



HAL
open science

Gravimétrie hybride : application à l'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach

Quentin Chaffaut

► **To cite this version:**

Quentin Chaffaut. Gravimétrie hybride : application à l'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2021. Français. NNT : 2021STRAH004 . tel-03690798

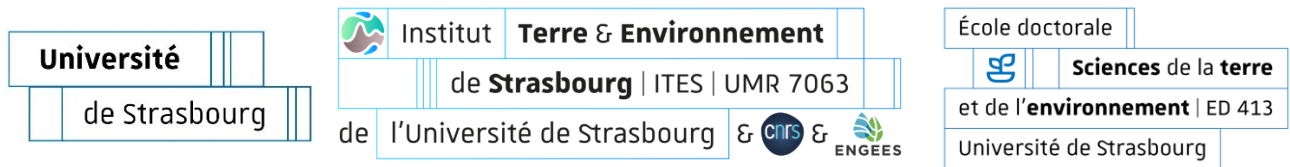
HAL Id: tel-03690798

<https://theses.hal.science/tel-03690798>

Submitted on 8 Jun 2022

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.



UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

Ecole doctorale des Sciences de la terre et de l'environnement (ED 413)

Institut Terre et Environnement de Strasbourg, UMR 7063

THÈSE présentée par :

Quentin CHAFFAUT

Thèse soutenue le **premier octobre 2021** à Strasbourg

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Géophysique

Gravimétrie hybride : application à l'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach

THÈSE dirigée par :

Monsieur HINDERER Jacques Directeur de recherches CNRS, Université de Strasbourg

Monsieur MASSON Frédéric Professeur, Université de Strasbourg

RAPPORTEUR.E.S :

Madame DUCHARNE Agnès Directrice de recherches CNRS, Sorbonne Université

Monsieur LONGUEVERGNE Laurent Directeur de recherches CNRS, Université de Rennes 1

EXAMINATEUR.E.S :

Madame BRAUD Isabelle Directrice de recherches, INRAE

Madame LESPARRE Nolwenn Chargée de recherches CNRS, Université de Strasbourg

Monsieur JACOB Thomas Ingénieur-Chercheur, BRGM

Résumé

L'étude de Viviroli et al. (2007) montre qu'au niveau mondial, plus de 50% des zones de montagne jouent un rôle essentiel ou conséquent dans l'approvisionnement en eau des populations. La même étude indique que 44% des zones de montagne contribuent également de manière essentielle ou conséquente aux besoins en eau des populations établies dans les plaines adjacentes. Les montagnes sont donc d'indispensables " châteaux d'eau ». Cependant, la dynamique des stocks d'eau est difficile à évaluer dans les zones montagneuses car la topographie donne lieu à d'importantes redistributions latérales, et à une hétérogénéité considérable à toutes les échelles, ce qui limite la représentativité spatiale de toute mesure ponctuelle pour mesurer le stock d'eau ou évaluer les paramètres hydrodynamiques du sol (Ambroise et al., 1995).

L'évaluation de la dynamique des stocks d'eau au sein d'un hydrosystème de montagne nécessite de combiner une "approche de terrain" avec une modélisation hydrologique distribuée à base physique. Les observations de terrain permettent d'identifier les processus hydrologiques à l'œuvre afin de les intégrer dans un modèle hydrologique (Sidle, 2006). Elles doivent également tenir compte de l'hétérogénéité spatiale au sein du bassin versant afin de contraindre efficacement les paramètres du modèle hydrologique (Ebel et Loague, 2006). La collecte de données in situ est donc essentielle. Cependant, les méthodes d'observations hydrologiques usuelles ne sont pas toujours adaptées à un contexte montagneux : l'installation de puits d'observation est invasive, coûteuse et parfois limitée par la faible accessibilité du terrain. D'autre part, les puits ne sont pas assez représentatifs des aquifères superficiels typiques des zones de montagne. Les techniques de mesure de l'humidité du sol (sondes TDR, sondes à neutrons, etc.) ne sont pas directement sensibles à la teneur en eau et nécessitent donc un étalonnage. De plus, la représentativité spatiale de ces mesures est très faible (environ 10 cm autour des sondes TDR par exemple), ce qui est extrêmement problématique en raison de la forte hétérogénéité spatiale des sols de montagne. La gravimétrie est une alternative adaptée pour mesurer les variations de la teneur en eau dans les sols de montagne (Bogena et al., 2015). En effet, c'est une méthode non invasive et directement sensible aux variations temporelles de la teneur en eau (incluant la zone saturée et non saturée). Elle ne nécessite donc pas de calibration. C'est également une méthode intégrative avec un rayon d'empreinte d'environ 100 mètres autour du point de mesure. La gravimétrie permet donc d'imager les variations temporelles de la teneur en eau à une échelle spatiale très pertinente pour l'hydrologie des bassins versants (Jacob et al., 2010 ; Hector et al., 2015 ; Creutzfeldt et al., 2014 ; Güntner et al., 2017).

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes intéressés au fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant (80 Ha) à forte topographie situé dans le massif vosgien : le bassin versant du Strengbach (OHGE, Pierret et al. 2018). Pour cela, nous avons mis en place un suivi temporel par gravimétrie hybride sur un réseau de 16 stations de mesure réparties de façon homogène sur le bassin versant. Le suivi par gravimétrie hybride permet de mesurer les variations temporelles de la gravité sur l'ensemble des stations du réseau en combinant : (i) un suivi gravimétrique continu sur une station de référence assuré par un gravimètre

supraconducteur de type iGrav® et des mesures épisodiques avec un gravimètre absolu balistique de type FG5 et (ii) des campagnes de mesures de gravimétrie relative effectuées avec un gravimètre de terrain Scintrex CG5 permettant de mesurer les différences de gravité entre les stations du réseau et la référence pour chaque campagne de mesure. J'ai pu répéter le réseau tous les mois ou tous les deux mois (dans les limites des restrictions imposées par la COVID-19) sur une période couvrant plus de deux cycles hydrologiques. De plus, grâce au gravimètre supraconducteur iGrav®, nous disposons également d'un suivi à haute fréquence et très précis (en dessous du μGal) des variations temporelles de la gravité à la station de référence. Ceci nous permet de contraindre localement la dynamique du stockage de l'eau de l'échelle pluriannuelle à l'échelle horaire.

La comparaison des observations du gravimètre supraconducteur avec le bilan hydrologique du bassin versant du Strengbach révèle l'hétérogénéité spatiale des processus hydrologiques au sein du bassin versant. En particulier, nous montrons que pendant et après les événements de crues hivernales, le débit spécifique (c'est-à-dire la quantité d'eau exportée par unité de surface) du ruisseau de Strengbach est beaucoup plus important que le drainage spécifique représentatif de la zone d'empreinte du gravimètre supraconducteur. Nous avons attribué cette différence à une contribution plus importante de la partie inférieure du bassin versant (qui consiste en une zone saturée très réactive sur le plan hydrologique) à la génération du débit de pointe lors des périodes de hautes eaux, par rapport à la contribution de la zone de crête sur laquelle se trouve l'iGrav® (Chaffaut et al., 2021a). A partir de l'analyse du signal du gravimètre supraconducteur, nous pouvons également mettre en évidence de très faibles variations du stockage de l'eau associées au cycle journalier d'évapotranspiration.

Le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre sur le réseau micro-gravimétrique a permis de mettre en évidence de grands contrastes entre les stations : certaines montrent des variations de gravité suivant un cycle annuel d'amplitude relativement importante tandis que d'autres ne montrent pas de variations temporelles significatives (Chaffaut et al., 2021b). Les variations de gravité observées sont interprétées à l'aide du modèle hydrologique distribué à base physique NIHM (Normally Integrated Hydrological Model, Weill et al., 2017) qui simule des cartes de teneur en eau 4D (3 dimensions pour l'espace, une pour le temps) à partir du forçage climatique et d'un ensemble de paramètres hydrodynamiques spatialement distribués. Un code informatique a été développé pour calculer les variations de gravité à partir des cartes de teneur en eau. Cette approche permet l'utilisation directe des mesures de gravimétrie hybride pour contraindre les paramètres hydrodynamiques du modèle hydrologique. Grâce à une étude de sensibilité, nous montrons dans un premier temps que les mesures de gravité sont particulièrement sensibles à la conductivité hydraulique et à la porosité du sol dans un rayon de quelques dizaines de mètres autour des stations. Dans un second temps, nous identifions les valeurs probables et les incertitudes associées à ces paramètres cibles par une approche de Monte-Carlo : nous simulons les variations temporelles de la gravité à partir d'une large gamme de valeurs de porosité et de conductivité hydraulique, et nous ne conservons que les valeurs pour lesquelles nous avons un bon accord entre les variations de gravité observées et simulées. Le couplage entre le suivi gravimétrique et la modélisation hydrologique à base physique réalisé dans le cadre de cette thèse apporte ainsi une contribution significative à la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach.

Mots clés : Gravimètre supraconducteur ; Gravimétrie hybride ; Hydrogéophysique ; dynamique des stocks d'eau ; ressource en eau ; bassin versant de montagne ; modèle hydrologique à base physique ; étude de sensibilité

Abstract

The study by Viviroli et al. (2007) shows that globally, more than 50% of mountain areas play an essential or significant role in the water supply of populations. The same study indicates that 44% of mountain areas also contribute in an essential or consequential way to the water needs of populations established in the adjacent plains. Mountains are thus indispensable "water towers". However, the water storage dynamics is difficult to assess in mountainous areas because the topography give rise to major lateral redistribution of water and energy, and considerable heterogeneity on all scales, which limits the areal representativeness of any point measurement to assess either fluxes or parameters (Ambroise et al., 1995).

Assessing the water storage dynamics of a mountain hydrosystem requires combining a "field approach" with physically based distributed hydrological modeling. Field observations are used to identify the hydrological processes at work in order to incorporate them into a hydrological model (Sidle, 2006). They must also account for spatial heterogeneity within the watershed in order to effectively constrain hydrologic model parameters (Ebel and Loague, 2006). The collection of in situ data is therefore essential, however, the usual hydrological observation methods are not always adapted to a mountainous context: the installation of observation wells is invasive, costly and sometimes limited by the poor accessibility of the terrain. On the other hand, the wells are not representative enough of the superficial aquifers typical of mountain areas. Soil moisture measurement techniques (TDR probes, neutron probes, etc.) are not directly sensitive to water content and therefore require calibration. In addition, the spatial representativeness of these measurements is very low (about 10 cm around the TDR probes for example), which is extremely problematic due to the high spatial heterogeneity of mountain soils. Gravimetry is a suitable alternative for measuring variations in water content in mountainous soils (Bogena et al., 2015). Indeed, it is a non-invasive method and is directly sensitive to temporal variations in water content (including the saturated and unsaturated zone). It therefore does not require calibration. It is also an integrative method with a footprint radius of about 100 meters around the measurement point. Gravimetry thus allows the imaging of temporal variations in water content on a spatial scale that is highly relevant regarding headwater catchment hydrology (Jacob et al., 2010; Hector et al., 2015; Creutzfeldt et al., 2014; Güntner et al., 2017).

In the framework of this PhD thesis, we were interested in the hydrological functioning of a small catchment (80 Ha) with strong topography located in the Vosges mountains: the Strengbach catchment (OHGE, Pierret et al. 2018). For this purpose, we have set up a temporal monitoring by hybrid gravimetry on a network of 16 measuring stations homogeneously distributed on the catchment area. The hybrid gravimetric monitoring allows to measure the temporal variations of gravity on all the stations of the network by combining: (i) continuous gravity monitoring at a reference station provided by an iGrav® type superconducting gravimeter and episodic measurements with an FG5 type ballistic absolute gravimeter and (ii) relative gravimetry measurement campaigns using a Scintrex CG5 field gravimeter to measure the differences in gravity between the network stations and the reference for each measurement campaign. I was able to repeat the network every month or two (within the restrictions of

COVID-19) over a period covering more than two hydrological cycles. In addition, thanks to the iGrav® superconducting gravimeter, we also have a high frequency and very accurate monitoring (at the sub μGal level) of the temporal variations of gravity at the reference station. This allows us to locally constrain the water storage dynamics from the multi-year scale to the hourly scale.

Comparison of the superconducting gravimeter observations with the watershed water balance also reveals the spatial heterogeneity of hydrological processes within the watershed. In particular, we show that during and after winter flood events, the specific discharge (i.e., the amount of water exported per unit area) of the Strengbach stream is much larger than the drainage rate representative of the superconducting gravimeter footprint. We attributed this difference in drainage during the high flow period to a higher contribution of the lower part of the catchment (which consists in a very hydrologically reactive saturated area) to the peak flow generation process than the upper crest area where the iGrav® is located (Chaffaut et al., 2021a). From the analysis of the signal of the superconducting gravimeter, we can also highlight very small variations in water storage associated with the daily evapotranspiration cycle.

Gravity monitoring on the network has shown great contrasts between stations: some stations show gravity variations following an annual cycle of relatively large amplitude while others do not show significant temporal variations (Chaffaut et al., 2021b). The observed gravity variations are interpreted using the physics-based distributed hydrological model NIHM (Normally Integrated Hydrological Model, Weill et al., 2017) that simulates 4D (3 dimensions for space, one for time) water content maps from climate forcing and a set of spatially distributed hydrodynamic parameters. A computer code has been developed to calculate gravity variations from the water content maps. This approach allows the direct use of gravity observations to constrain the hydrodynamic parameters of the hydrological model. Thanks to a sensitivity study, we show first that gravity measurements are particularly sensitive to hydraulic conductivity and soil porosity within a few tens of meters around the stations. In a second step, we identify the probable values and uncertainties associated with these target parameters using a Monte-Carlo approach: we simulate the temporal variations of gravity from a wide range of porosity and hydraulic conductivity values, and we keep only the values for which we have a good agreement between the observed and simulated gravity variations (Chaffaut et al., 2021c, In Prep.). The coupling between gravity monitoring and physics-based hydrological modelling carried out in the framework of this thesis thus makes a significant contribution to the understanding of the hydrological functioning of the Strengbach catchment.

Keywords: Superconducting gravimeter; Hybrid gravimetry; Hydrogeophysics; Water storage dynamics; Water resources; Mountain headwater catchment; Physics-based hydrological model; Sensitivity study

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier les rapporteur.e.s de cette thèse Agnès Ducharne et Laurent Longuevergne pour leurs rapports détaillés et constructifs qui m'ont permis de préparer la soutenance de façon adéquate. Je les remercie également pour la discussion scientifique qui a suivi, et qui a permis de discuter en profondeur les tenants et les aboutissants de la thèse, et d'évoquer des perspectives de travail prometteuses. Je remercie Nolwenn Lesparre, Thomas Jacob, et Isabelle Braud pour avoir accepté d'examiner le manuscrit, et d'avoir ainsi contribué à enrichir la discussion scientifique lors de la soutenance.

La thèse, c'est toute une aventure, une expédition même : on se lance dans une quête sans trop savoir quel(s) chemin(s) on va suivre, et quel(s) obstacle(s) on va rencontrer, mais dès le début on se doute bien qu'il va falloir parfois improviser. La thèse c'est une course de fond, c'est à dire « *un effort impliquant principalement un **processus métabolique d'aérobic** et qui requiert des capacités physiques d'**endurance*** », dixit Wikipédia.

Revenons un peu sur les termes de cette définition. *Effort aérobic* ça veut dire que pendant la thèse on utilise beaucoup son souffle : il y a des soupirs de désespoir ou de rage (comme lorsque l'on se rend compte qu'il y a une erreur dans le code informatique qu'on utilise depuis 6 mois), mais aussi des cris de joie (quand on apprend que l'article sur lequel on a tant travaillé est accepté pour publication) ou d'émerveillement scientifique sincère (lorsque l'on découvre un truc dingue dans les données). Il y a aussi (quelques) bâillements, particulièrement pendant la période fatidique de 14 à 16 heures, ou pendant les phases de corrections d'article... *Endurance* ça veut dire qu'il va falloir maintenir l'effort pendant un certain temps, heureusement un cocktail d'éléments hautement nutritifs m'a permis de tenir : principalement le chocolat et le café, le tout agrémenté de quelques vacances bien méritées. Je vais d'abord donner quelques chiffres : pour le café, à raison de trois tasses de 17,5 cl en moyenne par jour, cela représente 284 L de café pour les 3 années et demie de thèse, et pour le chocolat, à raison d'une tablette de 100 g par semaine, cela donne tout de même 18 kg ! Le principal reste toutefois d'avoir une équipe de choc à ses côtés, pour partager ses peines de thèse, mais aussi et surtout les réussites et les moments d'allégresse. Dans les paragraphes suivants, j'effectue un état de l'art (que j'espère être exhaustif) des nombreuses personnes avec qui j'ai partagé cette aventure, et qui m'ont aidé à la mener à bien.

Je remercie les ami.e.s doctorants et doctorantes de l'IPGS, du LhyGes et d'ailleurs. Je pense à mes co-bureau du bureau 312, à ceux et celles du 1^{er} au 5^{ème} étage de notre bon vieux bâtiment du 5 rue Descartes : Nolwenn et Josipa, Minghe, Romain (meilleur conseiller gastronome de la Terre !), Myriam (il faut qu'on refasse l'expérience de dégustation des œufs !), Daniel, Benjamin, Baptiste, Julien, Alexandre (sans oublier la belle plante verte nommée Roger) ainsi qu'à l'équipe du resto U Paul Appel : Berenichou, Emmanuel, Catalina, Monica, Alice, Guillaume, Qingling. Grâce à vous et à votre accueil je me suis tout de suite senti bien en commençant la thèse, c'était chouette de partager ces moments quotidiens avec vous, et incroyablement enrichissant pour le petit franchouillard que je suis ! Damian et Marta, je vous remercie pour votre amitié fidèle, ces bonnes bouffes qu'on a partagées (y compris clandestinement pendant le confinement !) et tous ces moments d'évasion dans les Vosges, à

VTT comme à ski. Josipa et Benjamin, merci de nous avoir invité avec Flore à votre merveilleux mariage à Zagreb, ça nous a donné une grande bouffée d'oxygène ! Du côté LHyGes je n'oublie pas Matthias, merci de m'avoir fait découvrir la vulgarisation scientifique grâce au festival *Pint Of Sciences*, et de m'avoir initié au Mito ! J'ai aussi beaucoup apprécié de partager ces quelques séances de randonnée, de géocaching et de course à pied qui nous ont fait du bien à tous les deux ! Je salue aussi Flora, avec Matthias nous formions le trio parfait pour discuter des peines de thèse, mais aussi des légendes locales comme celle du fantôme de Blessig ! J'ai aussi une pensée pour tous les braves qui m'ont accompagné lors des missions de terrain sur le Strengbach : Sylvain (dit « papa Pasquet »), Guillaume, Romain, Matthias, Damian et Flore. J'espère que ça vous rappellera de bons souvenirs (il n'y a rien de tel que de faire des mesures en pleine nuit au milieu de la montagne, n'est-ce pas Matthias et Guillaume ?), moi j'ai été ravi de partager ça avec vous =P. Je remercie évidemment à la relève des doctorant.e.s que j'ai rencontré en cours de 3^{ème} année et qui ont apporté avec eux toute la fraîcheur et l'optimisme des p'tits nouveaux ! Hugo et Clément, je vous remercie pour cette chouette soirée au brasseur pour fêter la soutenance, et je suis ravi qu'on ait pu partager quelques randonnées, à pied (sous la pluie mais avec un superbe abri système-D pour le déjeuner) ou à ski dans les Vosges (avec une fondue au chocolat terrible !). David et Daniel, je suis bien content de vous avoir rencontré, et qu'on ait fait l'école d'été OZCAR ensemble : d'un côté il y avait Daniel (ce petit personnage diabolique qu'on a sur l'épaule gauche) qui me taquinait sur la rédaction de la thèse et de l'autre il y avait David (l'ange, sur l'épaule droite) qui m'encourageait, merci David ! Alexandre le jurassien, c'est chouette d'avoir fait ta connaissance au congrès de l'AGU et de t'avoir retrouvé à l'école d'été, j'espère qu'on se reverra souvent, peut-être une prochaine fois dans le Jura, en attendant bon courage pour la fin de thèse ! Hadrien, tu es un super coloc', merci d'être venu à ma soutenance, ça m'a fait chaud au cœur ! Force et honneur pour la dernière ligne droite, et à bientôt j'espère ! Meredith, Charles, Cassandra, et Nicolas, ce fut une chouette expérience d'organiser le congrès des doctorant.e.s à vos côtés, on a fait du bon boulot depuis notre QG ! Damien, merci d'avoir si bien joué ton rôle de directeur de campagne et de nous avoir apporté ce qu'il fallait de viennoiseries.

A mes côtés il y avait aussi les collègues chercheur.e.s de l'IPGS et du LHyGes, et même si j'étais un peu timide au début, je me suis vite senti à l'aise grâce à leur bienveillance. L'équipe café du 3^{ème} étage, composée principalement de Jean-Paul, Séverine, Jacques, Fred & Fred, Maxime, Hilaire et Gilbert rythme les journées, qui commencent de bonne heure (vers 9h30-10h) avec le « Caféeééé ! » grave et retentissant de Jean-Paul, qui retentit de nouveau en début d'après-midi pour réveiller nos cerveaux embrumés par la digestion. Le café du 3^{ème}, c'est des discussions passionnées humoristico-ironiques sur la politique, les sciences, le racing-club de Strasbourg, et les travaux du nouveau bâtiment. Qu'on y participe ou qu'on se contente d'écouter, ça fait du bien ! Donc merci pour tous ces moments conviviaux. Je remercie également Umberto, qui a pris de son temps pour m'apprendre les ficelles du logiciel ETERNA avec patience et gentillesse, et pour m'avoir donné l'opportunité de reviewer mon premier papier ! Je remercie Yassine pour m'avoir initié à la modélisation gravimétrique 3D, et Benjamin Jeannot pour m'avoir familiarisé au modèle hydrologique NIHM. Marie-Claire, merci pour ton soutien (scientifique comme « humain ») et ton enthousiasme qui donnent envie de s'y mettre à fond, et d'avoir toujours su te rendre disponible quand j'avais besoin d'aide (une

petite lettre de recommandation par ci, une aide pour le financement par là... etc.) ! Philippe, Sylvain (Weill), Fred (Delay), et Benjamin je vous remercie pour les discussions à chaque fois constructives que l'on a eu suite aux nombreux café OHGE ou séminaires de labo', merci également de m'avoir aidé à répéter pour la soutenance, il me semble que ça m'a été bien utile ! Daniel, merci pour tes explications sur l'hydrologie et la météorologie des zones de montagne, et de d'être rendu disponible quand j'avais besoin d'une explication ou d'un énième jeu de données supplémentaire. Solenn, merci pour toutes ces discussions qu'on a eues sur le Strengbach ou sur la randonnée, tu m'as donné une quantité de conseils pour le travail de terrain qui m'ont été bien utiles, et c'était vraiment cool de partager nos petites expériences de galères de terrain. A propos de terrain, j'en profite pour remercier Franck et Clarisse du gîte « les Sorbiers » à Aubure chez qui j'étais accueilli royalement lors des missions sur le Strengbach. Un grand merci également à Marianne du gîte « Oudin équitation », qui m'a accueilli de nombreuses fois, et chez qui je me sentais comme à la maison grâce à sa gentillesse : même si les mesures de la journée ne s'étaient pas très bien passées, j'étais toujours réconforté à l'idée d'un bon repas et d'une bonne nuit passée au gîte. Je n'oublie pas Caroline, Dilek et Binta, que je remercie pour l'aide inestimable qu'elles m'ont apporté pour me guider dans cette jungle qu'est pour moi « l'administratif ». Enfin, je remercie l'équipe du réseau OZCAR, c'est à dire Jérôme, Isabelle et Virginie, pour leur soutien financier lors du congrès de l'AGU, mais aussi pour avoir réussi à rassembler une communauté dynamique autour de la zone critique, au sein de laquelle j'ai pu m'épanouir.

