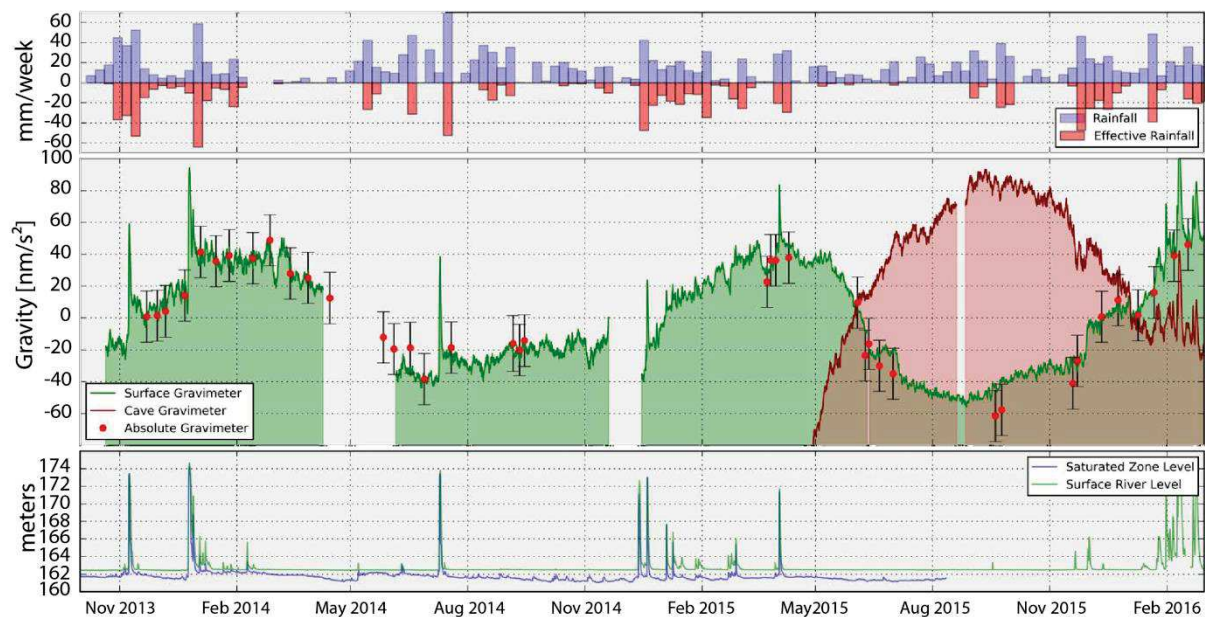


Figure 9.1 : Mesures sur le site karstique de Rochefort (Belgique). En haut : pluviométrie. En bas : niveau d'eau dans la zone noyée. Au milieu : suivis gravimétriques continus en surface (ligne verte) et dans une cavité (courbe rouge). Le suivi continu en surface montre nettement des décroissances rapides après des pics de crue, révélant le transfert rapide, ce que la gravimétrie absolue (points rouges), ponctuelle et imprécise ne voit pas. D'après Watlet *et al.* (2016).

Les bilans de masse en considérant un effet de plateau s'accordent remarquablement avec un débit quasi-constant de 1 mm.jour^{-1} ce qui révèle une grande homogénéité à l'échelle de la gravimétrie. Sans contrainte sur la profondeur, les variations de stock observées sont attribuées à l'épikarst, qui est l'entité la plus poreuse du karst. Il est en effet nécessaire que l'eau soit distribuée pour induire l'effet de plateau observé. Les pertes de masse sont ainsi associées à l'eau qui passe dans la zone d'infiltration : en se localisant dans des fractures, l'effet d'attraction de l'eau sur le gravimètre retrouve une dépendance à la distance. Ce débit, estimé par les bilans de masse, moyenne les différents processus et écoulements qui peuvent avoir lieu à cette interface épikarst/zone d'infiltration mais qui ne peuvent pas être identifiés par la gravimétrie. Ceux-ci pourraient être en partie estimés par des mesures in situ dans les cavités sous le GEK (pluviomètres souterrains / mesures du débit de la rivière souterraine). De même, la transition épikarst/zone d'infiltration n'est définie ni en profondeur, ni en épaisseur : la transition peut être brusque ou graduée.

2.2. Modèles 1-D basés sur la gravimétrie

Le titre révèle l'un des apports majeurs de la gravimétrie : celui de pouvoir considérer un milieu complexe et localement hétérogène comme un milieu tabulaire 1D (Figure 9.2). Des modèles à réservoirs considérant un débit dépendant de la hauteur d'eau et tenant compte de l'effet de masque du bâtiment améliorent encore la reproduction du signal gravimétrique. L'effet de masque d'un bâtiment est très pénalisant sur les mesures mensuelles et moins précises des gravimètres absolus ou à ressort, car il est alors impossible à dissocier du transfert rapide (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7). Ici, avec la confiance que l'on peut placer dans les données du gravimètre supraconducteur et les données météorologique locales, cet effet de masque peut au contraire être utilisé pour contraindre les paramètres de la proche-surface. La durée de son recouvrement dépend en effet de la vitesse des infiltrations en profondeur et de l'état d'humidité du sol (chapitre 7).

Le caractère intégrateur des mesures gravimétriques rend possible des modèles 1-D physiques décrivant des écoulements en milieux poreux à saturation variable (chapitre 7.6). Les mesures précises des variations du stock en eau, basées sur la gravimétrie et la tour de flux, permettent de définir les conditions aux limites de ces modèles. Les propriétés hydrauliques ne peuvent toutefois pas être contraintes sans d'autres observations pouvant être reliées à la profondeur, comme les niveaux piézométriques (chapitre 7.7.2). Ces niveaux sont toutefois représentatifs de très petites zones et il n'est pas possible de justifier leur utilisation dans des modèles basés sur l'échelle de la gravimétrie, dont la caractéristique est justement d'intégrer les hétérogénéités locales.

2.3. Apports de la sismologie passive

Vu le manque de résolution de la gravimétrie en profondeur, il est d'autant plus important de développer des méthodes pour suivre l'état de saturation d'une zone non saturée profonde à cette échelle, celle du terrain, de la parcelle. Des mesures de sismique active montrent des informations intéressantes mais sont lourdes à mettre en œuvre et manquent de continuité (Pasquet *et al.*, 2015a ; 2015b). De plus, les fréquences élevées de la sismique active rendent cette méthode sensible aux hétérogénéités du karst (Galibert, 2016). La sismique passive au contraire permet un suivi en continu grâce au bruit ambiant permanent (chapitre 8).

La dispersion des ondes de surface observée entre 6-8 Hz a permis de relier les variations de vitesses des ondes R aux changements de saturation à des profondeurs situées entre 20 et 60 m. Inverser ces variations de vitesse dans les modèles physiques 1-D permet de mieux contraindre les propriétés hydrauliques du milieu (Fores *et al.*, 2016c, chapitre 8.5). Toutefois les spécificités du karst font que les relations pétrophysiques classiques utilisées

dans les milieux poreux n'expliquent que partiellement les amplitudes observées des variations de vitesse.