J'ai eu la chance de bénéficier d'un excellent encadrement. Jacques, tu m'as enseigné toutes les bases de la gravimétrie. Cela a commencé avec le stage de 1^{ère} année d'école d'ingénieur, pendant lequel tu m'as initié aux mesures de terrain avec le Scintrex CG5, puis durant la thèse où tu m'as appris le traitement des données du gravimètre supraconducteur, l'interprétation des données, etc. Tu m'as aussi donné les clefs pour m'intégrer à la communauté scientifique, notamment en m'incitant à participer à tous ces congrès, et en m'en donnant les moyens ! Tu as toujours été très à l'écoute, prêt à me soutenir dans les moments difficiles, et prompt à l'enthousiasme à la moindre découverte, ce qui m'a beaucoup stimulé et m'a donné encore plus envie de m'investir dans la thèse. Je te remercie sincèrement d'avoir cru en moi et de t'être montré à la fois souple et avisé dans ton encadrement. Frédéric, c'est grâce à ton encadrement rigoureux, tant sur le plan scientifique qu'organisationnel que la thèse est restée structurée et a pu progresser de façon logique jusqu'à la soutenance. Tu m'as aidé à aller droit au but, et à ne pas me perdre en développements disons « non essentiels », et tu as su te rendre disponible dans les moments difficiles (je pense à ce fameux article de GJI) pour m'aider à redresser la barre. Nolwenn, tu m'as toujours considéré comme quelqu'un de capable et tu m'as fait confiance, tu as mis la barre haut et tu t'es beaucoup investie dans ma thèse. Tu m'as beaucoup apporté en termes de connaissances, mais aussi en termes de méthode de travail (je pense en particulier aux articles que tu m'as aidé à rédiger de façon très pédagogique, mais aussi à tous les conseils et les « trucs » que tu m'as donnés pour m'aider à tracer ma voie dans le monde académique), enfin je garde en mémoire tes encouragements durant la fin de la période de rédaction qui m'ont bien aidés dans le sprint final.

Je remercie mes parents Pascal et Martine Chaffaut pour m'avoir soutenu tout au long de la thèse, moralement, matériellement et physiquement (je pense aux deux déménagements que je

vous ai fait endurer). C'est grâce à votre écoute et votre disponibilité que j'ai pu développer un certain sens de la curiosité, qui m'a naturellement conduit à tenter l'aventure de la thèse. Je suis fier d'y être arrivé, et vous y avez grandement contribué, en particulier grâce aux deux derniers mois que j'ai passé chez vous pour achever la rédaction, et pendant lesquels vous étiez aux petits soins (promenades à pied, petits plats, relectures, etc.). Sophie je te remercie beaucoup pour la superbe vidéo que tu as réalisé sur le Strengbach, et pour la captation de la soutenance. J'espère vraiment qu'on aura l'occasion de travailler ensemble à l'avenir ! Franck et Véronique, je vous remercie pour votre soutien, votre gentillesse, votre accueil (et votre intérêt pour la gravitométrie !), à Vincennes comme à Cesson je me suis toujours senti comme à la maison, et ça nous a permis de partager de beaux moments avec Flore et vous deux. Je remercie mes grands-parents, paternels comme maternels qui m'ont donné le goût de la nature, ainsi que toute ma famille : merci de m'avoir soutenu et encouragé le jour de la soutenance et d'y avoir assisté pour ceux qui le pouvaient ! Je remercie également les ami.e.s qui étaient présent.e.s physiquement ou en pensées !

Flore, je suis heureux d'avoir partagé cette expérience à tes côtés, ce furent trois années difficiles, mais pleines de beaux moments passés ensemble à voyager, cuisiner, bricoler, travailler (c'est en grande partie grâce à toi que j'ai progresser dans l'art de la communication)...! Avec toi, même le confinement était une belle période ! Je suis heureux de continuer ma route en ta compagnie la p'tite bête !

Table des matières

Chapitre 1. Introduction générale

1.1	Enjeux propres aux bassins versants de montagne	2
1.2	Suivi de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau à l'échelle du bassin versant	4
1.3	La gravimétrie terrestre pour l'hydrologie	6
1.4	Problématique et plan de l'étude	13

Chapitre 2. Présentation du site d'étude : le bassin versant du Strengbach

2.1	Problématiques	16
	2.1.1 Problématique initiale : le dépérissement forestier	16
	2.1.2 Un observatoire de la zone critique	17
2.2	Caractéristiques hydrogéologiques du bassin versant	18
2.3	Suivi et modélisation du cycle de l'eau	21
2.4	Réseau de mesures gravimétriques	24

Chapitre 3. Suivi de la dynamique temporelle du stock d'eau en zone sommitale avec le gravimètre supraconducteur

3.1	Introduction	27
3.2	L'observatoire gravimétrique du Strengbach	27
3.3	Instrumentation	31
	3.3.1 Caractéristiques métrologiques des gravimètres absolu et supraconducteur	31
	3.3.2 Calibration du gravimètre supraconducteur	33
3.4	Traitement des données du gravimètre supraconducteur	35
	3.4.1 Contenu du signal de gravité mesuré par l'iGrav30	35
	3.4.2 Pré-traitement des données	36
	3.4.3 Correction de l'effet des marées	39
	3.4.4 Correction de l'effet de l'atmosphère	39

3.5	Publication: New insights on water storage dynamics in a mountainous catchment from superconducting gravimetry	43
3.5.1	Introduction à la publication	43
3.5.2	Publication	43
3.5.3	Synthèse de la publication et discussion complémentaire	72
3.6	Mise en évidence du cycle d'évapotranspiration journalier	73
3.7	Conclusions et perspectives	78

Chapitre 4. La gravimétrie hybride pour cartographier la dynamique des stocks d'eau dans le bassin versant du Strengbach

4.1	Introduction	82
4.2	Gravimétrie hybride	83
4.3	La mesure micro-gravimétrique	83
4.3.1	Le gravimètre de terrain Scintrex CG5	84
4.3.2	Synthèse bibliographique sur les sources d'erreurs	85
4.4	Mise en œuvre sur le bassin versant du Strengbach	87
4.4.1	Réseau de mesure de gravimétrie hybride	87
4.4.2	Protocole de mesure	89
4.4.3	Traitement	93
4.4.4	Estimation de la fidélité de mesure	95
4.5	Publication: Hybrid gravimetry to map water storage dynamics in a mountain catchment	97
4.5.1	Introduction à la publication	97
4.5.2	Publication	97
4.5.3	Synthèse de la publication	130
4.6	Conclusion	130

Chapitre 5. Modélisation hydro-gravimétrique dans un bassin versant de moyenne montagne

5.1	Introduction	133
5.2	Modélisation hydro-gravimétrique directe	134
5.2.1	Le modèle hydrologique distribué NIHM	134

5.2.2	Du champ de teneur en eau NIHM au signal gravimétrique	137
5.2.3	Paramétrisation et pré-conditionnement de NIHM	140
5.2.4	Couverture en stations micro-gravimétriques	141
5.2.5	Empreinte de mesure des stations micro-gravimétriques	142
5.3	Tests synthétiques	144
5.3.1	Construction des synthétiques	144
5.3.2	Sensibilité des stations micro-gravimétriques par zones hydrologiques	148
5.3.3	Sensibilité aux paramètres hydrodynamiques locaux	149
5.4	Conditionnement du modèle NIHM avec la gravimétrie	155
5.5	Perspectives	158
5.5.1	Perspectives à court terme : Analyse de sensibilité et identification des paramètres hydrodynamiques	158
5.5.2	Perspectives à moyen terme : Mesures complémentaires	159
5.6	Conclusion	160

Chapitre 6. Conclusion générale

6.1	La mesure des variations spatio-temporelles du stock d'eau en zone de montagne : un défi observationnel et un enjeu clé pour la compréhension des hydrosystèmes montagneux	163
6.2	Apport de la gravimétrie à la caractérisation de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein du bassin versant du Strengbach	164
6.3	Perspectives	167
6.3.1	Couplage de la gravimétrie avec la résonance magnétique protonique et la tomographie sismique pour l'identification des paramètres hydrodynamiques de la subsurface	167
6.3.2	Adaptation du dispositif de suivi gravimétrique existant et mesures complémentaires	167
6.3.3	Evolution de l'instrumentation et transposition à d'autres sites d'étude	168

Références	171
-------------------	-----

Table des figures	186
--------------------------	-----

Chapitre 1. Introduction générale

SOMMAIRE

1.1 ENJEUX PROPRES AUX BASSINS VERSANTS DE MONTAGNE	2
1.2 SUIVI DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES STOCKS D'EAU A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT	4
1.3 LA GRAVIMETRIE TERRESTRE POUR L'HYDROLOGIE	6
1.4 PROBLEMATIQUE ET PLAN DE L'ETUDE	13

1.1 Enjeux propres aux bassins versants de montagne

Les montagnes jouent un rôle essentiel pour l’approvisionnement en eau des populations locales (Viviroli et al., 2011) et constituent également de véritables « châteaux d’eau » pour les plaines adjacentes (Viviroli et al., 2007). Les éco-hydro-systèmes montagneux sont également considérés comme des « sentinelles du changement climatique » car « ils sont particulièrement sensibles aux modifications climatiques et environnementales auxquelles ils réagissent rapidement et intensément » (Belmont Forum Collaborative Research Action on “Mountains as Sentinels of Change”). En montagne, de petits changements dans la température ou le régime des précipitations peuvent ainsi avoir un impact significatif sur l’approvisionnement en eau (e.g., Viviroli et al., 2011 ; Bavay et al., 2013 ; Beniston et Stoffel, 2014), sur les écosystèmes forestiers (e.g., Elkins et al., 2013 ; Beaulieu et al., 2016) ou sur les écosystèmes aquatiques (Papadaki et al., 2015).

De nombreuses études montrent que le déploiement de réseaux d’observations s’appuyant sur des observatoires hydrologiques in-situ est absolument indispensable à la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes, en particulier en zone de montagne (Bales et al., 2006 ; Kirchner, 2006 ; Sidle, 2006). Kirchner (2006) ainsi que Bales et al. (2006) font par exemple remarquer que les réseaux de mesures de débit des cours d’eau, de précipitations et d’évapotranspiration présentent - au début des années 2000 - une couverture largement insuffisante pour caractériser les processus hydrologiques au sein des zones de montagne, notamment du fait de la forte hétérogénéité spatiale et temporelle de tels hydrosystèmes.

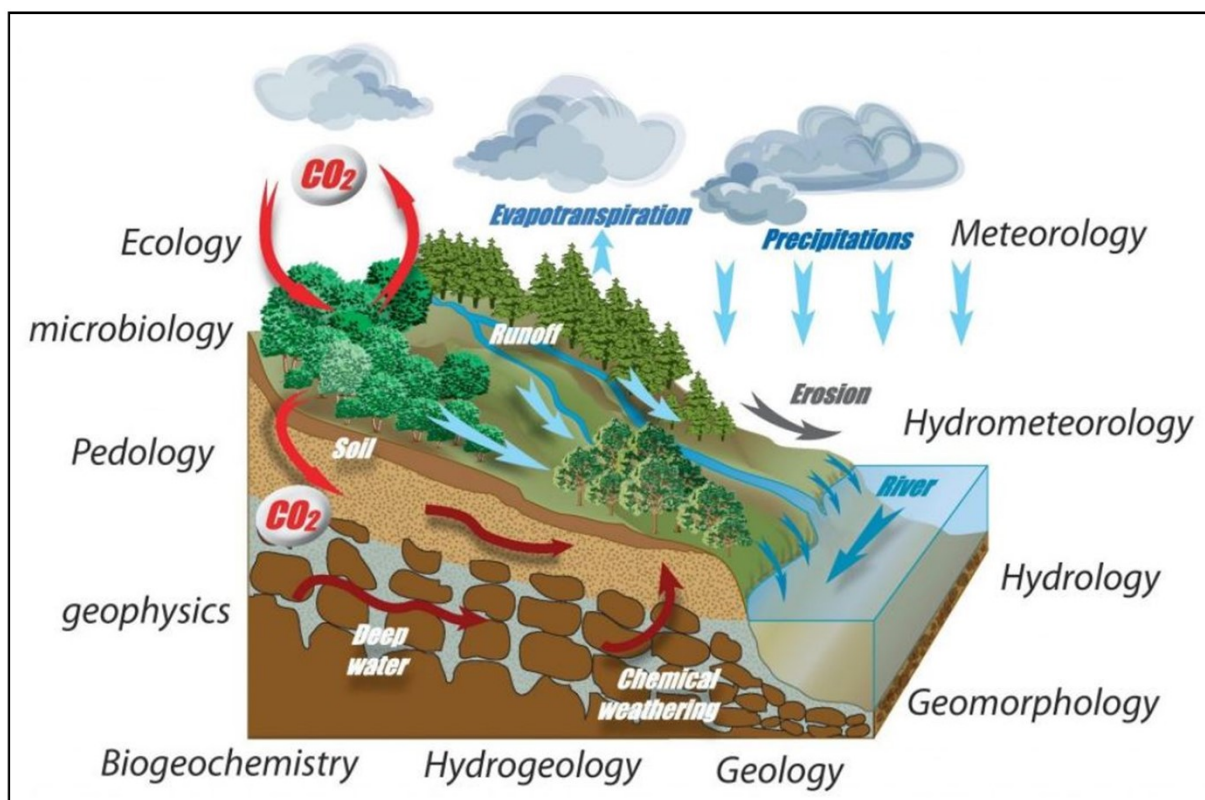


Figure 1.1 **La zone critique**. Reproduit d’après Gaillardet et al. (2018). Cette figure illustre les couplages entre la subsurface, l’atmosphère et la végétation via les flux d’eau, de matière et d’énergie au sein de la zone critique. Elle montre également que l’étude de la zone critique est par essence interdisciplinaire.

Afin de répondre à ces enjeux observationnels, scientifiques et sociétaux, la communauté scientifique s'est progressivement structurée autour du concept de « zone critique », définie comme « la zone s'étendant du sommet de la canopée jusqu'à la base des aquifères » (NRC, 2001 ; Anderson et al., 2007 ; Brantley et al., 2007). Un vaste réseau « d'observatoires de la zone critique », c'est-à-dire des sites d'études in-situ bien caractérisés et fortement instrumentés (Anderson et al., 2008 ; White et al., 2015 ; Brantley et al., 2017 ; Gaillardet et al., 2018), a ainsi été déployé à l'échelle mondiale (souvent à partir de sites d'études préexistants), permettant l'étude des flux d'eau, de nutriments et d'énergie au sein d'une large gamme d'écohydro-systèmes via une approche nécessairement pluridisciplinaire (Fig. 1.1).

On s'intéresse ici aux hydrosystèmes de montagne qui permettent d'aborder un des thèmes de recherche majeur de la zone critique, à savoir l'influence de la topographie et de la structure de la subsurface sur la dynamique des stocks d'eau (Brooks et al., 2015 ; White et al., 2015). Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse plus spécifiquement à la dynamique spatio-temporelle du stock d'eau au sein d'un petit (0.8 km²) bassin versant de tête granitique situé dans le massif vosgien, en France : le bassin versant du Strengbach (Fig. 1.2).

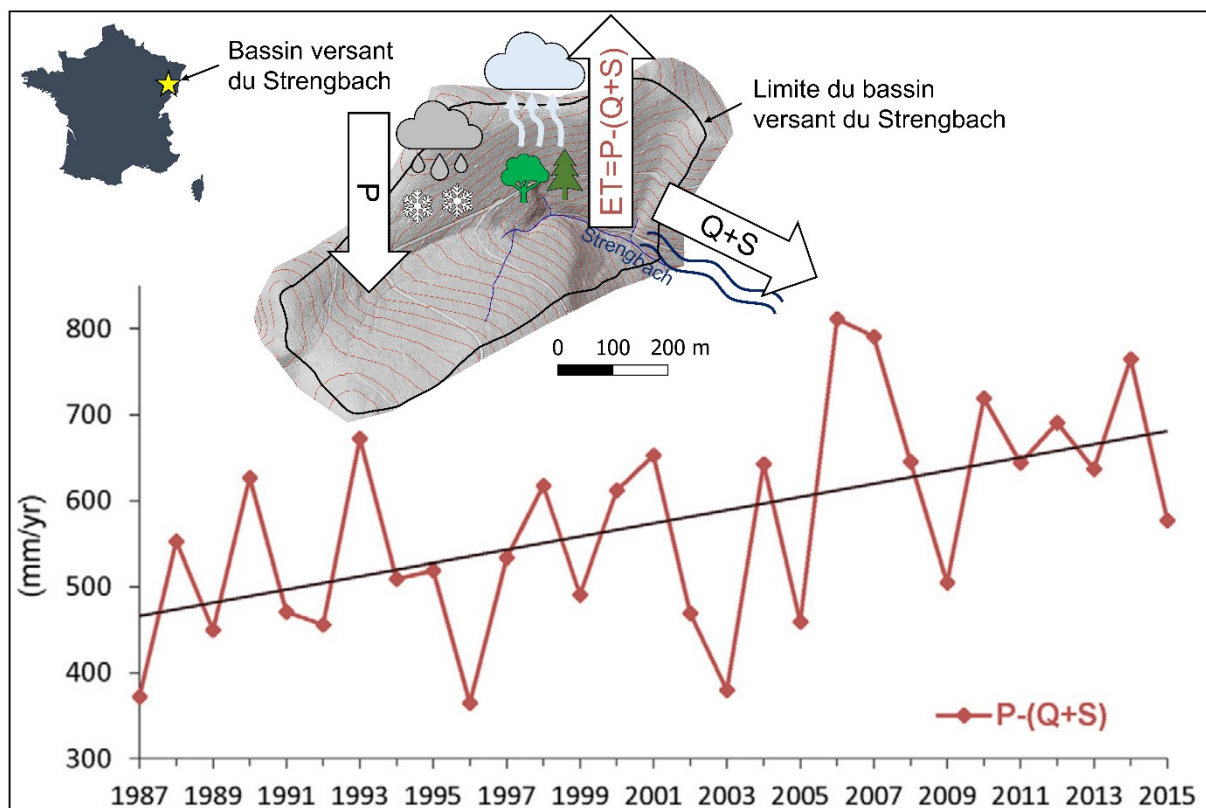


Figure 1.2 Evolution temporelle de la différence entre les entrées d'eau annuelles et les sorties d'eau annuelles dans le bassin versant du Strengbach. Les entrées d'eau correspondent aux précipitations P tandis que les sorties d'eau correspondent au flux exporté via le débit du ruisseau à l'exutoire Q ainsi que le débit prélevé pour l'alimentation en eau de la commune voisine S . Modifié d'après Pierret et al. (2018).

On revient d'abord sur la définition d'un bassin versant de tête. A partir du réseau hydrographique, on peut subdiviser l'hydrosystème en plusieurs sous-unités appelées bassins versants hydrographiques, où un bassin versant hydrographique est défini en fonction d'un

exutoire et correspond à la surface drainée par la rivière en amont de cet exutoire. Les bassins versants de tête correspondent aux surfaces drainées par les cours d'eau formant les terminaisons du réseau hydrographique. L'intérêt du concept de bassin versant est que tous les écoulements sont collectés au niveau de l'exutoire (si l'on suppose qu'il n'y a pas d'échanges souterrains sous les crêtes entre BV voisins), il est donc possible de réaliser le bilan hydrologique du bassin versant en mesurant « seulement » trois flux : les précipitations P , l'évapotranspiration ET et le débit sortant via le ruisseau Q ainsi que via le prélèvement pour l'alimentation en eau potable du village situé à proximité S (Fig. 1.2). La figure 1.2, modifiée d'après Pierret et al. (2018) présente pour le bassin versant du Strengbach l'évolution temporelle à long terme de la différence P , Q et S . Cette figure montre que la différence entre les entrées et les sorties d'eau annuelles a significativement augmenté sur la période 1987 – 2016. Pierret et al. (2018) attribuent cette tendance à une hausse du terme d'évapotranspiration (Fig. 1.2) du fait d'un changement du régime des vents et des précipitations et/ou d'une modification du couvert forestier résultant de coupes ou de plantations. Le petit bassin versant du Strengbach pourrait donc être un témoin du changement climatique, ce qui illustre le rôle de « sentinelle de l'environnement » des bassins versants de montagne, on montre également l'importance de ces hydrosystèmes pour l'approvisionnement en eau des populations locales via l'existence du terme de prélèvement S dans le cas du bassin versant du Strengbach.

Des mesures distribuées spatialement sont absolument nécessaires pour pouvoir accéder à la dynamique spatio-temporelle du stock d'eau (où le stock d'eau correspond à l'intégrale volumique de la teneur en eau) à l'intérieur du bassin versant, bien que cela représente un défi de taille, notamment en zone de montagne. La topographie engendre en effet une hétérogénéité spatiale considérable du forçage climatique (i.e., hétérogénéité du champ de précipitations et de l'évapotranspiration, Ambroise, 1995a) et de la structure de la zone critique (Rempe, 2016 ; Flinchum et al., 2018), ce qui engendre une forte variabilité spatiale et temporelle du stock d'eau (e.g., Rempe et al., 2016 ; Arnoux et al., 2020).

1.2 Suivi de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau à l'échelle du bassin versant

On donne ici un bref aperçu des méthodes d'observations permettant d'apporter des informations sur la variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau au sein des bassins versants, et on montre que parmi ces méthodes, la gravimétrie constitue *a priori* une méthode particulièrement pertinente.