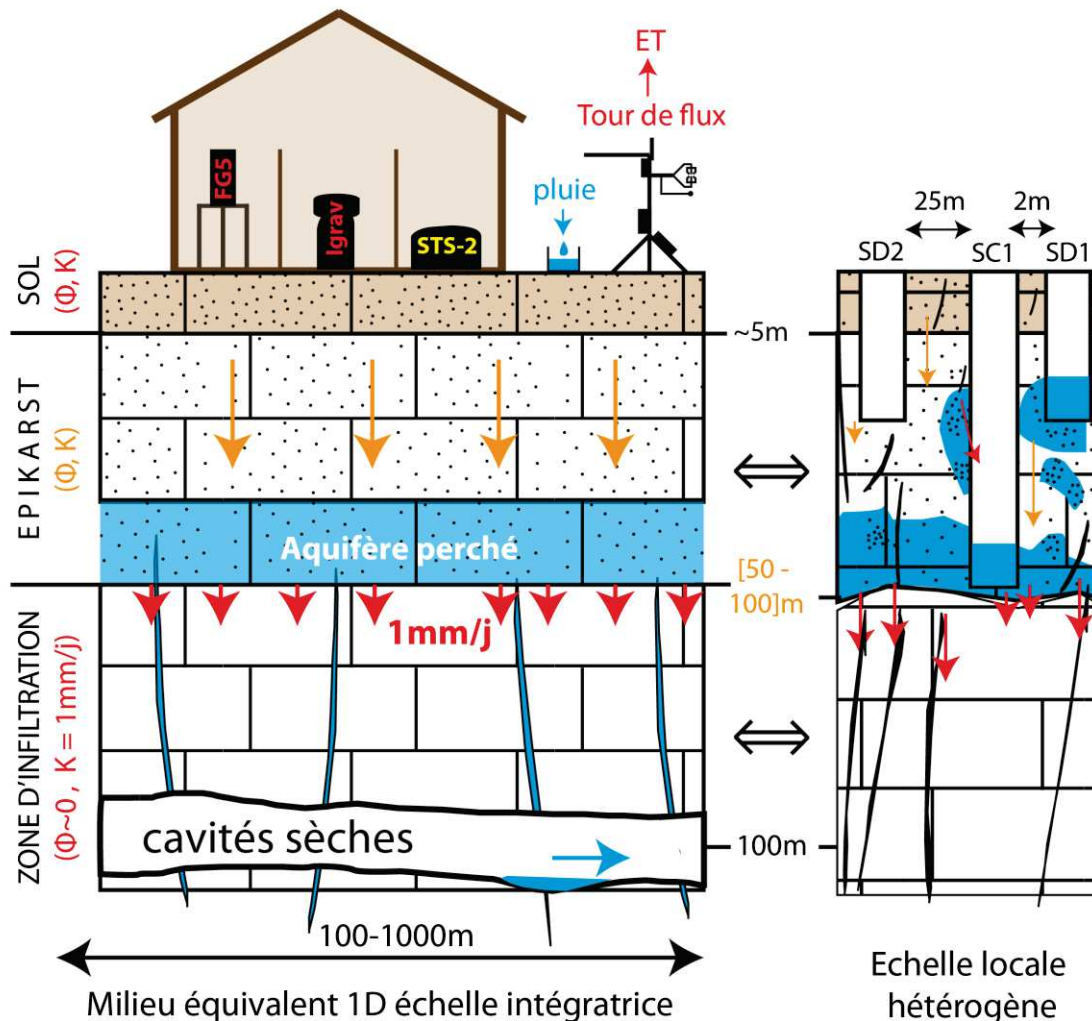


Figure 9.2 : Schéma synthétique de la parcelle de l'observatoire. L'avantage majeur des méthodes intégratrices est de ramener le milieu très hétérogène localement (à droite), comme le révèlent les 3 forages, à un milieu équivalent tabulaire (à gauche). La gravimétrie, la tour de flux et le pluviomètre permettent de suivre l'évolution du stock en eau et donc d'estimer le débit de vidange de l'épikarst ($\sim 1 \text{ mm.jour}^{-1}$). Le suivi sismologique permet quant à lui l'estimation des propriétés du milieu. Avec plus de fréquences disponibles, la profondeur et la morphologie de l'interface Epikarst/Zone d'infiltration pourraient également être accessibles.

La sismologie passive est une méthode en plein essor avec de plus en plus d'applications. Cette étude s'est d'ailleurs faite en parallèle de celle de Voisin *et al.* (2016) qui présente de nombreux points communs : l'utilisation d'une source similaire (trafic routier) et de la même bande de fréquence, et la modélisation des vitesses observées à partir des variations de saturation et des lois de Biot-Gassmann. Néanmoins le contexte hydrogéologique est très

différent : alors que la zone étudiée par Voisin *et al.* (2016) est très superficielle et que les observations peuvent être validées par d'autres méthodes, les variations observées au GEK sont profondes et dans des carbonates karstifiés.

La sismologie passive comble ici un vrai manque instrumental et les études méritent d'être poursuivies avec plus de stations et dans d'autres zones non saturées profondes. Un réseau de nombreuses stations sera déployé prochainement et permettra de répondre à plusieurs questions insolubles avec seulement une paire de capteurs : structure du bassin et impact de l'anisotropie dépendante des variations de saturation (chapitre 8.6.4.1). Si le signal observé à 6-8Hz n'est pas uniquement dû à la structuration en profondeur du milieu, ce réseau devrait permettre un suivi à plusieurs autres fréquences grâce à un meilleur ratio signal/bruit. Le réseau prévu est en effet plus dense autour de l'observatoire et les signaux de toutes les paires proches pourront être sommés. Le bruit électronique, fort dans l'observatoire, ne sera plus un obstacle à haute fréquence.

2.4. Importance des données météorologiques locales

Il faut souligner l'importance qu'ont eues les données précises et locales de pluviométrie et d'évapotranspiration réelle obtenues grâce à la tour de flux. Au vu de la précision du gravimètre supraconducteur (quelques mm en lame d'eau équivalente), l'utilisation de ces données à la place de chroniques pluviométriques plus lointaines (4 km) ou de données d'évapotranspiration potentielle a changé drastiquement les interprétations hydrologiques, notamment en ce qui concerne l'absence de transfert rapide.

3. Calcaires de Campestre : un fonctionnement différent ?

Les calcaires Thitoniens du site de l'abîme de Saint-Ferréol sur le Causse de Campestre ont des propriétés très différentes des dolomies Bathoniennes du GEK. Des mesures CG5 répétées en surface et en profondeur (mesures S2D) dans la galerie de l'abîme de Saint-Ferréol montrent un stockage moindre et une forte variabilité spatiale à une échelle inférieure à la centaine de mètres (chapitre 6.3). Le côté sud de la galerie montre des variations saisonnières S2D bien plus fortes que le côté Nord : le stockage y est plus important entre la galerie et la surface. L'hypothèse d'une transmissivité plus forte du côté nord est appuyée par une fracturation plus marquée et des écoulements plus visibles dans la galerie. La porosité estimée par micro-gravimétrie en tenant compte des cavités et de la topographie a montré une diminution près de l'abîme, qui est cohérente avec une porosité de fractures plus forte et une porosité matricielle plus faible. La porosité moyenne de la tranche de sol entre la surface et la galerie a été estimée à 7.75 % (plus exactement entre 5 et 10 % puisque l'état de saturation est inconnu). La porosité est équivalente à celles estimées de la même manière par Jacob *et al.* (2009) sur les dolomies du Durzon (de 4.8 à

7.3 %). Des expériences complémentaires sont prévues sur le site en partenariat avec l'université de Liège (méthodes électriques et RMP).

Cette étude a été réalisée à la même échelle spatiale qu'une autre à l'observatoire et qui a montré un résultat opposé. Des campagnes de mesures mensuelles ont été réalisées dans un rayon de 150 m autour du GEK, sur 4 points et dans différents environnements (doline et plateau). Les campagnes, une fois rattachées grâce au gravimètre supraconducteur, montrent un stockage total de l'eau sur le site pour toutes les stations (chapitre 6.2). L'interprétation de ces deux études est la même que celle de Deville (2013) qui suspecte une plus faible capacité des calcaires que des dolomies à retenir l'eau, du moins sur le Larzac.

4. Des modèles spatialisés en perspective ?

La Table 9.1 présente le bilan des apports complémentaires, dans un modèle 1-D, de la gravimétrie (en rouge sur la Figure 9.2) et de la sismologie passive (propriétés de la seconde couche, en jaune sur la Figure 9.2).

		Gravimètre SG (+ tour de flux + pluviomètre)	Bruit sismique ambient	Autres
Sol	Infiltration	+	?	électrique ?
	Epaisseur	+	?	électrique ?
Epikarst	Conductivité hydraulique	-	+	-
	Type découlements (lent / rapides)	+	-	-
	Porosité	-	?	Gravimétrie S2D/ RMP
	Epaisseur	-	?	Sismique active ?
Zone d'infiltration	Débit épikarst	+	?	-
	Conductivité hydraulique	-	-	Inclinométrie traçages Gravimétrie S2D Débit dans les grottes

Table 9.1 : Potentiel des méthodes géophysiques pour la modélisation 1-D de la zone critique des karsts à l'échelle d'une parcelle (quelques hectares). Les apports de la sismologie passive notés (?) doivent être investigués avec plus de fréquences sismiques utilisables et des relations pétrophysiques fiables).

Si la gravimétrie rend possible des modèles 1-D à l'échelle du site et renseigne sur le débit de l'épikarst, c'est la sismologie qui permet de suivre l'infiltration et potentiellement de renseigner sur toutes les propriétés hydrologiques de l'épikarst, et peut-être sur la morphologie de la transition épikarst – zone d'infiltration. Avec des mesures hydrologiques complémentaires sur le zone d'infiltration telles que des débits souterrains ou des traçages, il serait possible d'obtenir un modèle complet d'une « tranche » de karst, à l'échelle d'un site. Mais que ce soit en temps ou en coût, il est à l'heure actuelle difficilement imaginable de faire un modèle complet se basant sur des mesures distribuées sur tout le bassin.

Cependant un début de modélisation spatialisée pourrait se faire à partir de quelques stations seulement. En effet, le débit simulé avec des modèles à réservoirs à l'échelle du gravimètre supraconducteur est cohérent avec le débit du Durzon observé à l'étiage (Fores *et al.*, 2016a, chapitre 7 sections 3 et 4). La dolomie, très homogène sur le site, pourrait l'être également à plus grande échelle.

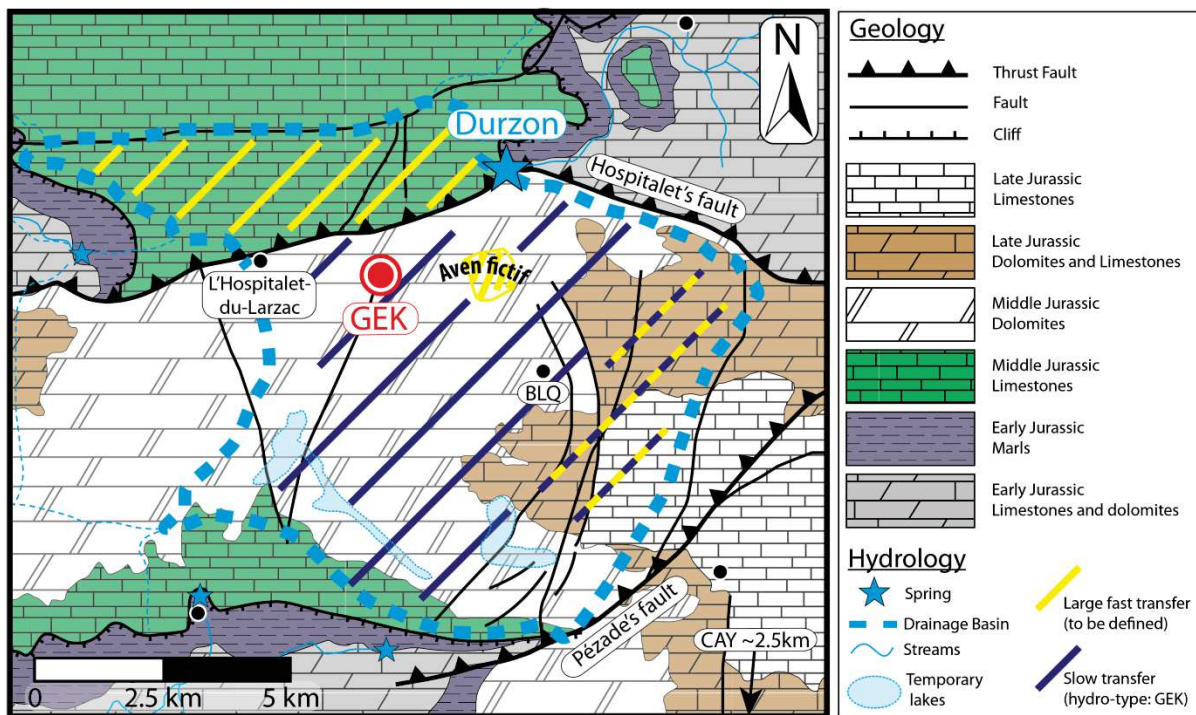


Figure 9.3 : Carte fictive de ce que pourrait être le partitionnement transfert rapide/lent sur le bassin du Durzon, basé sur la lithologie. Modifié d'après Jacob (2009) et Bruxelles (2001).

Quelques sites clés seraient choisis, par exemple un autre site dolomitique et une zone calcaire du Durzon comme au nord de la Faille de l'Hospitalet. Déplacer le supraconducteur dans un futur proche est envisageable et de nouveaux sismomètres seront bientôt déployés sur le bassin. Les premiers modèles réalisés seraient du type de ceux de Hartmann *et al.* (2013a, Figure 3.13, chapitre 3.3), où chaque « pixel » du modèle pourrait être extrapolé au

premier ordre en fonction de la lithologie et des formes géomorphologiques en surface, à partir d'un modèle calibré sur l'un des sites gravimétriques (Figure 9.3). Les cartes saisonnières du stockage de Jacob *et al.* (2010a) sont difficilement intégrables à ce projet à cause de la précision des mesures et des potentiels effets de site (topographie) et bâtiments qui ne sont pas pris en compte.

5. Des applications à d'autres systèmes hydrologiques ?

De très nombreuses zones non-saturées profondes et/ou hétérogènes pourraient être étudiées de manière analogue à la zone épikarstique du GEK.

De même que pour les aquifères karstiques, l'intérêt pour les aquifères de socle va croissant avec leur capacité de plus en plus reconnue à fournir des ressources en eau significatives. La zone épikarstique peut être comparée à la couche supérieure fortement altérée d'un aquifère de socle cristallin (Figure 9.4), et les mesures gravimétriques mais aussi sismiques pourraient renseigner sur l'hydrologie de cette couche. Les pompages renseignent en effet principalement sur la zone fracturée sous-jacente. Des suivis précis de gravité et de dV/V pourraient également être réalisés lors d'un pompage de la zone fracturée pour observer la réaction de la zone altérée supérieure (saprolites/régolithes). Des applications pourraient se faire sur le site du réseau H+ de Hyderabad, en Inde.

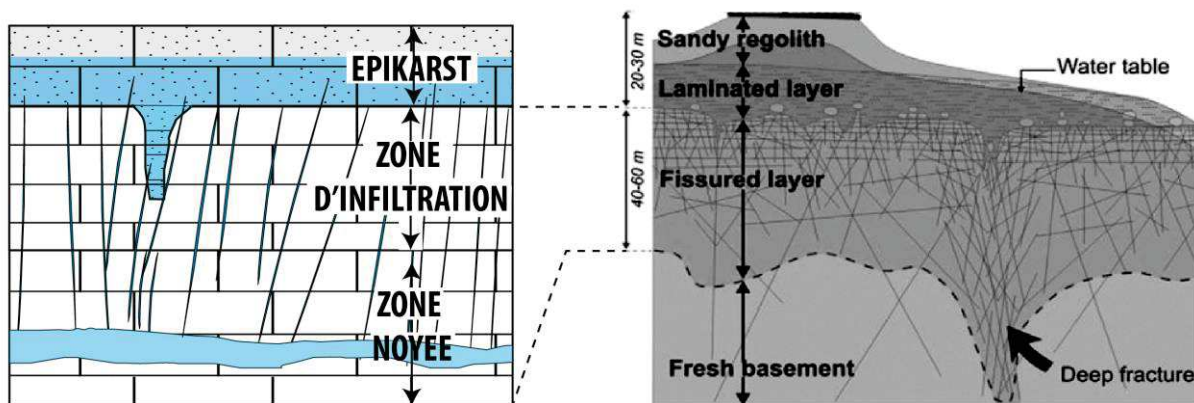


Figure 9.4 : Analogie entre épikarst et zone altérée d'un aquifère cristallin. Modifié d'après Dewandel *et al.* (2006).

Ces méthodes pourraient s'appliquer avec un succès probable sur des aquifères libres et profonds en domaine sédimentaire (non carbonaté), lorsque les méthodes destructives ne peuvent pas être appliquées. Une étude avec plusieurs stations sismiques, dans un contexte

plus simple (sans anisotropie et avec les relations pétrophysiques valides de Biot-Gassmann), permettraient un suivi inédit d'une infiltration profonde à grande échelle.

L'exportation de ces méthodes à d'autres systèmes karstiques, différents de notre karst de plateau, est par contre beaucoup plus complexe. De nombreux karsts doivent être étudiés afin de mieux contraindre le potentiel de ces méthodes pour les aquifères carbonatés en fonction du cas de figure. En effet, selon l'organisation du karst et la position de la mesure, la gravimétrie pourrait observer des phénomènes, voir des compartiments différents, comme des mises en charges importantes de la zone noyée. L'application de la gravimétrie à des parcelles ayant des apports latéraux et du transfert rapide (comme à Rochefort, Watlet *et al.*, 2016) ou en présence de forte topographie est donc souhaitable.