La caractérisation de l'état hydrique des aquifères repose traditionnellement sur des mesures de hauteur de nappe, effectuées dans des puits d'observations hydrologiques. Toutefois, cette méthode d'observation ne donne pas d'information sur le contenu en eau de la zone vadose. De plus, il s'agit d'une méthode invasive, qui est peu représentative de l'état du stock d'eau local dans le cas d'aquifères alluviaux présentant des niveaux captifs (Pool 2008), ou d'aquifères fracturés (e.g., Gabrielli et al., 2012) tel que l'aquifère du bassin versant du Strengbach (Chap. 4). Le développement de méthodes d'observations hydro-géophysiques non invasives constitue donc une alternative (ou au moins un complément) pertinente pour accéder aux variations spatio-temporelles de teneur en eau via des mesures distribuées spatialement (Bogena et al., 2015). On dispose en effet d'un vaste panel de méthodes hydro-géophysiques sensibles –

directement ou indirectement – à la teneur en eau de la subsurface. Des campagnes de tomographie de résistivité électrique répétées permettent de quantifier les variations temporelles de teneur en eau du sol via l'utilisation de modèles pétrophysiques permettant de relier la résistivité électrique à la teneur en eau (e.g., Cassiani et al., 2009 ; Brunet et al., 2010). La sismique active (Pasquet et al., 2015 ; Pasquet et al., 2016 ; Blazevic et al., 2020) et la sismique passive (Lecocq et al., 2017 ; Fores et al., 2018) sont également sensibles aux variations spatio-temporelles de teneur en eau, mais là encore, des modèles pétrophysiques sont nécessaires pour quantifier les variations de teneur en eau à partir des variations de vitesse sismique observées. La calibration des modèles pétrophysiques est difficile à mettre en œuvre sur le terrain, car les relations pétrophysiques s'appuient sur des liens entre propriétés hydrauliques et géophysiques susceptible de varier à la fois dans l'espace et dans le temps. On note que les mesures de sismiques active ou de tomographie de résistivité électrique sont habituellement réalisées le long d'un profil ou de quelques profils parallèles, ce qui ne permet pas d'accéder à la dynamique spatio-temporelle de la teneur en eau dans l'ensemble d'un bassin versant.

Contrairement aux méthodes décrites précédemment, la résonance magnétique protonique (RMP) est directement sensible à la teneur en eau. Cette méthode mesure le signal de résonance magnétique généré par le retour à l'équilibre des molécules d'eau suite à l'application d'un champ magnétique perturbateur (Legchenko et al., 2004). La RMP permet de déterminer la distribution verticale de la teneur en eau « statique » sous les stations de mesure (e.g., Descloitres et al., 2008 ; Vouillamoz et al., 2015 ; Mazzilli et al., 2016). Dans le cas où la subsurface présente une forte porosité de drainage et d'importantes variations de teneur en eau, la RMP est suffisamment sensible pour mettre en évidence des variations temporelles de teneur en eau (Descloitres et al., 2008, cité par Mazzilli et al., 2016). Récemment, Lesparre et al. (2020) ont montré via des tests synthétiques que la RMP aurait une sensibilité suffisante pour suivre les variations temporelles de teneur en eau de l'échelle de l'évènement pluvieux à l'échelle saisonnière au sein du bassin versant du Strengbach.

Les mesures gravimétriques in situ, c'est-à-dire les mesures gravimétriques effectuées sur Terre à l'aide d'un gravimètre d'observatoire fixe et/ou d'un gravimètre de terrain transportable, sont sensibles à la distribution des masses autour des stations de mesure (Crossley et al., 2013 ; Van Camp et al., 2017). Un suivi gravimétrique temporel in situ permet donc d'accéder aux variations temporelles de stock d'eau dans un rayon de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres autour de la station. Dans le cas d'un milieu sub-horizontale, l'empreinte spatiale de la mesure gravimétrique est en effet une zone circulaire centrée sur la station et dont le rayon est de l'ordre de 10 fois la profondeur – maximale - de l'aquifère (Kennedy et al., 2016a). Par exemple, dans le cas où les variations de teneur en eau ont uniquement lieu entre 0 et 30 m de profondeur (où 30 m correspondrait ainsi au niveau minimal de l'aquifère), 90% du signal gravimétrique provient d'une zone de 300 m de rayon autour de la station (Pool, 2008). La gravimétrie est directement sensible aux variations du stock d'eau total, c'est-à-dire intégrant les variations de teneur en eau dans les différents compartiments de la zone critique, à savoir l'eau de surface, la zone non saturée et la zone saturée (e.g., Pfeffer et al., 2013 ; Champollion et al., 2018). On retiendra que la gravimétrie est une méthode non invasive qui est directement sensible aux variations de stock d'eau total, et qui présente le double avantage d'une mesure

intégratrice avec laquelle on peut effectuer des mesures distribuées spatialement. Elle permet ainsi d'apporter des informations pertinentes sur la dynamique temporelle des stocks d'eau dans la zone d'empreinte d'une station d'observatoire « fixe » (e.g., Creutzfeldt et al., 2014 ; Kennedy et al., 2014 ; Hector et al., 2014 ; Van Camp et al., 2016 ; Fores et al., 2017 ; Watlet et al., 2020) et également d'accéder à la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau à l'échelle saisonnière, via des mesures distribuées répétées dans le temps, au sein de bassins versants dont la taille varie de moins de 1 km² (Naujoks et al., 2008 ; Masson et al., 2012 ; McClymont et al., 2012 ; Pfeffer et al., 2013 ; Hector et al., 2015 ; Arnoux et al., 2020) jusqu'à une centaine de km² (Jacob et al., 2008 ; Jacob et al., 2010). Dans la section suivante, on détaille les différentes composantes du signal gravimétrique in situ, dont la composante hydrologique, et on présente les différentes stratégies d'observation mises au point afin de mesurer et d'isoler les variations spatio-temporelles de gravité d'origine hydrologique dans des contextes climatiques et géomorphologiques variés. On note que la quantité et la diversité des travaux dédiés à l'utilisation de la gravimétrie pour l'hydrologie est telle que cela a donné lieu à la naissance à une discipline à part entière : l'hydro-gravimétrie (Crossley et al., 2013 ; Van Camp et al., 2017).

1.3 La gravimétrie terrestre pour l'hydrologie

Les variations temporelles de gravité mesurées résultent de signaux provenant de multiples sources (Crossley et al., 2013 ; Van Camp et al., 2017). La figure 1.3.A présente les principales sources de variations temporelles de gravité, tandis que la figure 1.3.B présente les signaux temporels correspondants mesurés par le gravimètre supraconducteur iGrav30 installé sur le bassin versant du Strengbach (Chap. 3). Parmi ces sources, on peut notamment citer les marées terrestres et la surcharge de marée océanique qui résultent du mouvement relatif de la Lune et du Soleil par rapport à Terre (Melchior, 1983 ; Torge, 1989), la circulation océanique (Boy et Lyard, 2008) et l'atmosphère (e.g., Merriam, 1992 ; Boy et al., 2002 ; Klügel et Wziontek, 2009). Les gravimètres terrestres sont également sensibles aux processus géodynamiques tels que les tremblements de Terre (Montagner et al., 2016 ; Vallée et al., 2017), le volcanisme (e.g., Battaglia et al., 2008 ; Carbone et al., 2019), les mouvements de surrection ou de subsidence (e.g., Francis et al., 2004), les glissements de terrain (Mouyen et al., 2013), et les signaux d'origine anthropique par exemple associés à l'exploitation d'un réservoir hydrothermal (Portier et al., 2018). Les gravimètres terrestres sont aussi sensibles à l'hydrologie continentale (Llubes et al., 2004 ; Longuevergne et al., 2009 ; Crossley et al., 2012), c'est-à-dire le signal hydrologique « non local » généré par les redistributions de masses d'eau continentales. L'extraction du « signal hydrologique local » c'est-à-dire les variations temporelles de gravité qui résultent des redistributions de masse d'eau locales (i.e., jusqu'à quelques centaines de mètres autour des stations gravimétriques), nécessite donc de corriger toutes les autres composantes décrites précédemment.

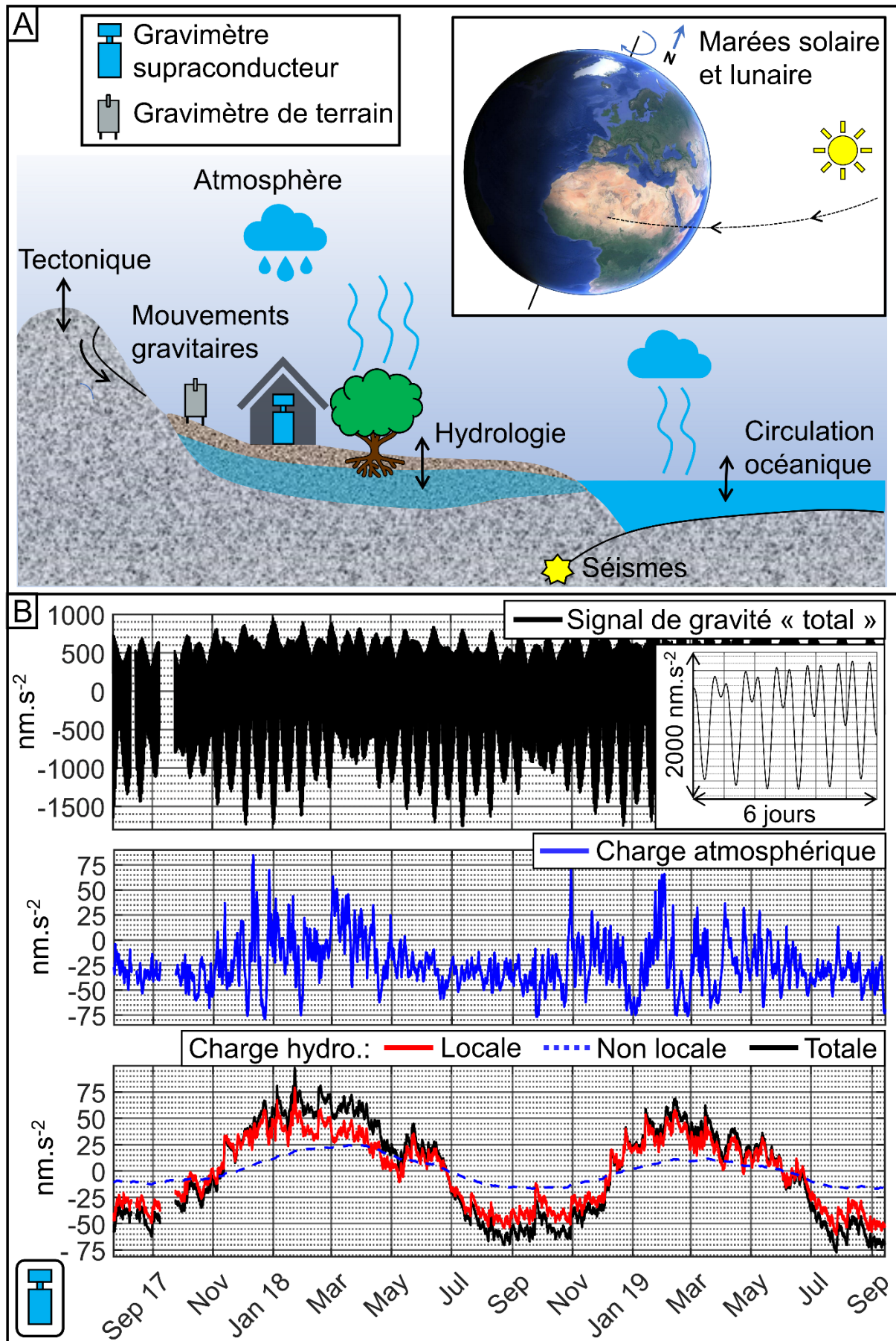


Figure 1.3. **Contenu du signal de gravité temporel mesuré par une station gravimétrique terrestre.** A) Les différentes sources de variations temporelles de gravité. B) Les différentes composantes du signal de gravité mesuré par le gravimètre supraconducteur iGrav30 sur le bassin versant du Strengbach. En haut : Signal de gravité total, qui est dominé par le signal de marée. Au milieu signal de gravité généré par les variations de charge atmosphérique. En bas : Signal hydrologique local (en rouge), signal hydrologique non local, et signal hydrologique total. On note que l'amplitude du signal de marée est de l'ordre de 20 fois l'amplitude du signal hydrologique local.

Il existe actuellement trois types de gravimètres suffisamment précis pour suivre la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau (Fig. 1.4) : (i) les gravimètres supraconducteurs (Hinderer et al., 2015), qui sont des instruments d'observatoire (i.e., non transportables), permettent d'accéder aux variations temporelles de stock d'eau en une position fixée avec une précision de l'ordre de quelques mm d'eau de l'échelle de la minute (Delobbe et al., 2019) à l'échelle pluriannuelle (e.g., Creutzfeldt et al., 2012). La précision du suivi du stock d'eau dépend alors essentiellement de la qualité des corrections appliquées afin d'extraire la composante hydrologique locale (Fores et al., 2017). (ii) Les gravimètres « absolus » balistiques tels que le gravimètre FG5 (Niebauer et al., 1995) ou quantique (Ménoret et al., 2018 ; Cooke et al., 2021) qui permettent de mesurer des valeurs de gravité absolues, sur un réseau de stations abritées, accessibles par véhicule, et disposant d'une alimentation électrique (Jacob et al. 2008), (iii) les gravimètres relatifs de terrain tel que le Scintrex CG5 (Scintrex Limited, 2012) qui permettent de mesurer des différences de gravité par rapport à une station de référence. On note que les gravimètres relatifs de terrain disposent d'une batterie et sont facilement transportables, et ils peuvent ainsi être déployés sur un réseau de stations peu accessibles, tel qu'en zone de montagne, ce qui ne serait pas possible avec un gravimètre absolu FG5 (e.g., Masson et al., 2012 ; McClymont et al., 2012 ; Arnoux et al., 2020). Les mesures répétées et distribuées spatialement effectuées avec les gravimètres de terrain relatif et absolu permettent d'accéder aux variations spatio-temporelles de stock d'eau à l'échelle saisonnière avec une précision de l'ordre de 4 cm d'eau pour les gravimètres absolus FG5 (Jacob et al., 2008) et de 10 cm d'eau pour les gravimètres relatifs Scintrex CG5 (Gehman et al., 2009 ; Christiansen et al., 2011).

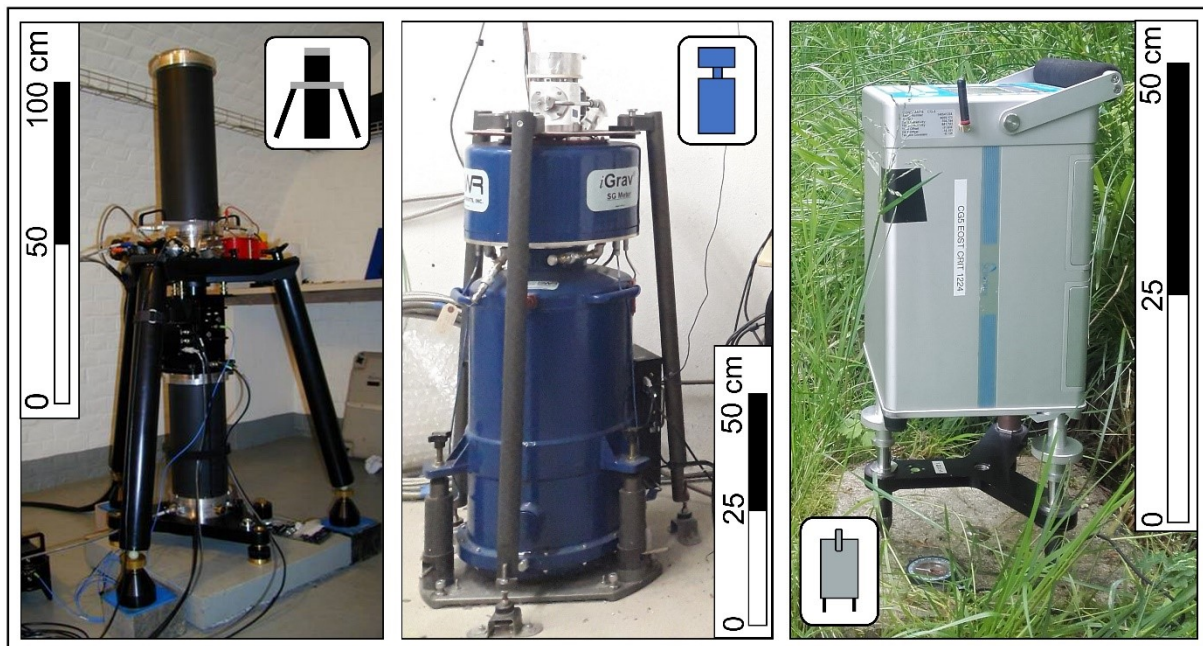


Figure 1.4 **Gravimètres terrestres utilisés pour des mesures in situ.** De gauche à droite : gravimètre absolu balistique FG5, gravimètre relatif supraconducteur iGrav, gravimètre relatif de terrain Scintrex CG5. On note le faible encombrement du gravimètre relatif de terrain Scintrex CG5.

On retiendra que les gravimètres supraconducteurs et les gravimètres de terrain sont tout à fait complémentaires pour le suivi de la dynamique des stocks d'eau : les gravimètres supraconducteurs permettent un suivi continu et précis dans le temps mais ponctuel dans l'espace tandis que les gravimètres de terrain permettent un suivi spatialisé mais ponctuel dans le temps. La combinaison de mesures relatives en réseau effectuées avec un gravimètre de terrain Scintrex CG5 avec un suivi assuré par un gravimètre supraconducteur ou un gravimètre absolu à une station de référence permet de déterminer les variations temporelles de gravité, et donc les variations de stock d'eau sur un vaste réseau de stations (Jacob et al., 2010 ; Hector et al., 2015 ; Hinderer et al., 2016). Cette stratégie de mesure porte le nom de gravimétrie hybride (Hinderer et al., 2016).

De nombreux travaux d'hydro-gravimétrie reposent sur la répétition de réseaux de mesure avec des gravimètres de terrain relatifs ou absolus afin d'accéder aux variations spatio-temporelles de gravité. Pool (2008) a démontré l'intérêt d'une telle approche pour suivre les variations de stock d'eau au sein d'aquifères alluviaux relativement homogènes ou avec une structure complexe présentant des niveaux captifs. Plusieurs études ont également montré que la gravimétrie était une méthode adéquate pour suivre les redistributions de masses d'eau au sein de sites de recharge artificielle des aquifères (Davis et al., 2008 ; Gehman et al., 2009 ; Kennedy et al., 2016a). Les travaux précédemment cités ciblent des hydrosystèmes présentant de fortes variations temporelles de stock d'eau (i.e. jusqu'à plusieurs mètres de stock d'eau équivalent), qui sont de l'ordre de 10 fois le niveau de précision des gravimètres de terrain et donc facilement détectables. Cependant, des mesures de gravimétrie répétées ont également été effectuées sur des hydrosystèmes présentant des variations de stock beaucoup plus faibles et une structure plus complexe que les aquifères alluviaux des études précédentes. Les mesures gravimétriques répétées ont ainsi été appliquées avec succès à des bassins versants karstiques avec un climat

méditerranéen (Jacob et al., 2008 ; Jacob et al., 2010 ; Champollion et al., 2018), à des bassins versants granitiques d'Afrique de l'Ouest avec un climat tropical dominé par la mousson (Christiansen et al., Pfeffer et al., 2013 ; Hector et al., 2015), à des bassins versants alpins (McClymont et al., 2012 ; Arnoux et al., 2020), à une zone de collines (Naujoks et al. 2010) ainsi qu'au bassin versant du Strengbach, situé en zone de moyenne montagne et présentant un climat tempéré (Masson et al., 2012). Dans les prochains paragraphes, on présente les stratégies de mesure mises en œuvre ainsi que les principaux résultats de ces travaux d'hydro-gravimétrie.

Pfeffer et al. (2013) ont répété un réseau de 13 stations gravimétriques déployées sur un petit (0.18 km^2) bassin versant du Niger avec un gravimètre relatif Scintrex CG5 à un pas hebdomadaire pendant une saison humide (mousson). Grâce à ces mesures, les auteurs ont montré que la gravimétrie relative était suffisamment sensible pour mettre en évidence de petites variations temporelles de gravité associées à l'hydrologie, ils montrent notamment que les petits ravins constituent des zones d'infiltration préférentielles permettant la recharge de la nappe. Les auteurs notent toutefois que les mesures de gravimétrie relative permettent « seulement » d'avoir accès aux variations de stock d'eau différentielles tandis qu'un suivi par gravimétrie hybride permettrait d'avoir accès aux variations temporelles de stock d'eau à chaque station, ce qui permettrait d'aller plus loin dans la compréhension du fonctionnement de l'hydrosystème. Hector et al. (2015) ont mis en œuvre un tel suivi par gravimétrie hybride sur un petit (0.16 km^2) bassin versant de socle au Bénin, en combinant un suivi par gravimètre supraconducteur et des mesures de gravimétrie relative répétées avec un Scintrex CG5 sur un réseau de 13 stations pendant trois cycles hydrologiques. Grâce à ces mesures, les auteurs ont cartographié les variations de stock d'eau, mis en évidence le rôle central des bas-fonds dans le fonctionnement de l'hydrosystème, et proposé un modèle hydrologique conceptuel du bassin versant.

Jacob et al. (2008) ont répété des mesures gravimétriques absolues effectuées avec un gravimètre FG5 à une période mensuelle sur deux cycles hydrologiques, sur un réseau de trois stations déployées sur le bassin versant du Durzon (100 km^2). Il s'agit d'un bassin versant karstique situé sur le plateau du Larzac dans le sud de la France. Les auteurs ont montré la pertinence d'un suivi gravimétrique absolu mensuel pour suivre la dynamique des stocks d'eau dans un bassin versant karstique. Grâce à ces observations ils ont notamment montré que les variations saisonnières de stock d'eau ne sont pas uniformes spatialement sur l'hydrosystème karstique étudié. Le Sud du bassin versant constitue ainsi une zone de stockage préférentielle, en accord avec les caractéristiques géomorphologiques du site. Jacob et al. (2008) soulignent toutefois que les 3 stations absolues ne permettent pas d'accéder à la dynamique des stocks d'eau sur l'ensemble du bassin versant. Afin de pallier cette limite, Jacob et al. (2010) ont mis en œuvre un suivi hybride combinant ces observations absolues avec des mesures de gravimétrie relative sur un réseau de 40 stations répétées une fois à la saison sèche et une fois à la saison humide sur deux cycles hydrologiques. Grâce à ce réseau hybride, les auteurs ont confirmé que les variations saisonnières de stock d'eau sont fortement hétérogènes spatialement du fait d'une capacité de stockage hétérogène.

McClymont et al. (2012) ont mis en œuvre un suivi gravimétrique sur un réseau de 80 stations réparties sur une zone de moraines (1.5 km^2) située à proximité d'un lac collectant l'eau de

fonte d'un glacier des montagnes rocheuses au Canada. Les auteurs ont effectué deux répétitions du réseau à un an d'intervalle, une première fois lorsque le niveau du lac était haut, et une deuxième fois quand le niveau du lac était bas (i.e., 2 m plus bas). Seules des mesures de gravimétrie relative ont été réalisées car la faible accessibilité du site d'étude ne permettait pas d'effectuer des mesures de gravité absolues. Afin de palier à l'absence de ces mesures gravimétriques de référence, les auteurs ont défini une station de référence située à distance de la moraine dans une zone à priori exempte de fortes variations de stock d'eau, les auteurs considèrent ainsi que pour cette station, la gravité n'a pas varié entre les deux campagnes de mesures. Grâce à ce suivi, McClymont et al. (2012) mettent en évidence des variations de gravité significatives (i.e. jusqu'à 250 nm.s^{-2}) sur plusieurs stations, ce qu'ils interprètent comme la présence de zones de stockage préférentielles autour de ces stations. Les auteurs notent toutefois que la plupart des variations de gravité observées sont du même ordre de grandeur que l'incertitude sur la mesure, notamment du fait de conditions de transport non optimales pour le gravimètre (chocs, etc.).