Références

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with spectral reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Alabouvette, B., Arthaud, F., Bodeur, Y., Paloc, H., Seguret, M., Le Strat, P., ... & Coumoul, A. (1988). Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille du Vigan. *BRGM, Orléans*.
- Al-Fares, W. (2002). *Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques* (Doctoral dissertation, Montpellier 2).
- Allan, D. W. (1987). Time and frequency(time-domain) characterization, estimation, and prediction of precision clocks and oscillators. *IEEE transactions on ultrasonics, ferroelectrics, and frequency control*, 34(6), 647-654.
- Aquilina, L., Ladouche, B., & Dörfliger, N. (2005). Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. *Applied Geochemistry*, 20(12), 2189-2206.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54-62.
- Anderson, D. E., Verma, S. B., & Rosenberg, N. J. (1984). Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat, and sensible heat fluxes over a crop surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 29(3), 263-272.
- Bakalowicz, M. (1992). Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes, l'approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse. *Karst et évolution climatique, Presse Univ. Bordeaux*, 60-72.
- Bakalowicz, M. (1999). Connaissance et gestion des ressources souterraines en eaux souterraines dans les régions karstiques. *Guide technique n 3, SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse. Agence de l'Eau Rhône-Méditerranées-Corse, Lyon*.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology journal*, 13(1), 148-160.
- Baldocchi, D. D., Hincks, B. B., & Meyers, T. P. (1988). Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69(5), 1331-1340.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., & Olson, R. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415.
- Banka, D., 1997. Noise levels of superconducting gravimeters at seismic frequencies. Ph.D. thesis. *GDMB-Information-gesellschaft mbH, Clausthal., Germany*.
- Banka, D. and Crossley, D. (1999). Noise levels of superconducting gravimeters at seismic frequencies. *Geophysical Journal International.*, 139(1), 87-97.
- Ben-Zion, Y., Vernon, F. L., Ozakin, Y., Zigone, D., Ross, Z. E., Meng, H., ... & Barklage, M. (2015). Basic data features and results from a spatially dense seismic array on the San Jacinto fault zone. *Geophysical Journal International*, 202(1), 370-380.
- Berthet, T., Hetényi, G., Cattin, R., Sapkota, S. N., Champollion, C., Kandel, T., ... & Bonnin, M. (2013). Lateral uniformity of India Plate strength over central and eastern Nepal. *Geophysical Journal International*, 195(3), 1481-1493.

- Beucler, É., Mocquet, A., Schimmel, M., Chevrot, S., Quillard, O., Vergne, J., & Sylvander, M. (2015). Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations. *Geophysical Research Letters*, *42*(2), 316-322.
- Biot, M. A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, *28*(2), 168-178.
- Biot, M. A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *the Journal of the Acoustical Society of America*, *28*(2), 179-191.
- Blainey, J. B., Ferré, T., & Cordova, J. T. (2007). Assessing the likely value of gravity and drawdown measurements to constrain estimates of hydraulic conductivity and specific yield during unconfined aquifer testing. *Water resources research*, *43*(12).
- Bonvalot, S., Diament, M., & Gabalda, G. (1998). Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones. *Geophysical Journal International*, *135*(2), 470-494.
- Bonvalot, S., Le Moigne, N., Merlet, S., Desruelle, B., Lautier-Gaud, J., Menoret, V., & Vermeulen, P. (2016, April). The new Absolute Quantum Gravimeter (AQG): first results and perspectives. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 11824).
- Bottelin, P., Jongmans, D., Baillet, L., Lebourg, T., Hantz, D., Lévy, C., ... & Turpin, J. (2013). Spectral analysis of prone-to-fall rock compartments using ambient vibrations. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, *18*(4), 205-217.
- Bottelin, P. (2014). *Caractérisation des phases pré-et post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire: Apport des enregistrements sismiques* (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).
- Boy, J. P., Gegout, P., Hinderer, J. (2002). Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. *Geophysical Journal International.*, *149*(2), 534-545.
- Boy, J. P. (2006). *Effets des surcharges atmosphériques sur les variations de gravité et les déplacements de surface de la Terre* (Doctoral dissertation).
- Boy, J. P., & Hinderer, J. (2006). Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *Journal of Geodynamics*, *41*(1), 227-233.
- Boy, J. P., & Lyard, F. (2008). High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements. *Geophysical Journal International*, *175*(1), 35-45.
- Boy, J. P., Longuevergne, L., Boudin, F., Jacob, T., Lyard, F., Llubes, M., ... & Esnault, M. F. (2009). Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *Journal of Geodynamics*, *48*(3), 182-188.
- Bradley, C. C., Ali, M. Y., Shawky, I., Levannier, A., & Dawoud, M. A. (2007). Microgravity investigation of an aquifer storage and recovery site in Abu Dhabi. *first break*, *25*(11).
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., & Nercessian, A. (2008). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, *1*(2), 126-130.
- Bruxelles, L., & Caubel, A. (1996). Lacs temporaires et circulations de surface sur le causse de l'Hospitalet du Larzac (12) en 1996. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie," De l'inondation à l'assèchement, comment domestiquer les eaux du biterrois*, 3-4.
- Bruxelles, L. (2001). *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: causes de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault)*. *Evolution Morphogénique, Conséquences*

- Géologiques et Implications Pour l'aménagement* (Doctoral dissertation, Université de Provence).
- Budetta, G., & Carbone, D. (1997). Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity: results of field trials on Mt. Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(3), 199-214.
- Cadoret, T. (1993). *Effet de la saturation eau-gaz sur les propriétés acoustiques des roches. Etude aux fréquences sonores et ultrasonores* (Doctoral dissertation).
- Calvo, M., Hinderer, J., Rosat, S., Legros, H., Boy, J. P., Ducarme, B., & Zürn, W. (2014). Time stability of spring and superconducting gravimeters through the analysis of very long gravity records. *Journal of Geodynamics*, 80, 20-33.
- Calvo García-Maroto, M. (2015). *Analysis of long-term gravity records in europe: consequences for the retrieval of small amplitude and low frequency signals including the core resonance effects* (Doctoral dissertation, Université de Strasbourg/Universidad Complutense de Madrid).
- Carrère, L. and Lyard, F. (2003). Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing-comparisons with observations. *Geophysical Research Letters*, 30(6).
- Carriere, S. D. (2014, February). *Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst* (Doctoral dissertation, Université d'Avignon).
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., & Bosch, F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19(6), 1169-1180.
- Charlier, J. B., Ladouche, B., & Maréchal, J. C. (2015). Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. *Journal of Hydrology*, 523, 610-623.
- Chen, B., Black, T. A., Coops, N. C., Hilker, T., Trofymow, J. T., & Morgenstern, K. (2009). Assessing tower flux footprint climatology and scaling between remotely sensed and eddy covariance measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 130(2), 137-167.
- Chou, L. E. I., Garrels, R. M., & Wollast, R. (1989). Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals. *Chemical Geology*, 78(3), 269-282.
- Christiansen, L., Binning, P. J., Rosbjerg, D., Andersen, O. B., & Bauer-Gottwein, P. (2011a). Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: An application to alluvial aquifer storage. *Water Resources Research*, 47(6).
- Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O. B., Binning, P. J., Rosbjerg, D., & Bauer-Gottwein, P. (2011b). Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions. *Journal of Hydrology*, 402(1), 60-70.
- Christiansen, L., Haarder, E. B., Hansen, A. B., Looms, M. C., Binning, P. J., Rosbjerg, D., ... & Bauer-Gottwein, P. (2011c). Calibrating vadose zone models with time-lapse gravity data. *Vadose Zone Journal*, 10(3), 1034-1044.
- Clark, V. A., Tittmann, B. R., & Spencer, T. W. (1980). Effect of volatiles on attenuation (Q^{-1}) and velocity in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B10), 5190-5198.
- Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., & Brenguier, F. (2011). Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 186(2), 867-882.

- Colombi, A., Chaput, J., Brenguier, F., Hillers, G., Roux, P., & Campillo, M. (2014). On the temporal stability of the coda of ambient noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(11), 307-316.
- Contractor, D. N., & Jenson, J. W. (2000). Simulated effect of vadose infiltration on water levels in the Northern Guam Lens Aquifer. *Journal of Hydrology*, 229(3), 232-254.
- Cook, P. G., Walker, G. R., Buselli, G., Potts, I., & Dodds, A. R. (1992). The application of electromagnetic techniques to groundwater recharge investigations. *Journal of Hydrology*, 130(1), 201-229.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Klügel, T., & Wziontek, H. (2008). Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany. *Geophysics*, 73(6), WA95-WA104.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Vorogushyn, S., & Merz, B. (2010a). The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(9), 1715-1730.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., & Wziontek, H. (2010b). Measuring the effect of local water storage changes on in situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany. *Water Resources Research*, 46(8).
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., & Merz, B. (2010c). Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements: a lysimeter-based approach. *Geophysical Journal International*, 183(1), 178-187.
- Creutzfeldt, B., Troch, P. A., Güntner, A., Ferré, T., Graeff, T., & Merz, B. (2014). Storage-discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry. *Hydrological Processes*, 28(3), 1465-1475.
- Crossley, D. J., Jensen, O. G., & Hinderer, J. (1995). Effective barometric admittance and gravity residuals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 90(3), 221-241.
- Damiata, B. N., & Lee, T. C. (2006). Simulated gravitational response to hydraulic testing of unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 318(1), 348-359.
- Dehant, V., Defraigne, P., & Wahr, J. M. (1999). Tides for a convective Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B1), 1035-1058
- Denić-Jukić, V., & Jukić, D. (2003). Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of hydrology*, 274(1), 80-94.
- Desjardins, R. L., Buckley, D. J., & Amour, G. S. (1984). Eddy flux measurements of CO₂ above corn using a microcomputer system. *Agricultural and forest meteorology*, 32(3), 257-265.
- Deville, S., Champollion, C., Doerflinger, E., Le Moigne, N., Bayer, R., & Vernant, P. (2011, December). Studying unsaturated epikarst water storage properties by time lapse surface to depth gravity measurements. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 07).
- Deville, S., Jacob, T., Chery, J., & Champollion, C. (2012). On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology. *Geophysical Journal International*, ggs007.
- Deville, S. (2013). *Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie* (Doctoral dissertation, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc).
- Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J. M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., ... & Maire, R. (2014). The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth-Science Reviews*, 131, 116-148.

- Duputel, Z., Ferrazzini, V., Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., & Nercessian, A. (2009). Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1), 164-173.
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297-356.
- EddyPro® (Version 5) [Computer software]. (2015). Lincoln, NE. LI-COR, Inc; *Infrastructure for Measurements of the European Carbon Cycle consortium*.
- Ekström, G. (2001). Time domain analysis of Earth's long-period background seismic radiation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B11), 26483-26493.
- Elgettafi, M., Karroum, M., Elmandour, A., Himi, M., & Casas, A. (2016, September). Gravimetry Contribution to the Study of the Bahira Aquifer (Morocco)-Hydrogeological Implication. In *Near Surface Geoscience 2016-22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics*, 10(3), 761-797.
- Fleury, P. (2005). *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Fleury, P., Plagnes, V., & Bakalowicz, M. (2007). Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of hydrology*, 345(1), 38-49.
- Flury, J., Peters, T., Schmeer, M., Timmen, L., Wilmes, H., & Falk, R. (2007). Precision gravimetry in the new Zugspitze gravity meter calibration system. *Harita Dergisi*, 401-406.
- Fores, B., Champollion, C., Le Moigne, N., Bayer, R., Chéry, J. (2016a). Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification. *Geophysical Journal International*. doi:10.1093/gji/ggw396
- Fores, B., Champollion, C., Le Moigne, N., Chéry, J. (2016b). Impact of ambient temperature on spring-based relative gravimeter measurements. *Journal of Geodesy*. doi:10.1007/s00190-016-0961-2
- Fores, B., Champollion, C., Mainsant, G., Albaric, J., Fort, A. (2016c). Ambient seismic noise allows estimation of hydraulic conductivity in deep unsaturated media. *In prep. for Geophysical Research Letters*.
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology* (Vol. 601). London: Unwin Hyman.
- Ford, D. and Williams, P. D. (2013). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Francis, O. (1997). Calibration of the C021 superconducting gravimeter in Membach (Belgium) using 47 days of absolute gravity measurements. In *Gravity, Geoid and Marine Geodesy* (pp. 212-219). Springer Berlin Heidelberg.
- Francis, O., Niebauer, T. M., Sasagawa, G., Klopping, F., & Gschwind, J. (1998). Calibration of a superconducting gravimeter by comparison with an absolute gravimeter FG5 in Boulder. *Geophysical Research Letters*, 25(7), 1075-1078.
- Francis, O., & van Dam, T. (2002). Evaluation of the precision of using absolute gravimeters to calibrate superconducting gravimeters. *Metrologia*, 39(5), 485.

- Fratini, G., & Mauder, M. (2014). Towards a consistent eddy-covariance processing: an intercomparison of EddyPro and TK3. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(7), 2273-2281.
- Galibert, P. Y. (2012). *Mesures sismiques sur le site de l'observatoire GEK*, disponible auprès de l'auteur.
- Galibert, P. Y. (2016). Quantitative estimation of water storage and residence time in the epikarst with time-lapse refraction seismic. *Geophysical Prospecting*, 64(2), 431-444.
- Gassmann, F. (1951). Über die elastizität poröser medien: Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich 96, 1-23. *Paper translation at <http://sepwww.stanford.edu/sep/berryman/PS/gassmann.pdf>*.
- Genty, D., & Deflandre, G. (1998). Drip flow variations under a stalactite of the Pere Noel cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology*, 211(1), 208-232.
- Gettings, P., Chapman, D. S., & Allis, R. (2008). Techniques, analysis, and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment. *Geophysics*, 73(6), WA71-WA82.
- Gèze, B. (1985). Notice explicative de la feuille de Nant à 1/50 000. *Editions du BRGM, Orléans*.
- Ghasemizadeh, R., Yu, X., Butscher, C., Hellweger, F., Padilla, I., & Alshwabkeh, A. (2015). Equivalent porous media (EPM) simulation of groundwater hydraulics and contaminant transport in karst aquifers. *PLoS one*, 10(9), e0138954.
- Goldscheider, N., & Drew, D. (Eds.). (2007). *Methods in Karst Hydrogeology: IAH: International Contributions to Hydrogeology*, 26. CRC Press.
- Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., & Smart, C. (2008). Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology*, 37(1), 3.
- Goodkind, J. M. (1986). Continuous measurement of nontidal variations of gravity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9125-9134.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., ... & Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical prospecting*, 56(3), 375-393.
- Gouisset, Y. (1981). *Le karst superficiel: genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques* (Doctoral dissertation).
- Gunn, J. (Ed.). (2004). *Encyclopedia of caves and karst science*. Taylor & Francis.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1), 80-91.
- Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., & Campillo, M. (2009). Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6), 3688-3695.
- Hadziioannou, C. (2011). *Ondes sismiques en milieu complexe: mesure des variations temporelles des vitesses* (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).
- Hartmann, T., & Wenzel, H. G. (1995). The HW95 tidal potential catalogue. *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3553-3556.
- Hartmann, A., Lange, J., Weiler, M., Arbel, Y., & Greenbaum, N. (2012). A new approach to model the spatial and temporal variability of recharge to karst aquifers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(7), 2219-2231.