Arnoux et al. (2020) ont mis en œuvre un suivi gravimétrique sur un réseau de 15 stations sur un bassin versant alpin situé dans le Valais dans les Alpes suisses. De façon analogue à McClymont et al. 2012, les auteurs ont répété le réseau à deux reprises à 3 mois d'intervalle avec un Scintrex CG5, la première fois en été juste après la fonte des neiges en période humide, et la seconde juste avant les premières neiges en période sèche. Les auteurs ont utilisé une station située en fond de vallée comme référence. Grâce à ce suivi ils mettent en évidence de grandes variations de gravité au moins 10 fois supérieures aux incertitudes (i.e., jusqu'à 1500 nm.s^{-2}), en particulier dans une zone de talus située sur un replat à mi-hauteur du bassin versant, et dans une moindre mesure dans la moraine située en aval sur un terrain plus pentu. Arnoux et al. (2020) montrent ainsi la grande capacité de stockage du talus et de la moraine (i.e. jusqu'à 3 m d'eau) qui permettent d'accumuler de l'eau lors de la fonte des neiges et de soutenir le débit des sources aval pendant la période sèche.

Masson et al. (2012) ont mis en œuvre un suivi gravimétrique sur un réseau de 13 stations sur le petit (0.8 km^2) bassin versant du Strengbach. Les auteurs ont mesuré le réseau 11 fois avec un Scintrex CG5 sur la période du mois de février au mois de juin 2011 afin de suivre la vidange du bassin versant. Pour éviter d'utiliser une station de référence potentiellement singulière, les auteurs calculent pour chaque station i et pour chaque date t_j la différence entre la valeur de gravité $g_i^{t_j}$ et la valeur moyenne de toutes les stations du réseau à la date t_j . Pour les stations situées à mi-hauteur du bassin versant, cette grandeur montre une forte diminution au cours de la vidange, ce qui signifie qu'au voisinage de ces stations, le stock d'eau diminue plus que la moyenne, du fait de propriétés hydrauliques de la subsurface localement favorable au stockage de l'eau pendant la période humide, et à son déstockage pendant la période sèche. A contrario, pour les stations de fond de vallon, cette grandeur montre une faible augmentation, ce qui signifie qu'au voisinage de ces stations le stock d'eau diminue moins que la moyenne, probablement parce que la zone de fond de vallon reste saturée toute l'année. Masson et al. (2012) notent que la mise en œuvre d'un suivi gravimétrique hybride sur le bassin versant du Strengbach via des mesures gravimétriques in situ permettrait de mieux comprendre la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein de cet hydrosystème complexe. Les

auteurs insistent également sur la nécessité de mettre en place un modèle hydrologique à base physique qui permettrait d'une part d'interpréter quantitativement les mesures gravimétriques en termes de variations des stocks d'eau et d'autre part d'utiliser les mesures gravimétriques pour contraindre les paramètres hydrodynamiques (i.e., la porosité à saturation ou la conductivité hydraulique à saturation) du modèle hydrologique.

On retiendra de cet état de l'art que la gravimétrie hybride permet un accès univoque à la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein d'hydrosystèmes complexes (Jacob et al., 2010 ; Hector et al., 2015). Dans le cas des hydrosystèmes de montagne, seules des mesures de gravimétrie relative ont été effectuées, du fait de la faible accessibilité de ces zones (Masson et al., 2012 ; McClymont et al., 2012 ; Arnoux et al., 2020). Bien que cette stratégie d'observation apporte des informations pertinentes sur les variations différentielles de stock d'eau au sein des hydrosystèmes, elle ne permet pas d'accéder aux variations temporelles de stock d'eau au voisinage de chaque station. On note que les mesures gravimétriques effectuées dans ces études ne permettent pas de suivre la totalité du cycle hydrologique, c'est-à-dire la phase de drainage et la phase de recharge. On note également que l'interprétation des mesures est plutôt d'ordre qualitative. La mise en place d'un suivi gravimétrique hybride en zone de montagne sur plusieurs cycles hydrologiques ainsi qu'une interprétation quantitative de ces mesures, via une approche par modélisation hydro-gravimétrique, apparaît donc nécessaire afin d'aboutir à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des hydrosystèmes de montagne.

1.4 Problématique et plan de l'étude

Ce travail de thèse vise à montrer l'apport de la gravimétrie hybride et de la modélisation hydro-gravimétrique à la compréhension du fonctionnement du bassin versant du Strengbach.

Nous avons pour cela mis en place un suivi temporel par gravimétrie hybride sur un réseau de 16 stations de mesure réparties de façon homogène sur le bassin versant qui combine :

- i) Un suivi gravimétrique continu à l'observatoire gravimétrique sommital assuré par un gravimètre supraconducteur de type iGrav® et des mesures épisodiques avec un gravimètre absolu balistique de type FG5.
- ii) Des campagnes de mesures de gravimétrie relative effectuées tous les mois pendant deux cycles hydrologiques avec un gravimètre de terrain Scintrex CG5, qui permet de mesurer les différences de gravité entre les stations du réseau et la référence pour chaque campagne de mesure.

Cette étude a pour objectif d'apporter des informations sur la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau du bassin versant du Strengbach selon 3 approches complémentaires :

- i) On détermine la dynamique du stock d'eau en zone sommitale grâce au suivi gravimétrique continu assuré par le gravimètre supraconducteur, on compare ensuite le stock d'eau sommital avec le stock du bassin versant dans son ensemble.
- ii) On cartographie les variations temporelles de stock d'eau à l'échelle saisonnière dans l'ensemble du bassin versant via les campagnes de mesures de gravimétrie hybride répétées.
- iii) On effectue une analyse de la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques d'un modèle hydrologique distribué à base physique, grâce à un code de modélisation hydro-gravimétrique direct développé dans le cadre de cette thèse.

Ce travail de thèse est structuré selon 5 chapitres. Le premier chapitre correspond à l'introduction. Dans le second chapitre, on présente les principales caractéristiques hydrogéologiques du bassin versant du Strengbach. Le troisième chapitre est dédié au traitement et à l'interprétation des données du gravimètre supraconducteur. Dans le quatrième chapitre on présente le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre pour cartographier les variations temporelles de stock d'eau au sein du bassin versant. Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques d'un modèle hydrologique distribué à base physique ; on évalue également la capacité de la gravimétrie hybride à contraindre un tel modèle.

Chapitre 2. Présentation du site d'étude : le bassin versant du Strengbach

SOMMAIRE

2.1 PROBLEMATIQUES	16
2.1.1 PROBLEMATIQUE INITIALE : LE DEPERISSEMENT FORESTIER	16
2.1.2 UN OBSERVATOIRE DE LA ZONE CRITIQUE	17
2.2 CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	18
2.3 SUIVI ET MODELISATION DU CYCLE DE L'EAU	21
2.4 RESEAU DE MESURES GRAVIMETRIQUES	24

2.1 Problématiques

L'objectif de cette section est de montrer comment cette thèse s'intègre au sein de la recherche menée sur le bassin versant du Strengbach, et en quoi l'étude de ce site contribue à résoudre les problématiques propres à la zone critique.

2.1.1 Problématique initiale : le dépérissement forestier

Le bassin versant du Strengbach (du nom du ruisseau permanent qui draine le bassin versant) est un petit (80 ha) bassin versant granitique de tête qui se trouve sur le versant Est du massif des Vosges, dans l'Est de la France (Fig. 2.1). Le bassin du Strengbach contribue à l'alimentation en eau potable du village d'Aubure (365 habitants) via 4 captages de sources. Les caractéristiques hydro-climatiques et géochimiques du site sont suivies par l'Observatoire Hydrologique et Géochimique de l'Environnement (OHGE, <http://ohge.unistra.fr/>) depuis 1985 (Probst et al., 1987).

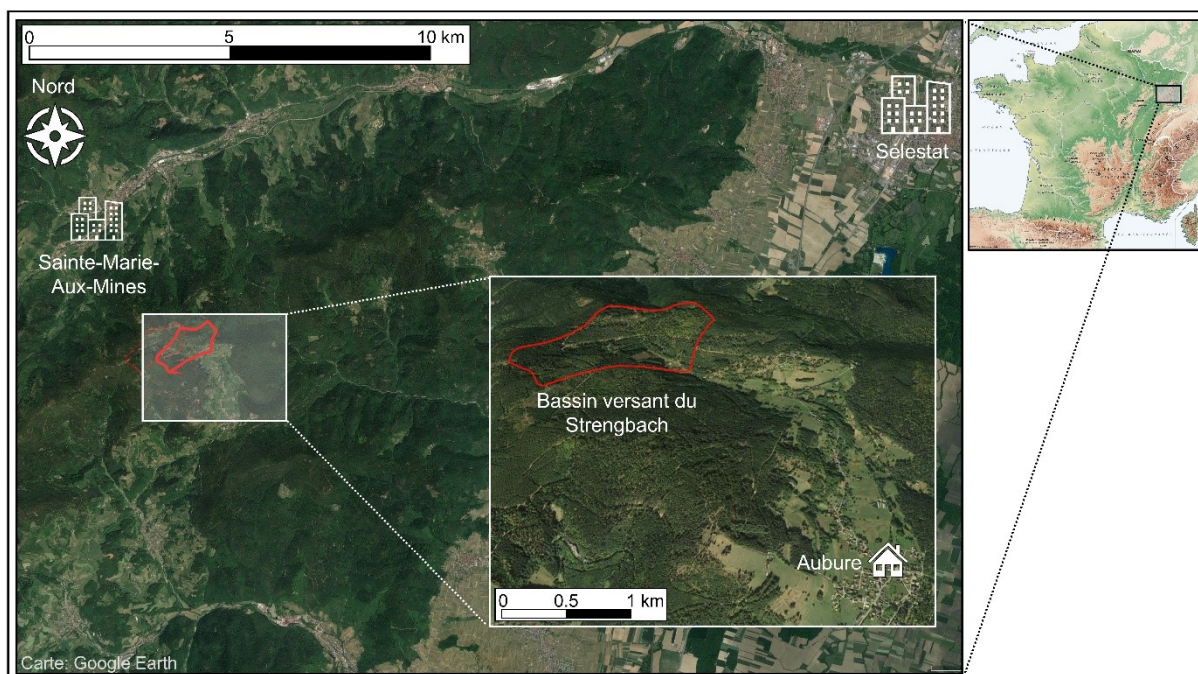


Figure 2.1 Localisation du bassin versant du Strengbach au sein du massif des Vosges.

Le site du Strengbach fut initialement sélectionné afin d'étudier les facteurs responsables du dépérissement forestier (jaunissement et perte d'aiguilles des conifères) observé dans cette partie des Vosges dans les années 1980 (Probst et al., 1990 ; Dambrin et al., 1998). Le phénomène des pluies acides - principalement dû à des rejets atmosphériques de dioxyde de soufre (Charlson et Rodhe, 1982) - a ainsi été identifié comme le principal facteur responsable du dépérissement forestier (Probst et al., 1990). Grâce au suivi long terme des flux géochimiques du bassin versant Pierret et al. (2018 ; 2019) ont pu mettre en évidence une re-augmentation significative du pH et une diminution de la concentration en sulfate dans les précipitations et les eaux du ruisseau du Strengbach sur la période 1986-2018, du fait d'une diminution des émissions anthropogéniques de dioxyde de soufre dans l'hémisphère nord. Cette étude montre clairement l'importance de programmes d'observation à long-terme.

2.1.2 Un observatoire de la zone critique

L'observatoire du bassin versant du Strengbach est membre du réseau des bassins versants et il a également rejoint le réseau d'observatoires de la zone critique OZCAR (Observatoire de la Zone Critique – Application et Recherche, Gaillardet et al., 2018) qui s'intéresse à « *l'état et au devenir de la ressource en eau et en sol selon une vision scientifique intégrée et long terme rassemblant les disciplines* » (<https://www.ozcar-ri.org>).

OZCAR intègre de nombreux observatoires, ce qui lui permet de couvrir un large spectre de contextes climatiques allant du climat tropical humide au climat froid, ainsi que des contextes géologiques variés incluant des bassins versants dont le substratum est de nature magmatique (granites, basaltes) ou sédimentaire (calcaires, limons, schistes, etc.) (Gaillardet et al., 2018). Au sein de ce continuum, le bassin versant du Strengbach est considéré comme étant représentatif des hydrosystèmes granitiques ayant un climat tempéré-océanique de moyenne montagne.

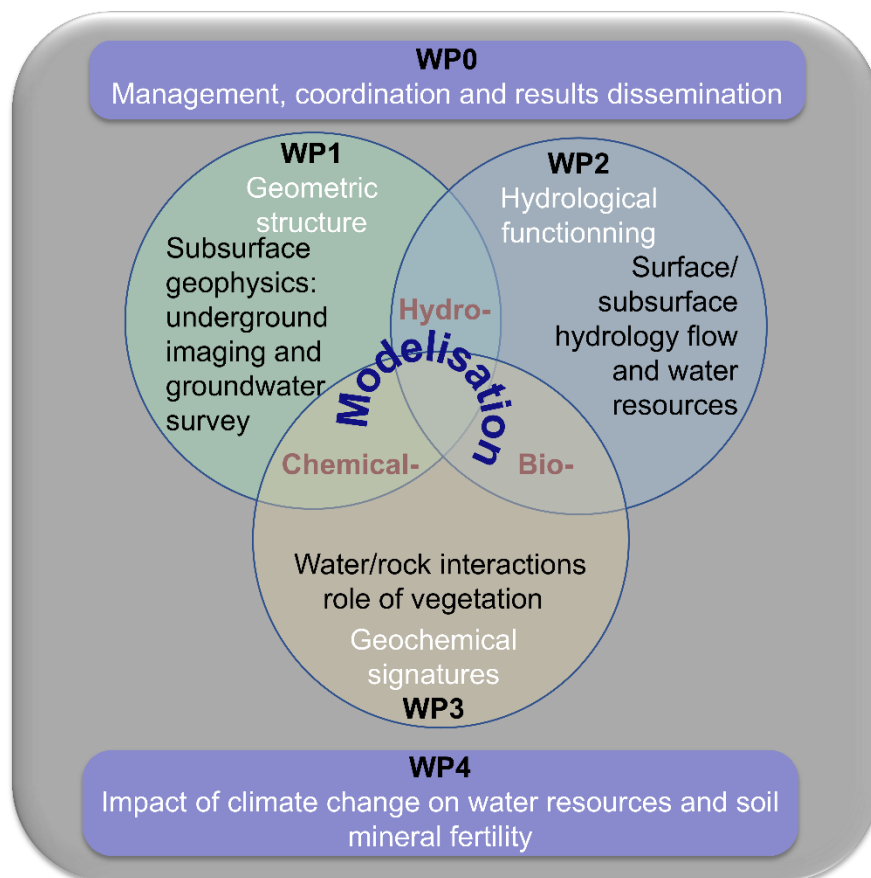


Figure 2.2 **Organisation des work-packages du projet Hydrocrizsto.** Reproduit d'après le site web du projet Hydrocrizsto (<http://hydrocrizsto.unistra.fr/article4.html>)

Les travaux de recherche menés sur le bassin versant du Strengbach dans le cadre du projet ANR HydroCRIZSTO (Hydro-geochemical behavior of CRItical Zone at STrengbach Observatory, <http://hydrocrizsto.unistra.fr/>) s'inscrivent pleinement dans l'étude de la dynamique de la zone critique, à savoir accéder à une meilleure compréhension de l'hydrosystème en combinant des outils géophysiques (gravimétrie, résonance magnétique

protonique, sismique active et passive, géoradar, etc.), hydrologiques et géochimiques (Fig. 2.2).

Mon travail de thèse - financé à hauteur de 50 % par le projet HydroCRIZSTO - se situe à l'interface entre le work-package (WP) 1 « Geometric structure » et le WP2 « Hydrological functioning ». Le suivi gravimétrique apporte en effet des informations sur la dynamique spatio-temporelle du stock d'eau en zone sommitale à une échelle de temps journalière (Chap. 3) ainsi que dans l'ensemble du bassin versant à une échelle de temps saisonnière (Chap. 4), ce qui contribue directement au WP2. D'autre part, la modélisation hydro-gravimétrique mise en œuvre (Chap. 5) fournit également des contraintes sur les propriétés hydrauliques de la subsurface via le conditionnement d'un modèle hydrologique distribué, ce qui contribue indirectement au WP1.

2.2 Caractéristiques hydrogéologiques du bassin versant

Le bassin versant du Strengbach a une altitude comprise entre 883 m à l'exutoire et 1146 m au niveau du sommet Sud-Est (Fig. 2.3). Le bassin comporte de fortes pentes qui peuvent atteindre 30° localement. Un relevé LIDAR (Laser imaging Detection And Ranging) aéroporté a été effectué en 2018. Il a permis d'établir un modèle numérique de terrain (MNT) du bassin versant avec une résolution horizontale de 0.5 m et une précision verticale de 0.05 m.

Le substratum rocheux du bassin du Strengbach est principalement constitué de granite Hercynien (El Gh'Mari, 1995). L'observation macroscopiques des roches affleurantes a permis d'établir une carte géologique (Fig. 2.3) qui montre la présence dans le bassin versant du Strengbach de différentes lithologies (M.C. Pierret et A.S. Tabaud, communication personnelle). Du sommet vers l'exutoire sur le versant nord, on observe une bande de gneiss et de granito-gneiss (granite déformé) sur la crête Nord-Ouest, puis un granite fortement hydrothermalisé (Faciès III). Du sommet vers l'exutoire sur le versant sud, on retrouve principalement un granite dit « sain » (Faciès I) ou faiblement hydrothermalisé (Faciès II) associé à des filons de microgranite. On retiendra que le bassin versant présente une forte dichotomie versant Nord / versant Sud, comme en attestent également les signatures géochimiques et isotopiques de l'eau des différentes sources du bassin versant (Pierret et al., 2014).

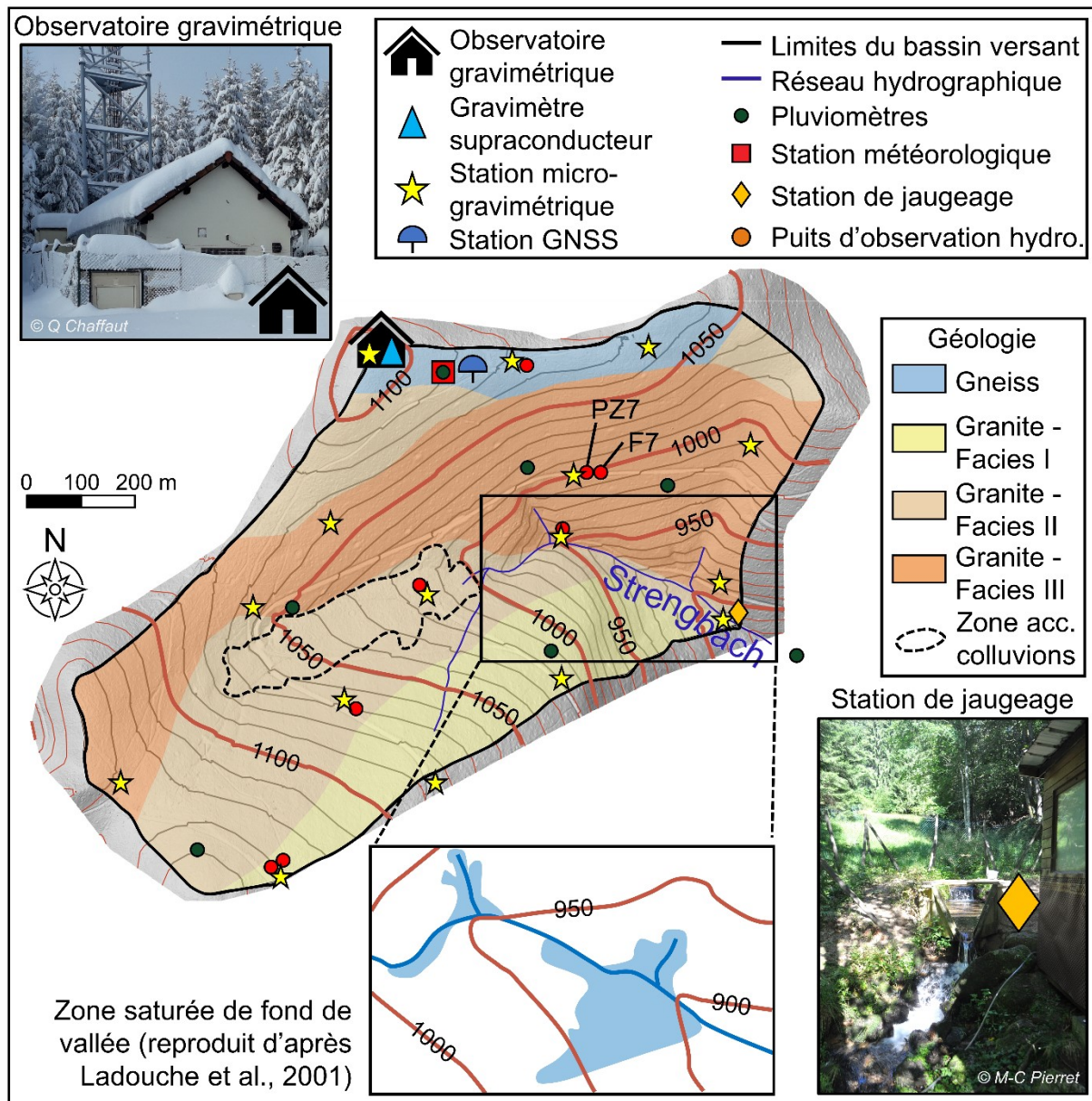


Figure 2.3 **Carte du bassin versant du Strengbach avec les réseaux d'observations hydrométéorologiques et gravimétriques.** L'encart en haut à gauche présente le bâtiment qui abrite l'observatoire gravimétrique, l'encart en bas à droite présente la station de jaugeage du ruisseau du Strengbach, et l'encart en bas au centre représente l'extension maximale de la zone saturée de fond de vallée (reproduit d'après Ladouche et al., 2001).

La roche mère est recouverte par une couche de saprolite (arène granitique) dont l'épaisseur varie d'environ 1 m sur les crêtes à une dizaine de mètres au sein d'une zone d'accumulation de colluvions située en fond de vallée, juste en amont de la principale source du Strengbach (EL Gh'Mari, 1995) (Fig. 2.3). Les sols ont une texture grossière, ils sont riches en sable et en petits blocs rocheux, ce qui favorise une infiltration rapide (Fichter et al., 1998a ; Pierrat et al. 2018). De ce fait, aucun ruissellement de surface n'est observé. En fond de vallée, une zone saturée d'extension variable est connectée au ruisseau du Strengbach (Fig. 2.3, Ladouche et al., 2001).

La forêt recouvre 90 % de la surface du bassin versant, elle est essentiellement constituée d'épicéas (*Piceas abies L.*) (80%) et de hêtres (*Fagus sylvatica L.*) (20%). Le climat est de type océanique-montagnard. Pour une description exhaustive de la lithologie, des sols, du climat, de la couverture forestière, et de l'instrumentation hydro-climatique et géochimique, on se réfère à Pierret et al. (2018).

En 2013, une campagne de mesures de résonance magnétique protonique de large ampleur (comportant 25 stations de mesures) a permis de cartographier le stock d'eau spécifique (i.e., le volume d'eau contenu dans la subsurface par unité de surface) sur l'entièreté du bassin versant (Fig. 2.4) (Boucher et al., 2015 ; Pierret et al., 2018).

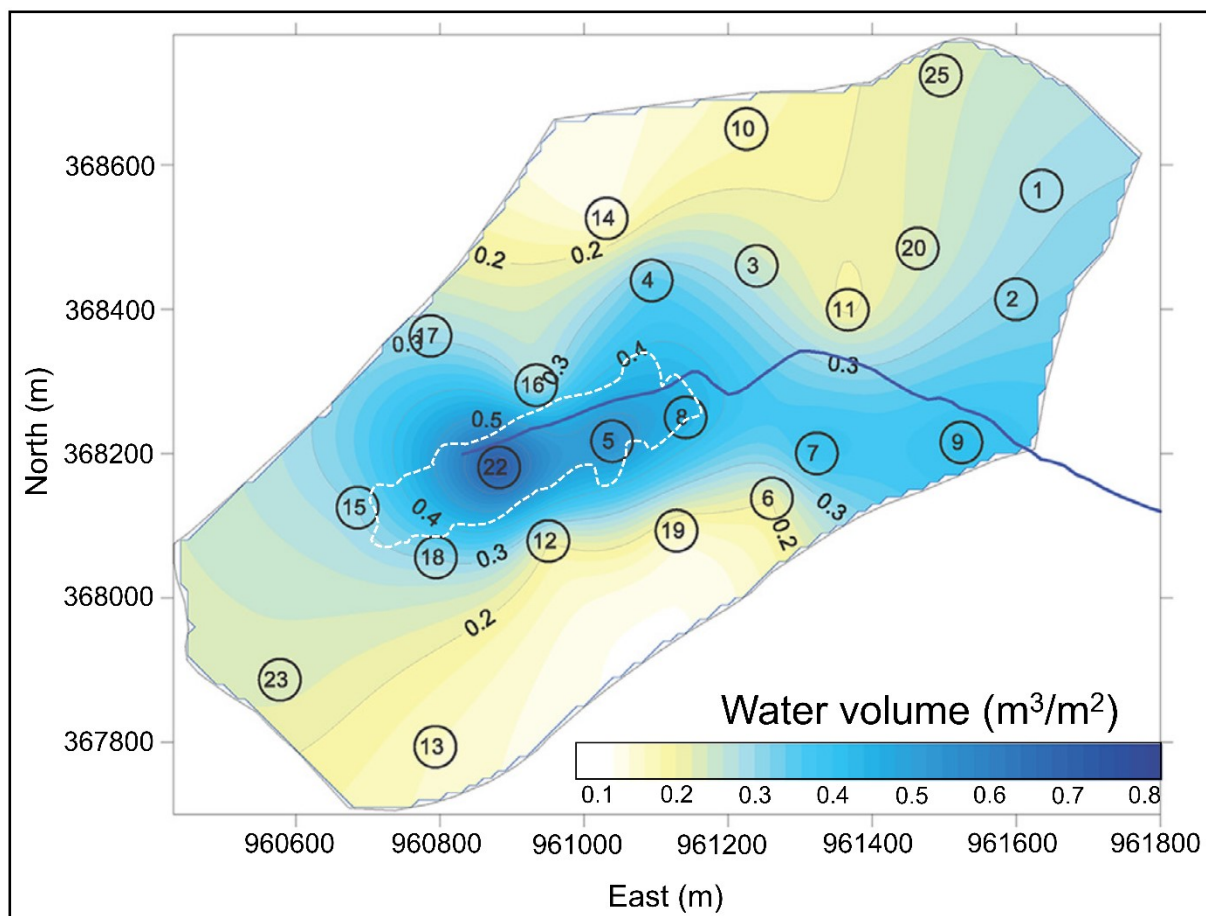


Figure 2.4 **Carte du volume d'eau spécifique obtenue par résonance magnétique protonique.** Les stations de mesures sont matérialisées par les cercles numérotés. On représente également le périmètre de la zone d'accumulation de colluvions. Modifié d'après Pierret et al. (2018).

Cette cartographie a permis de révéler d'importants contrastes de stock d'eau au sein du bassin versant. La zone saturée de fond de vallée (qui se trouve à proximité de l'exutoire) ainsi que la zone d'accumulation de colluvions (Fig. 2.4) présentent un stock d'eau important (jusqu'à $0.75 \text{ m}^3/\text{m}^2$). A contrario, les crêtes et les versants présentent un stock significativement plus faible (de 0.20 à $0.35 \text{ m}^3/\text{m}^2$ pour le versant nord, et inférieur à $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^2$ pour le versant Sud). On retiendra que la campagne de mesures RMP a mis en évidence une forte capacité de stockage d'eau au niveau de la zone d'accumulation de colluvions (Lesparre et al., 2020).

2.3 Suivi et modélisation du cycle de l'eau

L'objectif de cette section est de présenter le réseau de mesures hydrométéorologiques permettant de calculer les variations temporelles de stock d'eau du bassin versant du Strengbach. On introduit également le réseau de mesures gravimétriques utilisé dans le cadre de cette thèse, décrit en détail dans les chapitres suivants.

Réseau de puits d'observations hydrologiques

Le bassin versant du Strengbach dispose d'un réseau de 9 puits d'observations hydrologiques (Fig. 2.3), dont 3 « piézomètres » (i.e., des forages superficiels de 15 m de profondeur) et 6 forages profonds (i.e., de 50 à 120 m de profondeur). L'analyse des signatures géochimiques des eaux de source et de l'eau prélevée au sein des puits d'observations a permis de montrer que l'eau des sources et des piézomètres circule au sein d'un même aquifère de surface présentant un faible temps de résidence de l'eau. A contrario, l'eau des forages profonds circule dans un système de circulation distinct, au sein du réseau de fractures du substratum granitique, et se caractérise par des temps de résidence beaucoup plus élevés (i.e., > 50 ans) (Ranchoux et al., 2020).

Précipitations

Les précipitations sont évaluées via plusieurs instruments ; pluviomètre automatique continu (en zone sommitale) et pluviomètres à lecture directe répartis sur l'ensemble du site (Figure 2.5). Un pluviomètre chauffant (permettant ainsi de prendre en compte la neige) à acquisition numérique, installé à la station météorologique sommitale (Fig. 2.3), à une hauteur de 1 m, permet d'obtenir les quantités de précipitations à un pas de 10 minutes. Lorsque la température mesurée à la station météo est inférieure à 0°C, on considère que les précipitations tombent sous forme de neige. La hauteur de la neige est également mesurée à la station météo sommitale grâce aux photographies prise par une caméra (deux images / 24h) pointant sur une mire. Le stock d'eau contenu dans le manteau neigeux est alors calculé à partir de la hauteur de neige observée et des précipitations mesurées par le pluviomètre de la station sommitale grâce à un modèle de fonte adapté de Creutzfeldt et al. (2008). Pour une description détaillée du modèle de fonte, on se réfère à l'annexe A de l'article présenté dans le chapitre 3.

Un réseau d'observation pluviométrique constitué de 7 pluviomètres à lecture directe répartis sur l'ensemble du bassin versant, permet de mesurer les précipitations à 0.3 m de hauteur (Fig. 2.5). Grâce à ce réseau de mesure j'ai quantifié le gradient des précipitations, qui sont maximales au Sud-Ouest du bassin versant, et minimales au Nord-Est. Ce gradient résulte de l'interaction entre la topographie et le régime de vent d'ouest dominant (Ambroise et al., 1995a).

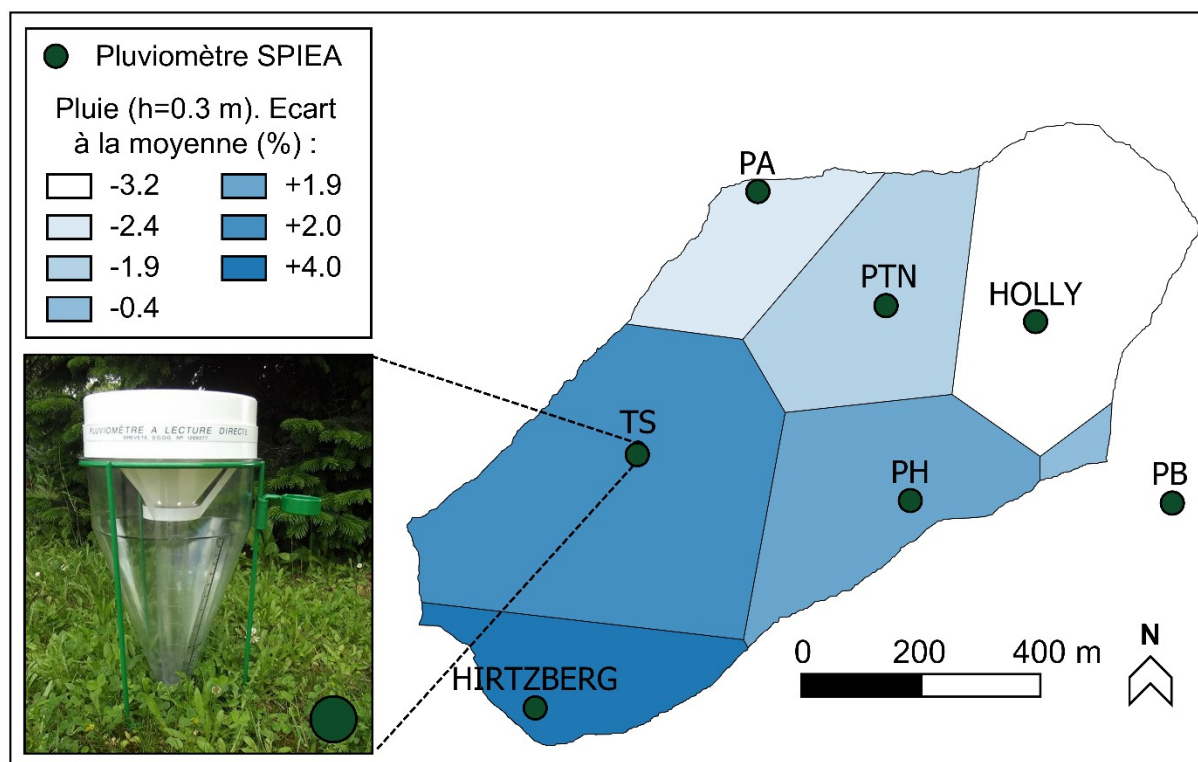


Figure 2.5 **Hétérogénéité spatiale des précipitations sur le bassin versant du Strengbach.** Le réseau d'observations pluviométriques est constitué de 7 pluviomètres à lecture directe de type SPIEA (encart en bas à droite) qui collectent les précipitations à une hauteur de 0.3 m.

Afin de calculer les précipitations moyennes à l'échelle du bassin versant, on corrige les données du pluviomètre automatique sommital en appliquant un facteur d'échelle qui permet de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des précipitations ainsi que le déficit de captation du pluviomètre automatique. Pour une description détaillée de la méthode, on se réfère à l'annexe B de l'article présenté dans le chapitre 3. Les séries d'observations pluviométriques, de hauteur de neige, ainsi que le stock d'eau du manteau neigeux sont présentés figure 2.6.B.

Débit du ruisseau

Le débit du ruisseau est mesuré à la station de jaugeage située à l'exutoire du bassin versant (Fig. 2.3) à un pas de temps de 10 minutes grâce à une mesure de niveau d'eau (sonde à ultrasons) réalisée dans un puits de tranquillisation connecté à un seuil. Le débit du ruisseau du Strengbach est représenté figure 2.6.A.

Evapotranspiration

Les mesures de rayonnement solaire, de température, d'humidité et de vitesse de vent à la station météorologique sommitale (Fig. 2.3) permettent de calculer l'évapotranspiration « réelle » à un pas journalier à partir du modèle BILJOU, qui prend en compte le type de couvert forestier ainsi que le type de sol (Granier et al., 1999). L'évapotranspiration est représentée sur la figure 2.6.A.

Bilan hydrologique du bassin versant

Le bassin versant du Strengbach est un bassin versant topographique, dont les limites correspondent aux lignes de crêtes (Fig. 2.3). On considère ici que les lignes de crêtes correspondent également aux lignes de partage des eaux, on assimile donc le bassin versant du Strengbach à un bassin versant hydrographique.

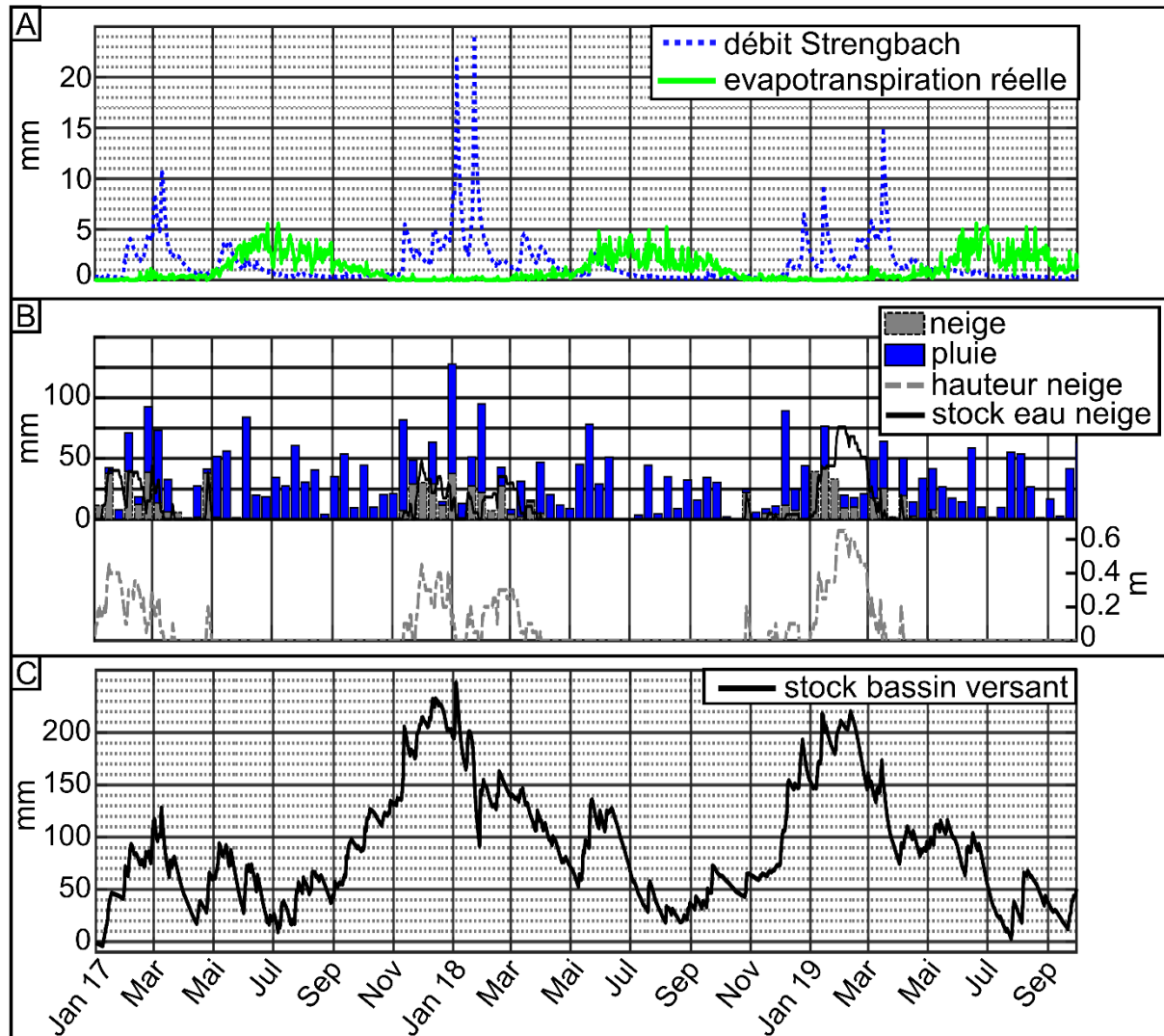


Figure 2.6 Flux hydrologiques représentatifs du bassin versant du Strengbach. A) Débit spécifique (i.e., volume d'eau exporté par unité de surface) du ruisseau du Strengbach mesuré à la station de jaugeage (courbe bleu) et évapotranspiration réelle (courbe verte) calculée avec le modèle Biljou (Granier, 1999) à partir des mesures de la station météo sommitale. B) Précipitations : Neige (barres grises), et pluie (barres bleues), hauteur de neige (courbe grise) et stock d'eau du manteau neigeux calculé à partir du modèle de fonte (courbe noire). C) Variations de stock du bassin versant calculées d'après l'équation du bilan hydrique.

On considère également que la totalité des écoulements de surface et des écoulements souterrains (à l'exception de l'eau captée pour le village d'Aubure) sont collectés à l'exutoire du bassin versant, au niveau de la station de jaugeage. En partant de ces hypothèses, les variations de stock d'eau du bassin versant sont données par l'équation du bilan hydrique (Eq. 2.1) :

$$StockBassin(t) = P^{cum}(t) - R^{cum}(t) - ET^{cum}(t) - Q^{cum}(t) \quad (Eq.2.1)$$

P^{cum} correspond aux précipitations moyennes cumulées du bassin versant, R^{cum} correspond au débit cumulé du ruisseau du Strengbach mesuré par la station de jaugeage, Q^{cum} correspond à l'eau captée pour l'alimentation du village d'Aubure et ET^{cum} correspond à l'évapotranspiration réelle calculée avec le modèle BILJOU. On obtient ainsi les variations de stock du bassin versant du Strengbach à un pas de temps journalier (Fig. 2.6 C).

2.4 Réseau de mesures gravimétriques

Dans le cadre de cette thèse, le gravimètre supraconducteur iGrav#30 a été mis en place à l'intérieur d'un local sécurisé situé sur le sommet Nord-Ouest du bassin versant du Strengbach, à proximité immédiate de la station météorologique sommitale (i.e., moins de 50 m, Fig. 2.3). Le gravimètre supraconducteur assure un suivi continu et très précis des variations de gravité, notamment d'origine hydrologique (Chap. 3) et sert de référence pour des mesures de gravité relatives répétées effectuées avec un gravimètre de terrain (Chap. 4) sur un réseau de 16 stations micro-gravimétriques réparties sur le bassin versant (Fig. 2.3).

On dispose également d'une mesure continue du mouvement du sol assurée par un récepteur GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites) situé à proximité du gravimètre supraconducteur (Fig. 2.3).

Chapitre 3. Suivi de la dynamique temporelle du stock d'eau en zone sommitale avec le gravimètre supraconducteur

SOMMAIRE

3.1 INTRODUCTION	27
3.2 L'OBSERVATOIRE GRAVIMETRIQUE DU STRENGBACH	27
3.3 INSTRUMENTATION	31
3.3.1 CARACTERISTIQUES METROLOGIQUES DES GRAVIMETRES ABSOLU ET SUPRACONDUCTEUR	31
3.3.2 CALIBRATION DU GRAVIMETRE SUPRACONDUCTEUR	33
3.4 TRAITEMENT DES DONNEES DU GRAVIMETRE SUPRACONDUCTEUR	35
3.4.1 CONTENU DU SIGNAL DE GRAVITE MESURE PAR L'IGRAV30	35
3.4.2 PRE-TRAITEMENT DES DONNEES	36
3.4.3 CORRECTION DE L'EFFET DES MAREES	39
3.4.4 CORRECTION DE L'EFFET DE L'ATMOSPHERE	39
3.5 PUBLICATION: NEW INSIGHTS ON WATER STORAGE DYNAMICS IN A MOUNTAINOUS CATCHMENT FROM SUPERCONDUCTING GRAVIMETRY	43
3.5.1 INTRODUCTION A LA PUBLICATION	43
3.5.2 PUBLICATION	43
3.5.3 SYNTHESE DE LA PUBLICATION ET DISCUSSION COMPLEMENTAIRE	72
3.6 MISE EN EVIDENCE DU CYCLE D'EVAPOTRANSPIRATION JOURNALIER	73
3.7 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	78

3.1 Introduction

La dynamique du stockage de l'eau dans la partie amont du bassin versant du Strengbach est mal connue. En effet, la station de jaugeage installée à l'exutoire du bassin versant fournit des informations sur le fonctionnement hydrologique global du bassin versant, mais cette seule station ne permet pas de distinguer entre la contribution de la partie aval et de la partie amont du bassin versant. De plus, le jaugeage de la partie supérieure du bassin versant n'est pas possible car les flux d'eau y ont principalement lieu sous forme d'écoulements souterrains.

Dans un contexte similaire à celui du bassin du Strengbach, Creutzfeldt et al., (2013) montrent qu'un suivi gravimétrique continu et de haute-précision effectué avec un gravimètre supraconducteur peut contribuer à une meilleure compréhension de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein d'un bassin versant de montagne. Les auteurs mettent en avant l'aspect intégrateur de la mesure gravimétrique, qui est de même nature que les mesures de débit, ainsi que la possibilité de réaliser la mesure gravimétrique n'importe où au sein du bassin versant, et en particulier en amont du réseau hydrographique.

L'objectif de ce chapitre est de montrer que dans le cas du bassin versant du Strengbach, un suivi effectué avec un gravimètre supraconducteur installé en zone sommitale permet effectivement de caractériser les transferts de stock d'eau entre la partie haute et la partie basse du bassin versant.

On présente tout d'abord l'observatoire gravimétrique utilisé dans le cadre de cette thèse, puis on montre comment la combinaison d'un gravimètre absolu et d'un gravimètre supraconducteur permet d'assurer un suivi gravimétrique continu. On détaille ensuite la méthode de traitement permettant d'extraire la contribution hydrologique locale du signal de gravité mesuré. La publication intégrée en fin de chapitre est dédiée à la comparaison de la dynamique des stocks d'eau en zone sommitale (déduite de la contribution hydrologique locale vue par le gravimètre supraconducteur), et de l'ensemble du bassin versant (déduite de l'approche par bilan hydrologique).

3.2 L'observatoire gravimétrique du Strengbach

L'observatoire gravimétrique du Strengbach (Fig. 3.1) se trouve sur une crête sur l'un des sommets du bassin versant du Strengbach (Fig. 2.3). Il abrite le gravimètre relatif supraconducteur iGrav#30 qui assure un suivi continu des variations temporelles de gravité. Le gravimètre iGrav#30 a été installé le 22 juin 2017, dans le cadre du programme CRITEX « équipements innovants pour l'étude de la zone critique » (<https://www.critex.fr/>).

L'observatoire abrite une station de mesure de gravité absolue qui est mesurée annuellement avec le gravimètre absolu FG5#206 qui permet la calibration de l'iGrav30 d'une part et l'estimation de sa dérive instrumentale d'autre part. L'observatoire inclut également la station de référence du réseau de micro-gravimétrie relative du bassin versant du Strengbach.

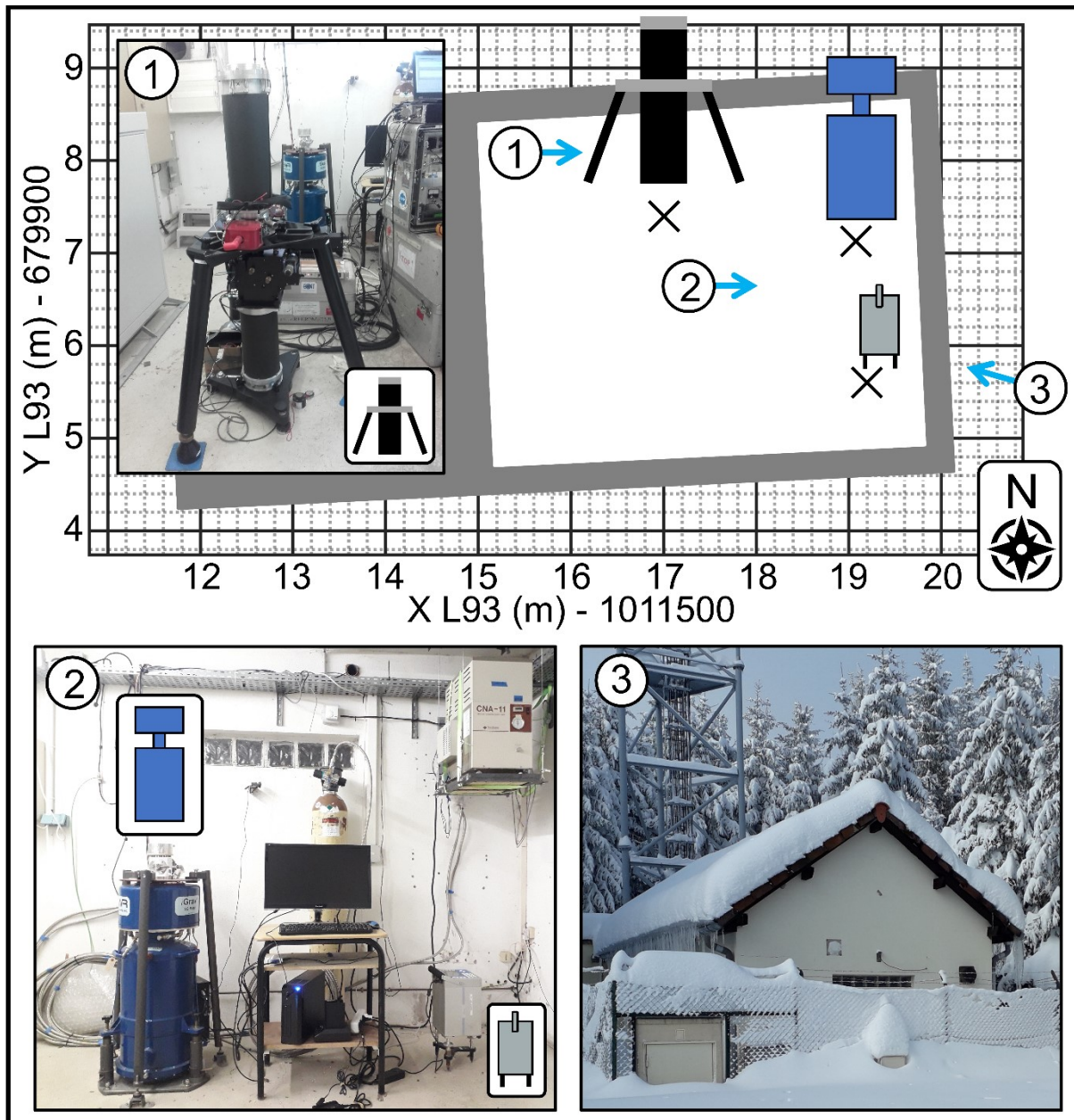


Figure 3.1 **Organisation de l'observatoire gravimétrique du Strengbach.** 1) Intérieur du local avec vue sur le gravimètre FG5#206 en cours de mesure lors de la calibration de l'iGrav#30. 2) Gravimètre supraconducteur iGrav#30 (à gauche) avec l'ordinateur permettant l'acquisition et la transmission des données (au centre), et le compresseur permettant le fonctionnement du système de refroidissement (en haut à droite), on montre également le point de mesure du gravimètre relatif Scintrex CG5 (en bas à droite). 3) Vue extérieure de l'observatoire gravimétrique du Strengbach.

L'observatoire gravimétrique a été installé dans un local technique appartenant à l'entreprise TDF. Ce local a été choisi pour deux raisons principales :

- i) Il s'agit d'un local sécurisé qui bénéficie d'une connexion internet et d'une alimentation électrique sécurisée, éléments indispensables pour l'acquisition et la transmission des données. Les gravimètres bénéficient ainsi de conditions de mesure optimales.

- ii) La position sommitale du local permet d'amplifier la sensibilité du signal gravimétrique à la dynamique des stocks d'eau, et donc de faciliter la détection de petits signaux hydrologiques (e.g., le cycle d'évapotranspiration journalier, voir section 3.6).

Afin d'illustrer l'effet amplificateur de la topographie, on calcule la composante verticale du champ de gravité créé par une lame d'eau d'épaisseur homogène plaquée sous la surface du sol (Fig. 3.2.A). On constate que la couche d'eau crée un fort signal gravimétrique positif au niveau des crêtes, jusqu'à 0.9 nm.s^{-2} pour une lame d'eau de 1 mm (zones rouge foncé Fig. 3.2.A) alors que la valeur classique en zone plane est de $0.4 \text{ nm.s}^{-2}/\text{mm}$ (plateau de Bouguer). A contrario, la couche d'eau crée un faible signal positif, voir même un signal négatif en fond de vallée (-0.1 nm.s^{-2} , zones bleu foncé Fig. 3.2.A).

Pour mieux appréhender cela, imaginons que l'on place un gravimètre au niveau d'un sommet. Dans ce cas, toutes les masses d'eau se trouvent en dessous, et donc contribuent de façon cumulative et amplifient le signal de gravité. Au contraire, si l'on place le gravimètre dans un fond de vallée, l'effet gravifique des masses d'eau situées au-dessus du gravimètre compense l'effet des masses d'eau situées en dessous, ce qui atténue le signal de gravité.

Le choix d'une station gravimétrique sommitale permet ainsi d'amplifier le signal gravimétrique d'origine hydrologique, mais également de diminuer l'ambiguïté du signal par rapport à une station située à une altitude intermédiaire. Au niveau d'une station gravimétrique sommitale, on est effectivement assuré que toute augmentation du stock en eau du sol induira une augmentation de gravité.

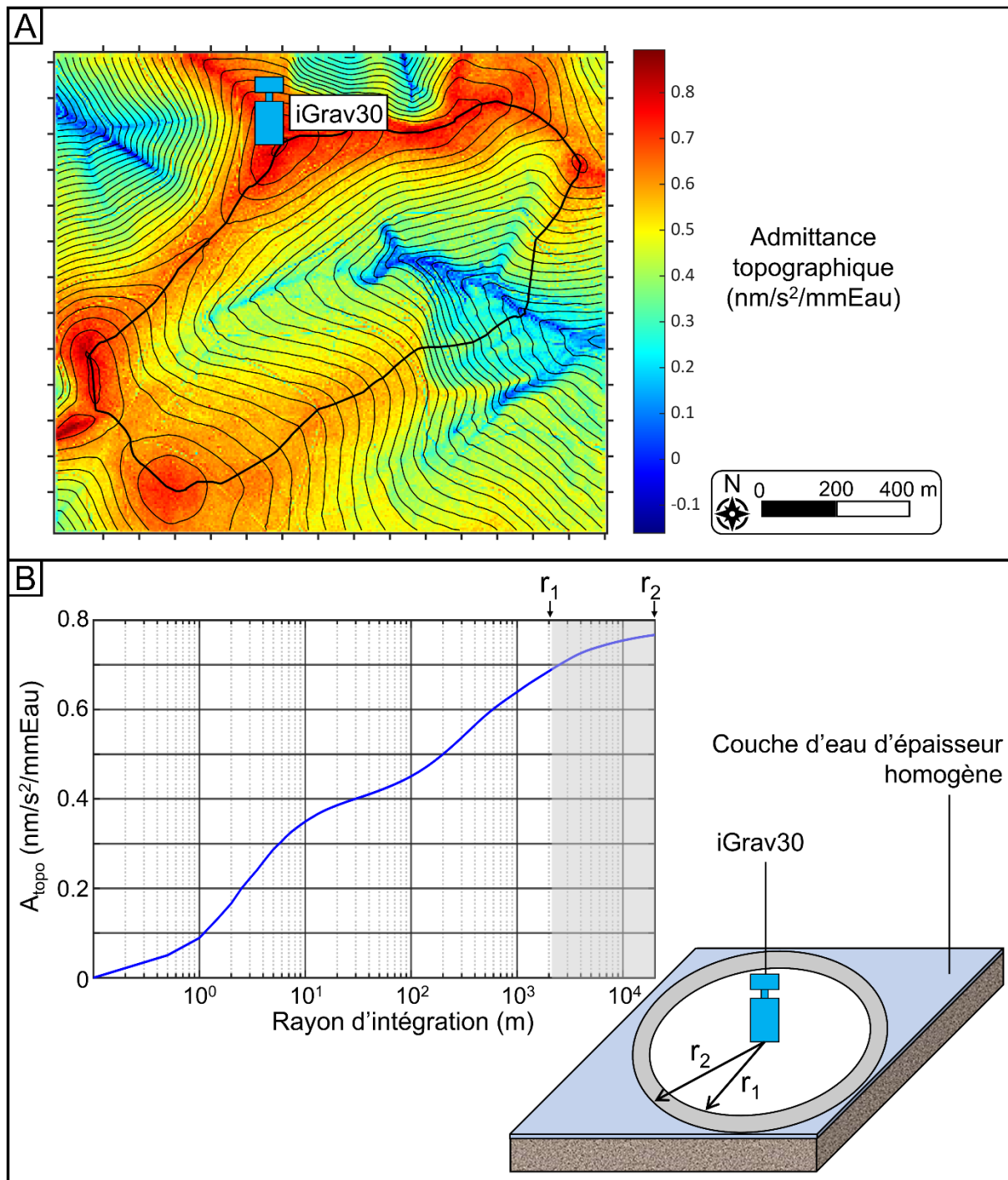


Figure 3.2 Effet amplificateur de la topographie pour la station gravimétrique sommitale du bassin versant du Strengbach. A) Carte d'admittance topographique présentant la composante verticale du champ de gravité résultant d'une lame d'eau de 1 mm d'épaisseur plaquée sur la topographie. Cette carte correspond à la gravité que l'on mesurerait avec un réseau de mesure constitué de stations gravimétriques réparties sur tout le bassin versant. B) Evolution de l'effet gravimétrique de cette même lame d'eau calculé pour l'iGrav30 selon un rayon d'intégration croissant. 90% du signal gravimétrique provient de la zone blanche qui englobe l'espace situé dans un rayon $r_1=2$ km autour du bassin versant.

Du fait de sa position sommitale, l'observatoire gravimétrique du Strengbach bénéficie également d'une large empreinte spatiale. Pour évaluer l'empreinte de la station, on calcule l'effet gravimétrique d'une couche d'eau de 1 mm d'épaisseur plaquée sur la topographie pour

un rayon d'intégration compris entre 0 et 30 km. On constate qu'il est nécessaire d'intégrer l'effet des variations de masse d'eau jusqu'à une distance de 2 km de la station gravimétrique pour obtenir 90 % de l'effet de la couche d'eau (Fig. 3.2.B). Il faut cependant noter que la sensibilité décroît fortement avec la distance avec la station car on obtient déjà plus de 75 % de l'effet gravimétrique pour un rayon d'intégration de 500 mètres.

Ainsi, bien que la station gravimétrique sommitale soit sensible aux variations de stock d'eau dans une zone englobant largement les bassins versants du Strengbach, de Saint-Pierre sur l'Hâte et de Bourgade (Fig. 3.9), on retiendra qu'elle est essentiellement représentative de la dynamique des stocks d'eau dans la partie supérieure de ces trois hydrosystèmes.

Pour une description détaillée de la méthode permettant d'estimer l'empreinte de la station gravimétrique sommitale (incluant notamment l'impact de l'effet de masque du bâtiment), on renvoie à la publication présentée dans la section 3.5.2.

3.3 Instrumentation

L'objectif de cette section est de présenter brièvement le principe de fonctionnement et les caractéristiques métrologiques des gravimètres absolus et supraconducteur. On décrit ensuite la méthode employée pour calibrer le gravimètre supraconducteur grâce au gravimètre absolu.

3.3.1 Caractéristiques métrologiques des gravimètres absolu et supraconducteur

Le gravimètre iGrav#30 est un gravimètre supraconducteur dont le principe de fonctionnement repose sur la mesure du déplacement d'une sphère supraconductrice en suspension dans un champ magnétique ultra stable créé par un courant électrique circulant dans des bobines supraconductrices (Fig. 3.3). Toute variation du champ de gravité (ou accélération du sol) induit un déplacement relatif de la sphère par rapport au reste de l'instrument. Un système de rétroaction permet de mesurer le déplacement de la sphère (via des capteurs capacitifs, Fig. 3.3) et de la ramener à sa position nominale (via une force magnétique générée par une bobine de rappel, Fig. 3.3), la tension appliquée (en volt) pour générer la force de rappel étant proportionnelle à la variation de gravité (Hinderer et al., 2015). Il s'agit donc d'un gravimètre relatif qui nécessite une calibration pour convertir la valeur mesurée (en volt) en un signal de gravité (en $\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$). Les gravimètres supraconducteurs présentent en outre une dérive temporelle qui se décompose en une phase exponentielle de courte durée qui suit l'installation de l'instrument (2-4 mois, e.g., Hector et al., 2014) suivie d'une dérive à long-terme quasiment linéaire (non distinguable d'une dérive quadratique pour des séries de données dont la longueur est inférieure à 10 ans, Van Camp et Francis, 2007). Pour les gravimètres supraconducteurs de type iGrav, cette dérive est particulièrement faible, c'est-à-dire inférieure à $60 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{année}^{-1}$ (Warburton et al., 2010 ; Fores et al., 2017).

Le gravimètre absolu FG5#206 (Niebauer et al., 1995) permet de calibrer le gravimètre iGrav#30 et d'estimer sa dérive instrumentale. Le principe de fonctionnement du gravimètre FG5 repose sur la mesure de la trajectoire d'un prisme coin de cube en chute libre dans une chambre à vide grâce à un interféromètre Laser pour les mesures de distance et une horloge atomique pour les mesures de temps. Les paramètres de l'équation du mouvement du prisme en chute libre (g_0 , la gravité au sommet de la chambre de chute ; x_0 , la position initiale et v_0 , la

vitesse de chute initiale) sont ensuite ajustés aux données, ce qui permet de déterminer la valeur de la gravité à une hauteur de référence dans la chambre de chute pour chaque expérience de chute, appelée « valeur drop ». La valeur de g obtenue à l'issue d'une mesure FG5 (durée totale de 24 heures au minimum, jusqu'à une semaine) est estimée à partir de la moyenne d'une série d'au moins 24 « sets », où un « set » correspond à une série de 100 « drops » (Van Camp et al., 2005). La déviation standard des valeurs sets permet d'obtenir une estimation de la répétabilité de la mesure de g , lorsque celle-ci est effectuée avec le même instrument, au même endroit, et avec le même opérateur (pour une définition de la répétabilité de mesure, voir le document de vocabulaire international de métrologie, JCGM, 2012). Les mesures absolues effectuées dans le cadre de cette thèse répondent à ces trois critères, car toutes ont été effectuées au même endroit (station de mesure FG5 de l'observatoire gravimétrique, Fig. 3.1), avec le même instrument (FG5#206) et avec le même opérateur (Jean-Daniel Bernard).

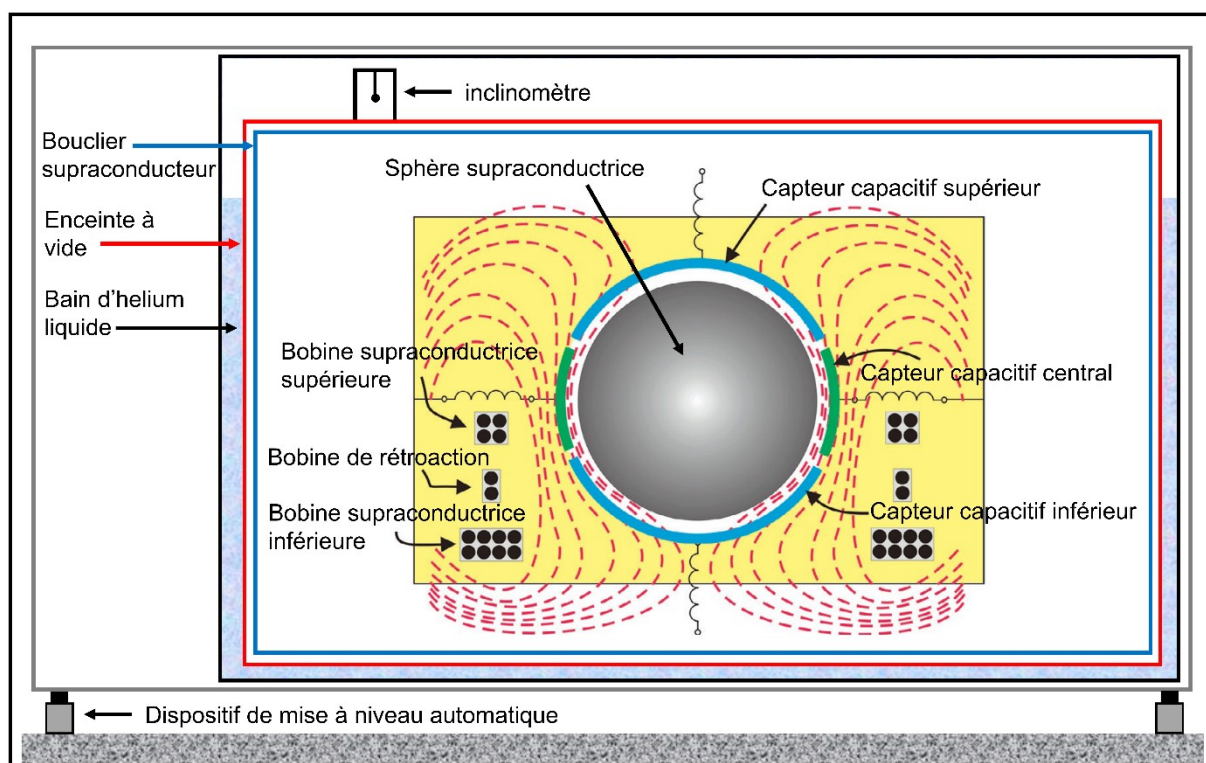


Figure 3.3 **Vue schématique des principaux éléments constituant un gravimètre supraconducteur** (pas à l'échelle). Les variations de gravité sont mesurées grâce au système sphère supraconductrice – bobines supraconductrices – bobine de rétroaction – capteurs capacitifs. Ce dispositif est entouré par un bouclier supraconducteur (en bleu), lui-même inclus dans une enceinte à vide (en rouge) qui est placée dans un bain d'hélium liquide (en bleu clair). Le cœur de l'instrument se trouve ainsi dans un environnement ultra stable, protégé du champ magnétique extérieur, des variations de pression et des variations de température. Modifié d'après Hinderer et al. (2015).

Les principales caractéristiques des gravimètres absolu FG5#206 et supraconducteur iGrav#30 sont résumées dans le Tableau 3.1.

Tableau 3.1 Caractéristiques métrologiques des gravimètres FG5#206 et iGrav#30

Instrument	Micro-g FG5#206	GWR iGrav#030
Type de gravimètre	Gravimètre absolu balistique	Gravimètre relatif supraconducteur
Transportable	Oui	Non
Echantillonnage temporel	Mensuel à annuel	Mesure quasi continue (valeurs brutes avec un pas de temps de 1 seconde)
Dérive	Pas de dérive	$< 60 \text{ nm.s}^{-2}.\text{année}^{-1}$, dérive initiale exponentielle (2-4 mois), et dérive à long-terme linéaire (Warburton et al., 2010, Fores et al., 2017).
Fidélité de mesure	2 microgal	< 0.1 microgal
Hauteur mesure par rapport au sol	$1,30 \pm 0.01$ m (selon installation)	0.236 m

3.3.2 Calibration du gravimètre supraconducteur

Trois mesures absolues ont été effectuées afin de calibrer le gravimètre iGrav#30 et de calculer sa dérive instrumentale (Tab. 3.2). On utilise la première mesure de Mai-Juin 2018, qui est la plus longue, pour calibrer le gravimètre iGrav#30, tandis que la combinaison des trois mesures permet le calcul de la dérive instrumentale. Cette section traite de la calibration de l'iGrav#30, le calcul de la dérive étant détaillée au sein de l'article présenté dans la section 3.5.2.

Tableau 3.2 Mesures absolues FG5#206 utilisées pour la calibration et le calage de la dérive du gravimètre supraconducteur. La première mesure permet la calibration, la combinaison des trois mesures permet le calage de la dérive.

Date mesure	Nombre de sets	g (nm.s^{-2})	σ_{sets} (nm.s^{-2})	Conditions météorologiques : pluie (mm)		
				Pendant les 10 jours précédant mesure	Pendant la mesure	Total
Du 28 Mai 13:06 au 4 Juin 2018	152	9806645274	7	63.8	27.6	91.40
Du 2 au 3 Mai 2019	24	9806645239	10	33.6	5.4	39
Du 3 au 4 Septembre 2020	24	9806645190	7	17.8	0	17.8

Lors de la mesure de Mai-Juin 2018, les deux instruments ont mesuré côte à côte (à moins de deux mètres de distance, voir Fig. 3.1) pendant plus de 6 jours, la période d'observation couvrant ainsi plusieurs cycles de marée dont l'amplitude est de l'ordre de 2000 nm.s^{-2} (Fig. 3.4).

Le capteur de gravité de l'iGrav est fortement linéaire (Hinderer et al. 2015), la calibration est donc effectuée par ajustement d'un facteur d'échelle C_f constant entre les observations iGrav et les observations FG5. Les valeurs brutes de l'iGrav (pas de temps de 1 seconde) sont décimées à 10 secondes à l'aide d'un filtre passe bas, puis sont ajustées par la méthode des moindres carrés (l'utilisation d'une norme L1 ou d'une norme L2 donne un facteur d'échelle identique) aux valeurs drop du FG5 (Rosat et al., 2018). Le facteur de calibration C_f obtenu vaut $-919 \pm 3 \text{ nm.s}^{-2}.V^{-1}$. Le signal iGrav30 brut (en volt) est converti en signal gravimétrique (en nm.s^{-2}) selon l'équation 3.1:

$$g_{iGrav}[\text{nm.s}^{-2}] = C_f \times g_{iGrav}[V] \quad \text{Eq 3.1}$$

La calibration a eu lieu pendant une période particulièrement calme (pas de séismes, pas de perturbation d'origine anthropique ou d'artefacts instrumentaux à l'exception d'un court problème d'alimentation électrique responsable du trou dans les données FG5, Fig. 3.4). En outre, les données FG5 ont un niveau de bruit particulièrement faible (sur les 152 sets mesurés, la dispersion des valeurs drop a une moyenne de 48 nm.s^{-2}).

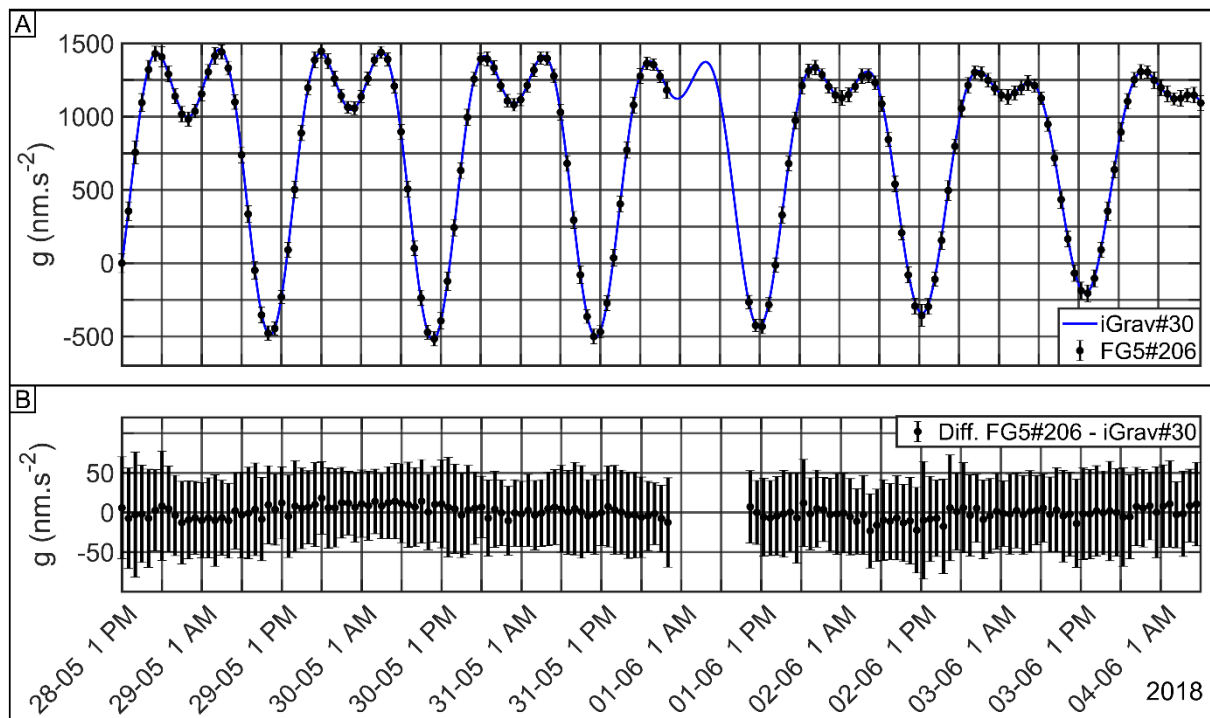


Figure 3.4 **Calibration du gravimètre supraconducteur iGrav#30 avec le gravimètre absolu FG5#206.** A) Variations temporelles de gravité observées avec l'iGrav30 après calibration (en bleu) et avec le gravimètre absolu FG5 (valeurs sets, en noir). On remarque que le signal gravimétrique est nettement dominé par la marée diurne. B) Différence entre valeurs sets FG5 et iGrav30 après calibration. On remarque que la différence entre la gravité absolue FG5 et la gravité iGrav30 calibrée ne diffère pas significativement de zéro, ce qui montre la qualité de la calibration.

Il faut tout de même noter que d'importantes chutes de pluie ont eu lieu pendant, et dans les 10 jours précédant la mesure (Tab. 3.2). Comme l'iGrav#30 et le FG5#206 ne sont pas placés exactement au même endroit et ne mesurent pas à la même hauteur (Tab. 3.2), ils n'ont pas la même sensibilité aux variations du stock d'eau superficiel. De fortes précipitations de l'ordre de 100 mm d'eau ayant lieu peu avant ou pendant la mesure FG5 peuvent ainsi engendrer un biais de l'ordre de 10 nm.s^{-2} entre les deux gravimètres. Ce biais a un effet négligeable sur la calibration mais peut avoir un impact sur le calage de la dérive lorsque l'on dispose seulement d'un petit nombre de mesures absolues (section 3.5.2).

3.4 Traitement des données du gravimètre supraconducteur

L'objectif de cette section est de présenter les étapes de traitement permettant d'extraire la contribution hydrologique dite « locale » (i.e., résultant des variations de stock d'eau ayant lieu à proximité du gravimètre) à partir du signal de gravité mesuré par le gravimètre supraconducteur.

3.4.1 Contenu du signal de gravité mesuré par l'iGrav30

Les variations temporelles de gravité mesurées par le gravimètre supraconducteur résultent de la superposition de signaux temporels provenant de sources différentes (Eq. 3.2) :

$$g(t) = g_{\text{Marées}}(t) + g_{\text{Mouv. pôles}}(t) + g_{\text{Géodyn.}}(t) + g_{\text{Atmo.}}(t) + g_{\text{Hydro.}}(t) \quad \text{Eq. 3.2}$$

Les composantes $g_{\text{Marées}}$ et $g_{\text{Mouv. pôles}}$ correspondent respectivement au signal de marée (marées terrestres et surcharges océaniques) et à l'effet du mouvement de l'axe de rotation terrestre (i.e., le mouvement des pôles). Les composantes de marée résultent du mouvement relatif de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre. Le mouvement des pôles produit un signal relativement faible d'une amplitude de 10 microgal, tandis que le signal de marée, d'une amplitude de l'ordre de 200 microgal domine largement le signal de gravité observé. Pour une description détaillée des marées et du mouvement des pôles, on se réfère à l'ouvrage de Torge (1989).

Les composantes $g_{\text{Hydro.}}$, $g_{\text{Atmo.}}$ et $g_{\text{Géodyn.}}$ correspondent respectivement à l'effet de l'hydrologie continentale, de l'atmosphère, et des processus géodynamiques (tremblements de terre, volcanisme, mouvements de surrection ou de subsidence, glissements de terrain, etc.). Ces composantes sont habituellement d'une amplitude de l'ordre de quelques dizaines de microgal, et sont donc masquées par le signal de marée.

On sépare la composante hydrologique en une contribution dite « locale » qui correspond à l'effet gravifique des variations de stock d'eau ayant lieu au voisinage du gravimètre (i.e., la zone « locale »), et une contribution « non-locale » qui correspond à l'effet du reste de l'hydrosphère. L'emprise de la zone locale est présentée Fig. 3.7.

L'extraction de la composante hydrologique locale requiert ainsi la correction de toutes les autres contributions listées précédemment. La correction de l'effet des marées est présentée dans la section 3.4.3, la correction de la composante atmosphérique est présentée dans la section 3.4.4, et la correction de la composante hydrologique non locale est décrite dans la publication (section 3.5.2).

On note que la composante géodynamique est négligeable dans le cas de la station gravimétrique sommitale du Strengbach. En effet, aucune tendance significative n'est visible dans les déplacements verticaux mesurés par la station GNSS (Global Navigation Satellite System) permanente attenante à la station gravimétrique. D'autre part, il n'y a pas de glissement de terrain actif au voisinage de la station gravimétrique. On notera également que la correction de l'effet du mouvement des pôles est effectuée en soustrayant au signal gravimétrique mesuré le produit directement fourni par l'IERS (International Earth Rotation Service).

3.4.2 Pré-traitement des données

La phase de pré-traitement permet d'ôter du signal gravimétrique brut mesuré par l'iGrav30 les artefacts instrumentaux (« pics » dus aux éclairs, offsets, etc.) ainsi que les perturbations d'origine sismologique (tremblements de Terre) ou anthropique (visites dans le local abritant le gravimètre supraconducteur).

Les données brutes de l'iGrav30 (pas de temps de 1 seconde) sont tout d'abord décimées à un pas de 1 minute avec un filtre passe bas standard, la série temporelle (initialement en volt) est convertie en signal gravimétrique selon l'Eq. 3.1. Le signal obtenu est ensuite traité avec la technique « remove-restore » (Hinderer et al., 2015) en utilisant le logiciel TSOFT (Van Camp et Vauterin, 2005). La série temporelle est corrigée d'un modèle de marée préliminaire, de l'effet de l'atmosphère, de l'hydrologie et du mouvement des pôles (étape 1, Fig. 3.5). Cette étape permet d'obtenir un signal résiduel (résidu) à norme minimale g_{Res} pour lequel les perturbations que l'on souhaite corriger (artefacts instrumentaux et autres perturbations) sont facilement détectables.

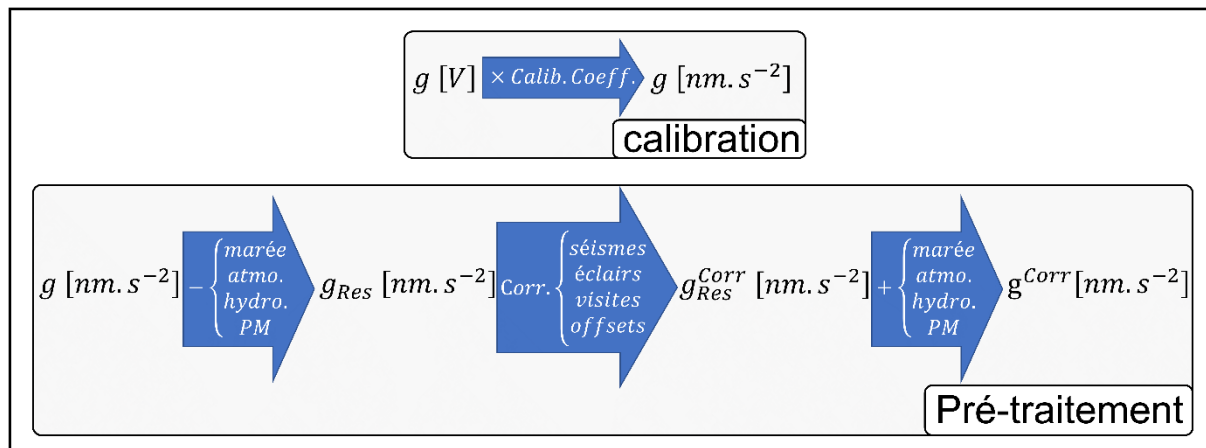


Figure 3.5 Procédure de pré-traitement des données iGrav30. La première étape correspond à la précorrection du signal brut permettant d'obtenir un résidu à norme minimale sur lequel les artefacts instrumentaux/séismes apparaissent clairement. La seconde étape correspond à la correction des séismes et des artefacts instrumentaux. La troisième étape de décorrection permet de restaurer le signal gravimétrique.

Les portions de signal affectées par des perturbations sont ensuite ôtées et une interpolation cubique permet de combler les « trous » résultants de ces corrections (étape 2, Fig. 3.5). Si leur longueur excède 3 jours, aucune interpolation n'est effectuée. Le résidu à norme minimale corrigé et interpolé g_{res}^{Corr} obtenu à l'issue de l'étape 2 est ensuite « décorrigé » des corrections

effectuées au cours de l'étape 1 (étape 3, Fig. 3.5), ce qui permet d'obtenir le signal gravimétrique corrigé des artefacts instrumentaux et des séismes g^{Corr} .

Le tableau 3.3 présente les corrections appliquées sur la série temporelle de l'iGrav#30 depuis son installation, le 22 juin 2017, jusqu'au 18 septembre 2020. Les conditions de mesure de la station de référence du Strengbach sont excellentes : il y a très peu de perturbations d'origine anthropique (peu de visites, pas de circulation à proximité), l'alimentation électrique et l'accès internet sont très stables. Sur les 1183 jours de données traitées seuls 73 jours sont affectés par des perturbations (ce qui représente 6% des données), dont l'influence est fortement minimisée par les corrections appliquées.

Tableau 3.3 **Corrections appliquées lors de la phase de pré-traitement du signal gravimétrique.** La période de données traitée s'étend du 22 Juin 2017 (date d'installation du gravimètre supraconducteur iGrav#30) au 18 Septembre 2020.

Répartition des artefacts selon leur durée		
Durée	Correction appliquée	Effectif
3 jours - 11 jours	Pas d'interpolation (trou)	3
10 heures – 3 jours	Interpolation cubique	42
1 heure – 10 heures	Interpolation cubique	42
< 1 heure	Interpolation linéaire	43
Répartition des artefacts selon le type de perturbation		
Type	Effectif	
Séisme	32	
« Pic »	39	
Visite Local	11	
Offset	1 offset (51.1 nm.s^{-2}) due au recentrage de la sphère le 8 mai 2020	
Cause inconnue	13	
Trou acquisition	35	

La correction des offsets d'origine instrumentale doit faire l'objet d'une attention particulière car toute la série de données postérieure à l'offset est impactée (Hector et al., 2014), ce qui n'est pas le cas pour les séismes qui ne perturbent le signal que transitoirement (Fig. 3.6.A). L'iGrav#30 a subi un tel offset instrumental le 8 mai 2020, consécutif à la panne du système de refroidissement du gravimètre supraconducteur. Le 5 mai 2020, la tête froide (élément du système de refroidissement qui permet d'extraire les calories de l'enceinte du gravimètre) tombe en panne, la mesure de gravité est fortement perturbée et la température à l'intérieur du second étage du système de refroidissement augmente (« température T2 »), passant progressivement de 4°K à 123°K (voir phase 1, Fig. 3.6.B). Le 8 mai, une nouvelle tête froide est installée mais la manipulation entraîne une augmentation de température du cœur du capteur qui induit une perte temporaire de la supraconductivité, causant un offset de 51.1 nm.s^{-2} (phase 2, Fig 3.6.B). Le système de refroidissement étant de nouveau opérationnel, la sphère est rapidement recentrée et le recentrage est suivi d'une courte phase de relaxation (phase 3, Fig. 3.6.B).

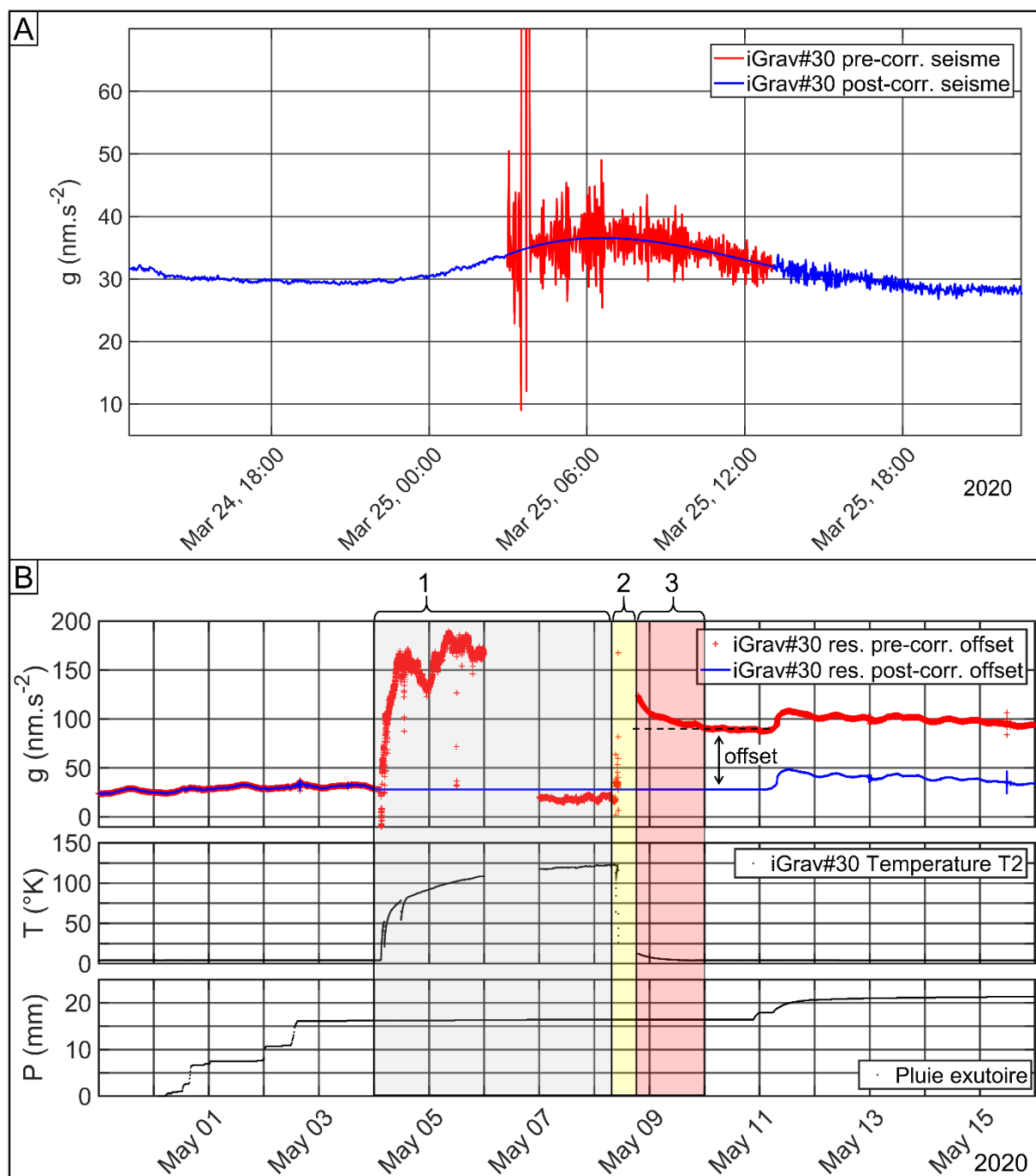


Figure 3.6 **Pré-traitement du signal du gravimètre supraconducteur.** A) correction d'un séisme par interpolation cubique. B) Correction de l'offset du 8 mai 2020 induit par la perte de la lévitation de la sphère supraconductrice. De haut en bas : résidu gravimétrique, température de l'enceinte interne du gravimètre, pluie mesurée à la station météo de l'exutoire du bassin versant. De gauche à droite : 1) perte du refroidissement suite au dysfonctionnement de la tête froide, 2) changement de la tête froide avec perte de la lévitation suite au franchissement de la température critique, recentrage de la sphère supraconductrice 3) système de refroidissement de nouveau opérationnel, phase de relaxation rapide avec offset résiduel.

La correction d'offset effectuée doit prendre en compte l'éventuel effet des précipitations tombées pendant la durée de la panne de façon à ce que l'offset instrumental ne soit pas confondu avec l'augmentation de gravité induite par la pluie (voir par exemple l'effet de l'évènement pluvieux du 11 mai sur le signal gravimétrique, Fig. 3.6.B). Entre le 5 et le 10 mai,

le pluviomètre de la station météo sommitale était malheureusement hors service, mais le pluviomètre situé à l'exutoire du bassin indique qu'aucun évènement de précipitation n'a eu lieu (Fig. 3.6.B). L'offset est donc entièrement d'origine instrumentale et on le corrige en ramenant la valeur de gravité du 10 mai à la valeur du 5 mai (Fig. 3.6.B).

3.4.3 Correction de l'effet des marées

La correction de l'effet des marées nécessite d'établir le « modèle de marée local » de la station gravimétrique sommitale du Strengbach, c'est-à-dire le modèle expliquant au mieux (au sens des moindres carrés) le signal de marée observé par le gravimètre supraconducteur. La finalité étant d'utiliser ce modèle de marée local pour corriger le signal gravimétrique de la contribution des marées $g_{\text{Marées}}$ (Eq. 3.2). On obtient le modèle de marée local par ajustement d'un modèle de marée théorique – qui correspond à la réponse d'une Terre élastique à symétrie sphérique aux perturbations gravitationnelles engendrées par le Soleil et la Lune - sur le signal de gravité observé par le gravimètre supraconducteur. Le modèle de marée local consiste en un lot d'ondes de marées (on peut par exemple citer l'onde lunaire M2 de période semi-diurne et d'une amplitude théorique de 334 nm.s^{-2}), chacune étant définie par sa période, son facteur d'amplitude δ (par rapport aux ondes de marées du modèle théorique) et son décalage de phase $\Delta\phi$ (là encore par rapport aux ondes de marée du modèle théorique) (Torge, 1989).

Il faut noter que la fiabilité du modèle de marée obtenu dépend de la longueur de la série temporelle à disposition. Par exemple, une série longue (> 10 années) permet d'extraire les ondes de marées mensuelles de façon robuste tandis qu'une série courte (2 années) ne le permet pas. En effet, le nombre de cycles de marée observés étant trop faible, d'autres signaux « parasites » présentant des fréquences similaires (comme la charge atmosphérique ou la charge hydrologique) peuvent masquer ou « corrompre » les ondes longues, biaisant ainsi l'analyse de marée. Pour pallier ce problème dans le cas de séries de données courtes, la partie longue période du modèle de marée local est complétée par les ondes de marées théoriques.

On utilise le logiciel d'analyse de marée ETERNA34-X-V71 (Schueller, 2015) pour extraire le modèle de marée local. On choisit d'ajuster seulement les ondes diurnes à semi-diurnes étant donnée la - relativement - courte longueur de la série de données analysée (2 ans et 2 mois). Le signal fourni en entrée de l'analyse de marée est obtenu en corrigeant le signal de gravité prétraité : (i) des ondes de marée terrestres théoriques semi-mensuelles à annuelles, (ii) des ondes de marée océanique semi-mensuelles à annuelles, (iii) du mouvement des pôles, (iv) de la dérive instrumentale de l'iGrav#30, (v) de la charge atmosphérique, et (vi) de la charge hydrologique. Ces corrections permettent d'améliorer la fiabilité du modèle de marée local issu de l'analyse. On obtient ainsi un modèle local avec des ondes de marée de périodes ter-diurnes à diurnes ajustées via l'analyse de marée, que l'on complète avec les ondes de marée terrestre de période semi-mensuelles à annuelles théoriques ($\delta=1.16$ et $\Delta\phi=0$), ainsi que les ondes de marée océaniques semi-mensuelles à annuelles calculées avec le modèle hydrodynamique FES2014b (Lyard et al., 2006).

3.4.4 Correction de l'effet de l'atmosphère

Dans cette section, on présente la méthode mise en œuvre pour corriger le signal gravimétrique de la composante atmosphérique. On compare 3 méthodes de calcul différentes.

L'atmosphère produit des variations temporelles de gravité (charge atmosphérique) pouvant atteindre plusieurs centaines de nm.s^{-2} (c'est-à-dire du même ordre de grandeur que le signal d'origine hydrologique) et qui couvrent une large bande de fréquences, de la minute à l'année (Neumeyer, 2004). En outre, les caractéristiques de la charge atmosphérique dépendent fortement du contexte climatique (Hinderer et al., 2014). La charge atmosphérique est communément décomposée en une contribution dite « newtonienne » qui correspond à l'attraction gravitationnelle de l'atmosphère, et une contribution dite « élastique » qui correspond aux variations de gravité induites par la déformation de la surface terrestre sous l'effet de l'atmosphère (Boy et al. 2002 ; Neumeyer et al., 2004). Les masses d'air situées à proximité du gravimètre (i.e., dans un rayon d'une dizaine de km) contribuent quasi exclusivement de façon newtonienne tandis que le reste de l'atmosphère (i.e., les masses d'air qui se trouvent au-delà d'une dizaine de km) contribuent essentiellement de façon élastique.

On décompose le signal atmosphérique en une contribution dite « locale » $gAtm_{Loc}$ et une contribution « non-locale » $gAtm_{NonLoc}$. La contribution atmosphérique locale correspond à l'attraction newtonienne des masses d'air situées dans un cylindre de 11 km de diamètre et de 50 km d'altitude centré sur le gravimètre supraconducteur (Fig. 5.7). Le signal atmosphérique non local correspond à l'effet élastique de l'ensemble de l'atmosphère et de l'effet newtonien de l'atmosphère hors du cylindre.

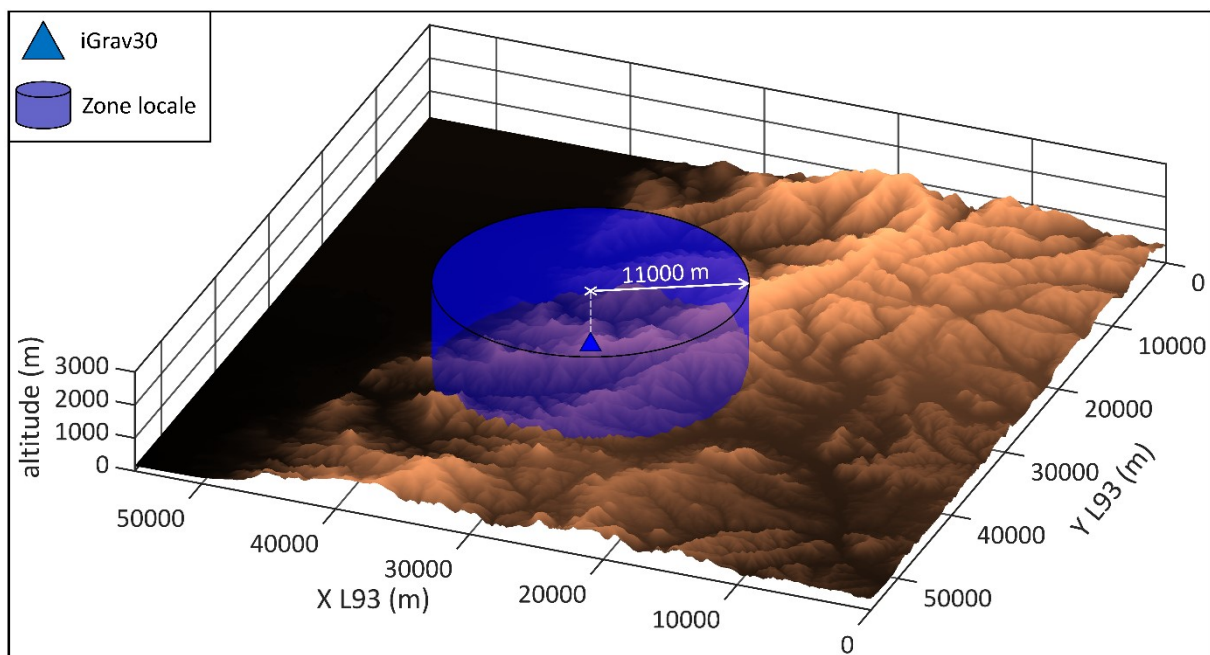


Figure 3.7 **Zone atmosphérique locale centrée sur l'iGrav30.** N.B : La zone locale s'étend en réalité jusqu'à 50 km d'altitude.

La charge atmosphérique totale correspond à la somme de la contribution locale et de la contribution non locale (Eq.3.3) :

$$gAtm(t) = gAtm_{Loc}(t) + gAtm_{NonLoc}(t) \quad \text{Eq. 3.3}$$

La charge atmosphérique non locale $gAtm_{NonLoc}$ est calculée à partir du modèle atmosphérique global ECMWF et est distribuée via le site <http://loading.u-strasbg.fr/GGP/atmos/>. On se réfère à l'étude de Boy et al., (2002) pour une description détaillée de la méthode de calcul de la charge atmosphérique non locale.

On a testé 3 méthodes de calcul pour la charge atmosphérique locale $gAtm_{Loc}$. Les deux premières méthodes (i) et (ii) sont basées sur la pression atmosphérique locale $PAtm_{Loc}$ mesurée par un baromètre équipant le gravimètre iGrav30. La méthode (i) est une méthode empirique tandis que la méthode (ii) est basée sur un modèle d'atmosphère standard et prend ainsi explicitement en compte la structure verticale de l'atmosphère. La méthode (iii) se base quant à elle sur le modèle atmosphérique ECMWF. On présente ci-dessous le détail des 3 méthodes de calcul de la charge atmosphérique locale :

- i) $gAtm_{Loc}(t) = A_{RegLin} \times PAtm_{Loc}(t)$, avec $A_{RegLin} = -2.220 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$ l'admittance barométrique locale calculée via l'analyse de marée par régression linéaire entre pression locale et signal de gravité préalablement corrigé de la contribution atmosphérique non-locale.
- ii) $gAtm_{Loc}(t) = A_{Atmo. Standard} \times PAtm_{Loc}(t)$, avec $A_{Atmo. Standard} = -2.345 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$, l'effet nominal de l'atmosphère locale (Fig. 3.7) dont le champ de densité est décrit avec un modèle d'atmosphère standard (voir la publication, section 3.5.2).
- iii) $gAtm_{Loc}(t) = gECMWF_{Loc}(t)$, qui correspond à l'effet de l'atmosphère locale dont le champ de densité est fourni par le modèle atmosphérique ECMWF.

On compare ensuite la performance des 3 méthodes de calcul proposées pour corriger la contribution atmosphérique locale. Pour ce faire, on corrige tout d'abord le signal gravimétrique observé du mouvement des pôles, des marées, de l'hydrologie non-locale, et de l'atmosphère non locale. On corrige le signal obtenu de la charge atmosphérique locale en utilisant la méthode (i), (ii), ou (iii). On obtient ainsi 3 résidus à norme minimale (Fig. 3.8). On compare les 3 résidus obtenus sur une période exempte de précipitations, et donc exempte de variations « rapides » de gravité dues à l'hydrologie, qui pourraient être confondues avec un signal atmosphérique résiduel.

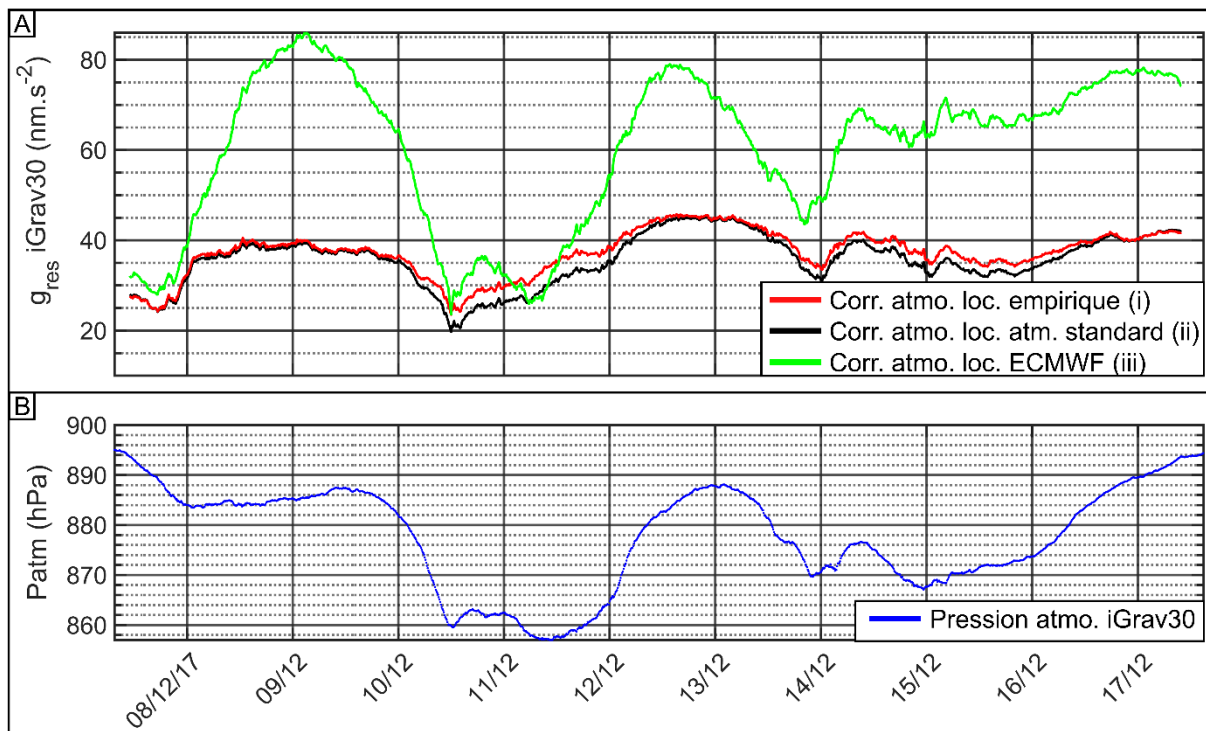


Figure 3.8 **Comparaison de la performance des différentes méthodes de calcul employées pour corriger la contribution atmosphérique locale.** A) Résidus gravimétriques à norme minimale obtenus via les 3 types de correction sur une période exempte de précipitations. B) Pression atmosphérique locale mesurée par l'iGrav30.

On constate que les résidus (i) et (ii) (courbes rouge et noire, Fig. 3.8.A) obtenus à partir des corrections (i) et (ii) montrent de faibles variations de gravité (au maximum 25 nm.s⁻² entre le 10 et le 12 décembre 2017) malgré de fortes variations de la pression atmosphérique locale (plus de 30 hPa entre le 10 et le 12 décembre 2017, Fig. 3.8.B). Au contraire, le résidu (iii) (courbe verte, Fig. 3.8.A) obtenu à partir de la correction (iii) présente encore de fortes variations (plus de 55 nm.s⁻² entre le 10 et le 12 décembre).

On montre ainsi que les corrections (i) et (ii) - qui se basent sur des observations de pression locale - sont beaucoup plus performantes que la correction (iii). La faible performance de la correction (iii) résulte très probablement de la trop faible résolution spatiale du modèle ECMWF (mailles de 16.5 km de côté), qui est d'autant plus critique dans un contexte montagneux tel que celui de la station gravimétrique du Strengbach. Dans la suite du document, on emploie systématiquement la méthode de calcul (ii) pour corriger la contribution atmosphérique locale.

3.5 Publication: New insights on water storage dynamics in a mountainous catchment from superconducting gravimetry

3.5.1 Introduction à la publication

Cet article vise à comparer la dynamique des stocks d'eau en zone sommitale (telle qu'estimée à partir du suivi gravimétrique continu) et à l'échelle du bassin versant du Strengbach (telle qu'estimée à partir du bilan hydrologique du bassin versant, Chap. 2). L'article a fait l'objet d'une publication au *Geophysical Journal International* en janvier 2022. La version présentée ci-dessous correspond au manuscrit accepté pour publication. Le DOI de l'article est :

<https://doi.org/10.1093/gji/ggab328>

3.5.2 Publication

New insights on water storage dynamics in a mountainous catchment from superconducting gravimetry

Q. Chaffaut¹, J. Hinderer¹, F. Masson¹, D. Viville¹, S. Pasquet², J. P. Boy¹, J. D. Bernard¹, N. Lesparre¹, M. C. Pierret¹

1 Institut Terre et Environnement de Strasbourg, Université de Strasbourg/EOST/ENGEES, CNRS UMR 7063, 5 rue Descartes, Strasbourg F-67084, France. *E-mail* : qchaffaut@unistra.fr

2 Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

Abstract

Assessing the spatial and temporal heterogeneity in subsurface water storage has strong societal and environmental implications, as it is a key to assess the water availability for the ecosystem and the society. This challenge is especially significant in mountainous area, where the local population totally depends on springwater as a freshwater resource, while water storage dynamics is complex to evaluate because it exhibits spatiotemporal heterogeneities on all scales as a result of the topography. In this study, we compare the water storage changes of a headwater granitic catchment (CWSC, for catchment water storage changes) with water storage changes assessed from in-situ continuous gravity monitoring performed with an iGrav superconducting gravimeter (SG_{wsc}) located at the summit of the catchment. We show that SG_{wsc} and CWSC exhibit a similar annual cycle, although they deviate in the months following winter peak flow events. We investigate the reasons for these discrepancies using a tank model adjusted on the SG signal. This shows that during these events, the effective discharge in the SG footprint area is much lower than the catchment streamflow. We attribute this difference in the drainage term to a lower contribution of the upper part of the catchment to the generation of peak flow, compared to the lower part.

Keywords: Time variable gravity; Hydrogeophysics; Hydrology

1. Introduction

Assessing the spatial and temporal heterogeneity in subsurface water storage is one of the big challenges identified by the growing critical zone community (e.g., Brooks et al., 2015;

Parsekian et al., 2015). This has strong societal and environmental implications, as it allows, e.g., to understand the links between the water storage dynamic and the vegetation (Rempe 2016), and hence to better assess the effect of water stress on the vegetation, which should help guiding vegetation management (Grant et al., 2013). Understanding the water storage dynamics is also a key to identify streamflow generation processes (Ladouche et al., 2001; Creutzfeldt et al., 2013). Among the wide spectrum of hydro-systems, mountainous areas provide a good illustration of the complexity and relevancy of such challenge: In mountain, Springwater is the only drinking water resource available, which is indispensable for local agriculture, industrial water supply and municipal water supply (Viviroli et al., 2011) but also for the adjacent lowlands (Viviroli et al. 2007). However, the water storage dynamics is difficult to assess because the topography give rise to major lateral redistribution of water and energy, and considerable heterogeneity on all scales, which limits the areal representativeness of any point measurement to assess either fluxes or parameters (Ambroise et al., 1995).

The development of hydro geophysical methods to probe the subsurface water content allows to cope with this measurement challenge from the field scale to the catchment scale (Bogena et al., 2015). Among them, terrestrial gravimetry is particularly well suited because it can measure water storage changes at an intermediate scale (some tens of thousands square meters) once appropriate corrections have been applied onto the gravity signal (mostly tidal and atmospheric corrections). Gravimetry is also an integrative measurement which is sensitive to WSC occurring in every storage compartment of the hydro-system: vadose zone (Fores et al., 2018), snowpack (Flury et al., 2007) and aquifer (Pfeffer et al. 2013). Creutzfeldt et al. (2013) showed that independent storage measurement inferred from in situ gravimetry, in combination with streamflow measurements on the neighboring catchments provides insights into the large-scale structure of mountainous hydrological systems than can help to characterize hydrological processes throughout a basin. In this study, we argue that the combination of WSC estimated from a superconducting gravimeter (SG_{WSC}) installed at the summit of the Strengbach headwater catchment located in the Vosges mountains in France, with the catchment-averaged water storage changes (CWSC) yields valuable information about the streamflow generation processes occurring in this mountain hydro-system.

The gravity signal resulting from hydrology is commonly divided into a kilometric scale local hydrological contribution and a non-local continental scale hydrological contribution (Llubes et al.; 2004; Creutzfeldt et al., 2008; Longuevergne et al., 2009). A wide diversity of geomorphological contexts with temperate climate has been explored with in-situ time-variable gravimetry: karstic environments (Jacob et al., 2008; Deville et al., 2013; Fores et al., 2017; Fores et al., 2019; Watlet et al., 2020), hilly environments located on detritic basins (Meurers et al., 2007; Longuevergne et al., 2009; Mikolaj et al., 2015), or mid-altitude mountainous environment with intact bedrock covered by a saprolite layer (Kroner et al., 2006; Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2010; Creutzfeldt et al., 2010; Creutzfeldt et al. 2013; Masson et al., 2012; Güntner et al., 2017; Chaffaut et al., 2020). Tropical climate environments with strong monsoonal signal such as west Africa or Taiwan have also been investigated with time-variable in-situ gravimetry (Pfeffer et al., 2011; Christiansen et al., 2011; Mouyen et al., 2012; Hector et al., 2014; Hector et al., 2018; Hinderer et al., 2020).

Several deterministic and empirical methods have been developed to link the measured gravity signal resulting from the local hydrology to the local hydrological processes. In a first approach, the modeled hydro-gravimetric signal is computed from local hydro-meteorological measurements assuming a simple spatial distribution for WSC e.g., the Bouguer slab hypothesis (Jacob et al., 2008; Longuevergne et al., 2009). Another approach relies on the adjustment of conceptual hydrological models on the measured local hydrological gravity signal (e.g., Hasan et al., 2008; Deville et al., 2013; Güntner et al., 2017; Fores et al., 2017). In a third approach the local hydrological gravity signal is used to calibrate physically based hydrological models (Creutzfeld et al., 2010; Christiansen et al., 2011; Hector et al., 2018; Fores et al., 2018).

Among the different types of gravimeters available, the superconducting gravimeters (SG) are particularly well suited to study hydrological processes which produce gravity variations whose timescales range from a few minutes (e.g., for a rain event, Delobbe et al., 2019) to several years (e.g., for long term water storage recovery after a significant drought) (Creutzfeld et al., 2012). SG is a relative gravimeter whose output voltage is directly proportional to gravity (see Hinderer et al., 2015 for a review). SG is currently the most sensitive relative gravimeter available and exhibits very good long-term stability of the scale factor (Calvo et al., 2014) and drift (Warburton et al., 2010). For iGrav-type SG, noise level as small as $1 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ has been demonstrated for an integration time of 60 seconds. Thanks to repeated absolute gravity measurements, drift has already been proven to be lower than $50 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$ and linear for an iGrav SG (e.g. $45 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$, Fores et al., 2017), although more studies are required to confirm the linearity of iGrav-type SG.

In this study we rely on continuous gravity monitoring performed with an iGrav SG (Warburton et al., 2010) installed in June 2017 at the summit of the small Strengbach headwater catchment (Fig. 3.9). Here, the SG is intentionally located on the summit to increase the footprint and amplify the sensitivity to the local WSC. Strengbach $CWSC$ and SG_{WSC} are two different integrals of WSC: $CWSC$ integrates WSC occurring in the Strengbach catchment while SG_{WSC} integrates WSC occurring in the upper part of the Strengbach catchment and the two neighboring catchments. Daily to annual SG gravity variations related to local hydrology are characterized to address the following issue: what insights does the SG gravity signal bring onto the hydrological functioning of a mountain headwater catchment? We first describe the field context in section 2. In section 3 the methodology used to extract the local hydrological contribution from the measured gravity signal is detailed, and we evaluate the effect of the WSC spatial distribution on the SG signal, which allows to provide an upper and lower bound for the so-called SG_{WSC} . In section 4, SG_{WSC} is compared at the annual timescale with $CWSC$ in the one hand and global hydrological models MERRA2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2) (Gelaro, et al. 2017) and GLDAS2/Noah v.1 (Global Land Data Assimilation System version 2) (Rodell et al. 2004) in the other hand. Differences between SG_{WSC} and $CWSC$ are then investigated using a tank model adjusted on the SG signal, revealing difference in the drainage term occurring at the catchment scale or in the SG footprint during winter peak flow events. We then discuss the possible causes that could lead to a lower contribution of the upper compared to the lower part of the catchment to the generation of peak flow. Conclusions are given in section 5.

2. Site of study

2.1 A multi-instrumented granitic catchment

The Strengbach catchment is a small (0.8 km²) granitic headwater catchment located in the Vosges massif in the northeastern part of France. It is a mountainous catchment with steep slopes whose altitudes range between 850 m at the outlet and 1150 m at the summit, the catchment topography was achieved at a 0.5 m horizontal resolution with a LiDAR survey made in 2018, with a horizontal and vertical precision of respectively 0.1 m and 0.05 m (Fig. 3.9). The bedrock mainly consists in Hercynian Ca-poor granite with various level of hydrothermal alteration. Apart from granite, a gneiss body outcrops along the northern crest line (Fig. 3.9). Bedrock is covered by a granitic saprolite whose thickness should vary between 1 and 9 m (El Gh'Mari, 1995). This thin superficial layer is expected to host the active aquifer, i.e., the main contributor to the permanent stream draining the catchment (Weill et al., 2017; Weill et al., 2019; Lesparre et al., 2020). Forest cover mainly consists in spruces (*Piceas abies* L.) (80%) and beech (*Fagus sylvatica* L.) (20%). Climate is temperate of oceanic-mountainous type. For a comprehensive description of Strengbach catchment lithology, climate, soil and vegetation cover we refer to Pierret et al. (2018).

Strengbach catchment hydrometeorological fluxes (i.e., rain, outflow, evapotranspiration) are monitored by OHGE (Observatoire Hydro-Géochimique de l'Environnement, <http://ohge.unistra.fr/>) since 1986. OHGE is part of the OZCAR (French network of Critical Zone Observatories: Research and Applications) network for the study of the critical zone (Gaillardet et al., 2018). In the framework of the CRITEX project (<https://www.critex.fr>) a new superconducting gravimeter (SG) iGrav#30 from GWR Instruments Inc. has been installed in June 2017 at the summit of the Strengbach catchment at an altitude of 1104 m in a building with power and internet connection, in the vicinity of a meteorological station (Fig. 3.9). The SG is installed on the edge of a 8.4 m x 4.4 m shelter with concrete foundations but without gravimetric pillar (Fig. 3.9). The SG test mass is located 0.236 meter above the ground. The location of the absolute gravity measurements (FG5) and the reference station of the repetition network of relative spring meters (CG5) are also shown on Fig. 3.9. The SG station is located on the summit of the Strengbach catchment so that all of WSC are occurring below the SG and hence contribute in a cumulative way to the measured gravity signal. The SG integrates WSC occurring in the kilometeric footprint area which includes two other watersheds: the Bourgade catchment and the Saint-Pierre-sur-l'Hâte catchment (Fig. 3.9).