- Hartmann, A., Barberá, J. A., Lange, J., Andreo, B., & Weiler, M. (2013a). Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems—Exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Advances in Water Resources*, *54*, 149-160.
- Hartmann, A., Weiler, M., Wagener, T., Lange, J., Kralik, M., Humer, F., ... & Butscher, C. (2013b). Process-based karst modelling to relate hydrodynamic and hydrochemical characteristics to system properties. *Hydrology and earth system sciences*, *17*, 3305-3321.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014a). Karst water resources in a changing world: review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*, *52*(3), 218-242.
- Hartmann, A., Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A., Wagener, T., & Lange, J. (2014b). Modeling spatiotemporal impacts of hydroclimatic extremes on groundwater recharge at a Mediterranean karst aquifer. *Water Resources Research*, *50*(8), 6507-6521.
- Hasan, S., Troch, P. A., Boll, J., & Kroner, C. (2006). Modeling the hydrological effect on local gravity at Moxa, Germany. *Journal of Hydrometeorology*, *7*(3), 346-354.
- Hasan, S., Troch, P. A., Bogaart, P. W., & Kroner, C. (2008). Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations. *Water resources research*, *44*(8).
- Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J. M., Wubda, M., Le Moigne, N. (2013). Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. *Geophysical Journal International.*, *194*(2), 737-750.
- Hector, B. (2014). *Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle: apport de la gravimétrie* (Doctoral dissertation, Université de Strasbourg).
- Hector, B., Hinderer, J., Séguis, L., Boy, J. P., Calvo, M., Descloitres, Riccardi, U. (2014). Hydro-gravimetry in West-Africa: First results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter. *Journal of Geodynamics*, *80*, 34-49.
- Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Cohard, J. M., Wubda, M., Descloitres, M., Boy, J. P. (2015). Water storage changes as a marker for base flow generation processes in a tropical humid basement catchment (Benin): Insights from hybrid gravimetry. *Water Resources Research*, *51*(10), 8331-8361.
- Herckenrath, D., Auken, E., Christiansen, L., Behroozmand, A. A., & Bauer-Gottwein, P. (2012). Coupled hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing: Will it work in practice?. *Water Resources Research*, *48*(1).
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, *84*(6), 1081-1088.
- Hinderer, J., Florsch, N., Mäkinen, J., Legros, H., & Faller, J. E. (1991). On the calibration of a superconducting gravimeter using absolute gravity measurements. *Geophysical Journal International.*, *106*(2), 491-497.
- Hinderer, J., Crossley, D., & Jensen, O. (1995). A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *90*(3), 183-195.

- Hinderer, J., Amalvict, M., Florsch, N., Francis, O., & Mäkinen, J. (1998). On the calibration of superconducting gravimeters with the help of absolute gravity measurements. In *Thirteenth International Symposium on the Earth Tides* (pp. 557-564).
- Hinderer, J., & Crossley, D. (2004). Scientific achievements from the first phase (1997–2003) of the Global Geodynamics Project using a worldwide network of superconducting gravimeters. *Journal of Geodynamics*, 38(3), 237-262.
- Hinderer, J., Crossley, D., & Warburton, R. J. (2007). Gravimetric methods—superconducting gravity meters. *Treatise on geophysics*, 3, 65-122.
- Hopmans, J. W., & Stricker, J. N. M. (1989). Stochastic analysis of soil water regime in a watershed. *Journal of Hydrology*, 105(1-2), 57-84.
- Hupet, F., & Vanclooster, M. (2005). Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. *Journal of Hydrology*, 303(1), 247-270.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J. P. & Brunet, P. (2008). Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Iarzac plateau (Southern France). *Journal of hydrology*, 359(1), 105-117.
- Jacob, T. (2009). *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique* (Doctoral dissertation, Montpellier 2).
- Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J. P., Vernant, P., & Boudin, F. (2009). Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177(2), 347-360.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., & Le Moigne, N. (2010a). Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Jacob, T., Chéry, J., Boudin, F., & Bayer, R. (2010b). Monitoring deformation from hydrologic processes in a karst aquifer using long-baseline tiltmeters. *Water resources research*, 46(9).
- Jeannin, P. Y. (2001). Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Hölloch cave (Muotatal, Switzerland). *Water Resources Research*, 37(2), 191-200.
- Jensen, N. E., & Pedersen, L. (2005). Spatial variability of rainfall: Variations within a single radar pixel. *Atmospheric Research*, 77(1), 269-277.
- Jouniaux, L., Maineult, A., Naudet, V., Pessel, M., & Sailhac, P. (2009). Review of self-potential methods in hydrogeophysics. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10), 928-936.
- Jourde, H., Mazzilli, N., Lecoq, N., Arfib, B., & Bertin, D. (2015). KARSTMOD: A Generic Modular Reservoir Model Dedicated to Spring Discharge Modeling and Hydrodynamic Analysis in Karst. In *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems* (pp. 339-344). Springer Berlin Heidelberg.
- Jousset, P., Van Ruymbeke, M., Bonvalot, S., & Diament, M. (1995). Performance of two Scintrex CG3M instruments at the fourth International Comparison of Absolute Gravimeters. *Metrologia*, 32(3), 231.
- Juompan Yakam, B. (1994). *METROLOGIE DES COMPARAISONS D'HORLOGES PAR SATELLITES. Contributions à l'étude d'un complément au système de radionavigation GPS et à la prédiction du temps du GPS. Proposition pour une nouvelle méthode de synchronisation d'horloges en temps réel* (Doctoral dissertation).

- Jukić, D., & Denić-Jukić, V. (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of hydrology*, 373(3), 302-315.
- Kasevich, M., & Chu, S. (1991). Atomic interferometry using stimulated Raman transitions. *Physical review letters*, 67(2), 181.
- Kass, W., & Behrens, H. (1998). *Tracing technique in geohydrology*. Balkema.
- Kazhdan, M., Bolitho, M., & Hoppe, H. (2006, June). Poisson surface reconstruction. In *Proceedings of the fourth Eurographics symposium on Geometry processing* (Vol. 7).
- Kennedy, J., Ferré, T., Güntner, A., Abe, M., & Creutzfeldt, B. (2014). Direct measurement of subsurface mass change using the variable baseline gravity gradient method. *Geophysical Research Letters*, 41(8), 2827-2834.
- Kiraly, L., & Morel, G. (1976). Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie*, 1, 37-60.
- Kiraly, L. (2003). Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and evolution of karst aquifers*, 1(3), 26.
- Klimchouk, A., & Ford, D. (2000a). 3.1. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, 47-53.
- Klimchouk, A., & Ford, D. C. (2000b). Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, 54-64.
- 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), 1-13.
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., & Schmid, H. P. (2004). A simple parameterisation for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology*, 112(3), 503-523.
- Knight, R., Dvorkin, J., & Nur, A. (1998). Acoustic signatures of partial saturation. *Geophysics*, 63(1), 132-138.
- Kudryavtsev, S. M. (2004). Improved harmonic development of the Earth tide-generating potential. *Journal of Geodesy*, 77(12), 829-838.
- Labat, D., & Mangin, A. (2015). Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *Journal of Hydrology*, 529, 866-871.
- Lacoss, R. T., Kelly, E. J., & Toksöz, M. N. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34(1), 21-38.
- Lacotte, G. (2012). La colonie pénitentiaire et agricole du Luc. *Arts et traditions Rurales*, 143p.
- Lampitelli, C., & Francis, O. (2010). Hydrological effects on gravity and correlations between gravitational variations and level of the Alzette River at the station of Walferdange, Luxembourg. *Journal of Geodynamics*, 49(1), 31-38.
- Larose, E., Margerin, L., Derode, A., van Tiggelen, B., Campillo, M., Shapiro, N., ... & Tanter, M. (2006). Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review. *Geophysics*, 71(4), SI11-SI21.
- Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., ... & Gimbert, F. (2015). Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise?. *Journal of Applied Geophysics*, 116, 62-74.
- Lastennet, R. (1994). *Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du Massif du Ventoux(Vaucluse)* (Doctoral dissertation).

- Lastennet, R., & Mudry, J. (1997). Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environmental Geology*, 32(2), 114-123.
- Lecocq, T., Caudron, C., & Brenguier, F. (2014). MSNoise, a python package for monitoring seismic velocity changes using ambient seismic noise. *Seismological Research Letters*, 85(3), 715-726.
- Lederer, M. (2009). Accuracy of the relative gravity measurement. *Acta Geodyn. Geomater*, 6(3), 155.
- Legchenko, A., & Valla, P. (2002). A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 50(1), 3-19.
- Le Gouët, J., Mehlstäubler, T. E., Kim, J., Merlet, S., Clairon, A., Landragin, A., & Dos Santos, F. P. (2008). Limits to the sensitivity of a low noise compact atomic gravimeter. *Applied Physics B*, 92(2), 133-144.
- Leirião, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O. B., & Bauer-Gottwein, P. (2009). Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers. *Journal of Hydrology*, 365(3), 302-309.
- Le Moigne, N., Champollion, C., Warburton, R. J., Bayer, R., Deville, S., Doerflinger, E., ... & Collard, P. (2011, December). New iGrav superconducting gravimeter: accuracy, drift and first results. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 0955).
- Le Moine, N., Andréassian, V., & Mathevet, T. (2008). Confronting surface-and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France). *Water Resources Research*, 44(3).
- Lesparre, N., Boudin, F., Chery, J., Champollion, C., Seat, H. C., Danquigny, C., ... & Longuevergne, L. (2016, April). New insight on the dynamic of the Fontaine de Vaucluse karst hydrosystem from tilt measurements. In *European Geosciences Union General Assembly 2016* (Vol. 18, pp. EGU2016-13891).
- LI-COR, Inc. (2015). EddyPro® 5 Help and User's Guide. LI-COR, Inc. Lincoln, NE.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L., & Amalvict, M. (2004). Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies. *Journal of Geodynamics*, 38(3), 355-374.
- Loaiciga, H. A., Maidment, D. R., & Valdes, J. B. (2000). Climate-change impacts in a regional karst aquifer, Texas, USA. *Journal of Hydrology*, 227(1), 173-194.
- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12), 2351-2355.
- Longuevergne, L. (2008). *Contribution à l'Hydrogéodesie* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Longuevergne, L., Boy, J. P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., ... & Hinderer, J. (2009). Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *Journal of Geodynamics*, 48(3), 189-194.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394-415.
- Maillet, E. T. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine & fluviale*. A. Hermann.
- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., & Jaboyedoff, M. (2012). Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Mainsant, G. (2013). *Variation de la vitesse des ondes de cisaillement lors de la transition solide-liquide au sein des argiles. Application aux glissements de terrain* (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).

- Mallants, D., Mohanty, B. P., Jacques, D., & Feyen, J. (1996). Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. *Soil Science*, 161(3), 167-181.
- Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques* (Doctoral dissertation, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique).
- Marsaud, B. (1997). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux* (Doctoral dissertation).
- Matthews, M. C., Hope, V. S., & Clayton, C. R. I. (1996, April). The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles. In *Proceedings of the Institution of Civil Engineers: Geotechnical Engineering* (Vol. 119, No. 2).
- Mazzilli, N., Guinot, V., & Jourde, H. (2012). Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources*, 42, 1-16.
- Mazzilli, N., Jourde, H., Jacob, T., Guinot, V., Le Moigne, N., Boucher, M., ... & Legtchenko, A. (2013). On the inclusion of ground-based gravity measurements to the calibration process of a global rainfall-discharge reservoir model: case of the Durzon karst system (Larzac, southern France). *Environmental earth sciences*, 68(6), 1631-1646.
- Mazzilli, N., Boucher, M., Chalikakis, K., Legchenko, A., Jourde, H., & Champollion, C. (2016). Contribution of magnetic resonance soundings for characterizing water storage in the unsaturated zone of karst aquifers. *Geophysics*, 81(4), WB49-WB61.
- McCulloh, T. H. (1965). A confirmation by gravity measurements of an underground density profile based on core densities. *Geophysics*, 30(6), 1108-1132.
- McNeill, J. D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. *Geotechnical and environmental geophysics*, 1, 191-218.
- Merlet, S., Kopaev, A., Diament, M., Geneves, G., Landragin, A., & Dos Santos, F. P. (2008). Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project. *Metrologia*, 45(3), 265.
- Merlet, S. (2010). *Détermination absolue de g dans le cadre de l'expérience de la balance du watt* (Doctoral dissertation, Observatoire de Paris).
- Meissner, W., & Ochsenfeld, R. (1933). Ein neuer effekt bei eintritt der supraleitfähigkeit. *Naturwissenschaften*, 21(44), 787-788.
- Meurers, B. (2012). Superconducting gravimeter calibration by colocated gravity observations: Results from GWR C025. *International Journal of Geophysics*, 2012.
- Miller, G. F., & Pursey, H. (1955, December). On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. In *Proceedings of the Royal Society of London a: mathematical, physical and engineering sciences* (Vol. 233, No. 1192, pp. 55-69). The Royal Society.
- Miller, S. L., & Stewart, R. R. (1990). Effects of lithology, porosity and shaliness on P-and S-wave velocities from sonic logs. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 26(1-2), 94-103.
- Monteith, J. L. (1964, December). Evaporation and environment. In *Symposia of the society for experimental biology* (Vol. 19, pp. 205-234).
- Mordret, A., Jolly, A. D., Duputel, Z., & Fournier, N. (2010). Monitoring of phreatic eruptions using interferometry on retrieved cross-correlation function from ambient seismic noise: Results from Mt. Ruapehu, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(1), 46-59.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water resources research*, 12(3), 513-522.

- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I— A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., & Jahr, T. (2008). Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *Journal of Geodesy*, 82(9), 543-553.
- Niebauer, T. M., Sasagawa, G. S., Faller, J. E., Hilt, R., & Klopping, F. (1995). A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia*, 32(3), 159.
- Noushabadi, M. J., Jourde, H., & Massonnat, G. (2011). Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, Southern France). *Journal of Hydrology*, 403(3), 321-336.
- O'Neill, A. (2004). Shear velocity model appraisal in shallow surface wave inversion. *Proc. ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Portugal*, 539-546.
- Padilla, A., & Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168(1), 73-89.
- Pánisová, J., & Pašteka, R. (2009). The use of microgravity technique in archaeology: A case study from the St. Nicolas Church in Pukanec, Slovakia. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 39(3), 237-254.
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808.
- Park, C. B., & Miller, R. D. (2008). Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 13(1), 1-11.
- Parkin, T. B., & Codling, E. E. (1990). Rainfall distribution under a corn canopy: Implications for managing agrochemicals. *Agronomy Journal*, 82(6), 1166-1169.
- 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*, 13(4), 315-331.
- Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., ... & 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*, 113, 38-50.
- Pedersen, L., Jensen, N. E., Christensen, L. E., & Madsen, H. (2010). Quantification of the spatial variability of rainfall based on a dense network of rain gauges. *Atmospheric research*, 95(4), 441-454.
- Penman, H. L. (1948, April). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 193, No. 1032, pp. 120-145). The Royal Society.
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3), 275-301.
- Perrin, J., Jeannin, P. Y., & Zwahlen, F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of hydrology*, 279(1), 106-124.
- Peterson, J. (1993). Observations and modelling of background seismic noise. Open-file report 93-322. *US Geological Survey, Albuquerque, New Mexico*.

- Pfeffer, J. (2012). *Étude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne: Approche multidisciplinaire et apport de la gravimétrie terrestre et spatiale* (Doctoral dissertation, Université de Strasbourg).
- Pfeffer, J., Champollion, C., Favreau, G., Cappelaere, B., Hinderer, J., Boucher, M., ... & Robert, O. (2013). Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semiarid Niger. *Water Resources Research*, 49(6), 3276-3291.
- Piccolroaz, S., B. Majone, F. Palmieri, G. Cassiani, and A. Bellin (2015). On the use of spatially distributed, time-lapse microgravity surveys to inform hydrological modeling. *Water Resour. Res.*, 51.
- Pickett, G. R. (1963). Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal of Petroleum technology*, 15(06), 659-667.
- Pinault, J. L., Plagnes, V., Aquilina, L., & Bakalowicz, M. (2001). Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: characterization of karst system functioning. *Water Resources Research*, 37(8), 2191-2204.
- Plagnes, V. (1997). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques Caractérisation par la géochimie des eaux* (Doctoral dissertation).
- Poulain, A., Rochez, G., Bonniver, I., & Hallet, V. (2015). Stalactite drip-water monitoring and tracer tests approach to assess hydrogeologic behavior of karst vadose zone: case study of Han-sur-Lesse (Belgium). *Environmental Earth Sciences*, 74(12), 7685-7697.
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5719-5731.
- Pringle, J. K., Styles, P., Howell, C. P., Branston, M. W., Furner, R., & Toon, S. M. (2012). Long-term time-lapse microgravity and geotechnical monitoring of relict salt mines, Marston, Cheshire, UK. *Geophysics*, 77(6), B287-B294.
- Prothero Jr, W. A., & Goodkind, J. M. (1968). A superconducting gravimeter. *Review of Scientific Instruments*, 39(9), 1257-1262.
- Quinif, Y. (1999, September). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. In *Actes du colloque européen Karst* (Vol. 99, pp. 159-164).
- Quinn, T. (2016). Gravity on the balance. *Nature Physics*, 12(2), 196-196.
- Ratdomopurbo, A., & Poupinet, G. (1995). Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: Application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical research letters*, 22(7), 775-778.
- Reichle, R. H., Koster, R. D., De Lannoy, G. J., Forman, B. A., Liu, Q., Mahanama, S. P., & Touré, A. (2011). Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. *Journal of Climate*, 24(24), 6322-6338.
- Reudink, R., Klees, R., Francis, O., Kusche, J., Schlesinger, R., Shabanloui, A., ... & Timmen, L. (2014). High tilt susceptibility of the Scintrex CG-5 relative gravimeters. *Journal of Geodesy*, 88(6), 617-622.
- Reuss A. 1929. Berechnung der fliessgrense von mishkristallen. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik* 9, 49-58.
- Ricard, J. and Bakalowicz, M. (1996). Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional., Aveyron (France). *Report R38953, BRGM, Orléans.*

- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318-333.
- Riva, M., Guadagnini, A., Bodin, J., & Delay, F. (2009). Characterization of the Hydrogeological Experimental Site of Poitiers (France) by stochastic well testing analysis. *Journal of hydrology*, 369(1), 154-164.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. E. A., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., Toll, D. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.
- Rosat, S., Hinderer, J., Crossley, D., & Rivera, L. (2003). The search for the Slichter mode: comparison of noise levels of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1), 183-202.
- Rosat, S., Hinderer, J., Crossley, D., & Boy, J. P. (2004). Performance of superconducting gravimeters from long-period seismology to tides. *Journal of Geodynamics*, 38(3), 461-476.
- Rosat, S., Rogister, Y., Crossley, D., & Hinderer, J. (2006). A search for the Slichter triplet with superconducting gravimeters: Impact of the density jump at the inner core boundary. *Journal of Geodynamics*, 41(1), 296-306.
- Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Salloum, N., Jongmans, D., Cornou, C., Massih, D. Y. A., Chehade, F. H., Voisin, C., & Mariscal, A. (2014). The shear wave velocity structure of the heterogeneous alluvial plain of Beirut (Lebanon): combined analysis of geophysical and geotechnical data. *Geophysical Journal International*, 199(2), 894-913.
- Sambridge, M. (1999a). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479-494.
- Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3), 727-746.
- Sanchez-Cañete, E. P., Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., Oyonarte, C., & Domingo, F. (2011). Subterranean CO₂ ventilation and its role in the net ecosystem carbon balance of a karstic shrubland. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Sanchez-Salineró, I. (1987). *Analytical Investigation of Seismic Methods Used for Engineering Applications*. University Microfilms.
- Sanz, E., & López, J. J. (2000). Infiltration measured by the drip of stalactites. *Ground water*, 38(2), 247-253.
- Scintrex Limited, 2006. *CG-5 Scintrex autograv system Operation Manual*, Scintrex Limited, Concord, Ontario.
- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical research letters*, 33(21).
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., & Williams, S. D. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 6003-6024.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715), 1615-1618.
- Siemers, J., & Dreybrodt, W. (1998). Early development of karst aquifers on percolation networks of fractures in limestone. *Water resources research*, 34(3), 409-419.

- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., & van Genuchten, M. T. (2008). The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.0, HYDRUS software series 3. *Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA*, 315.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. *Vadose Zone Journal*, 15(7).
- Singh, B., & Guptasarma, D. (2001). New method for fast computation of gravity and magnetic anomalies from arbitrary polyhedra. *Geophysics*, 66(2), 521-526.
- Smith, D. I., & Atkinson, T. C. (1976). Process, landforms and climate in limestone regions. *Geomorphology and climate*, 367-409.
- Snieder, R., Grêt, A., Douma, H., & Scales, J. (2002). Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. *Science*, 295(5563), 2253-2255.
- Soulios, G. (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique. *Journal of Hydrology*, 124(1-2), 29-42.
- Spiridonov, E., Vinogradova, O., Boyarskiy, E., & Afanasyeva, L. (2015). ATLANTIDA3. 1_2014 for Windows: a software for tidal prediction. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 149(12), 063-12.
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J., & Wilson, C. R. (2008). Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*, 44(2).
- Talwani, M., & Ewing, M. (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25(1), 203-225.
- Timur, A. (1977). Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks. *Geophysics*, 42(5), 950-956.
- Torge, W. (1989). Gravimetry, 465 pp. *Gruyter, Berlin*.
- Tripet, J. P. (1972). Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Affreuse. *Mat. carte géol. de la Suisse, série Hydrologie*, 21, 183.
- Tritz, S., Guinot, V., & Jourde, H. (2011). Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *Journal of hydrology*, 397(3), 250-262.
- Tsai, V. C. (2011). A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- Twarakavi, N. K., Sakai, M., & Šimůnek, J. (2009). An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. *Water Resources Research*, 45(10).
- Val'ko, M. and Pálinkáš, V. (2015). SGNoise-a tool for the ambient noise level analysis at superconducting gravimeter stations. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59(2), 188-199.
- Valois, R. (2011). *Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Valois, R., Galibert, P. Y., Guerin, R., & Plagnes, V. (2016). Application of combined time-lapse seismic refraction and electrical resistivity tomography to the analysis of infiltration and dissolution processes in the epikarst of the Causse du Larzac (France). *Near Surface Geophysics*, 14(1), 13-22.

- Van Camp, M., & Vauterin, P. (2005). Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences*, 31(5), 631-640.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., ... & Dassargues, A. (2006). Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Van Camp, M. and Francis, O. (2007). Is the instrumental drift of superconducting gravimeters a linear or exponential function of time?. *Journal of Geodesy*, 81(5), 337-344.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- Vanorio, T., Scotellaro, C., & Mavko, G. (2008). The effect of chemical and physical processes on the acoustic properties of carbonate rocks. *The Leading Edge*, 27(8), 1040-1048.
- Vanorio, T., Nur, A., & Ebert, Y. (2011). Rock physics analysis and time-lapse rock imaging of geochemical effects due to the injection of CO₂ into reservoir rocks. *Geophysics*, 76(5), O23-O33.
- Viktorov, I. A. (1967). Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications, vol. 147.
- Voigt W. (1928). *Lehrbuch der Kristallphysik*, pp. 978. Teubner, Leibniz.
- Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., & Brossier, R. (2016). Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. *Interpretation*, 4(3), SJ67-SJ76.
- Voronoi, G. (1908). Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. Deuxième mémoire. Recherches sur les paralléloèdres primitifs. *Journal für die reine und angewandte Mathematik*, 134, 198-287.
- Warburton, R. J. and Goodkind, J. M. (1977). The influence of barometric-pressure variations on gravity. *Geophysical Journal International.*, 48(3), 281-292.
- Warburton, R. J., Pillai, H., & Reineman, R. C. (2010). Initial results with the new GWR iGrav™ superconducting gravity meter. In *Extended Abstract Presented at 2nd Asia Workshop on Superconducting Gravimetry Taipei, Taiwan*.
- Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35(9).
- Watlet, A., Poulain, A., Van Camp, M., Francis, O., Triantafyllou, A., Rochez, G., ... & Kaufmann, O. (2016, April). Multi-scale hydrogeological and hydrogeophysical approach to monitor vadose zone hydrodynamics of a karst system. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 18, p. 16571).
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6), 3011-3017.
- Wenzel, H. G. (1996). The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 124, 9425-9439.
- Widmer-Schmidrig, R. (2003). What can superconducting gravimeters contribute to normal-mode seismology?. *Bulletin of the Seismological society of America*, 93(3), 1370-1380.
- Williams, P. W. (1983). The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of hydrology*, 61(1-3), 45-67.
- Williams, P. W. (1985). Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29(4), 463-482.

- Williams, P. W. (2008). The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37(1), 1.
- Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M., Bakwin, P. S., Daube, B. C., ... & Bazzaz, F. A. (1993). Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science*, 260(5112).
- Worthington, S. R., Ford, D. C., & Beddows, P. A. (2000). Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of dissolution. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*, edited by: Klimchouk, AV, Ford, DC, Palmer, A. N., and Dreybrodt, W., National Speleological Society of America, Huntsville, Alabama, USA, 220-223.
- Yushkin, V. D. (2011). Operating experience with CG5 gravimeters. *Measurement Techniques*, 54(5), 486-489.
- Zhang, Z., Chen, X., Ghadouani, A., & Shi, P. (2011). Modelling hydrological processes influenced by soil, rock and vegetation in a small karst basin of southwest China. *Hydrological Processes*, 25(15), 2456-2470.
- Zürn, W. and Widmer, R. (1995a). On noise reduction in vertical seismic records below 2 mHz using local barometric pressure. *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3537-3540.
- Zürn, W., Widmer, R., Richter, B., & Wenzel, H. G. (1995b). Comparison of free oscillation spectra from different instruments. *Marées terrestres*, 122, 9173-9179.
- Zywicki, D. J. (1999). Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves.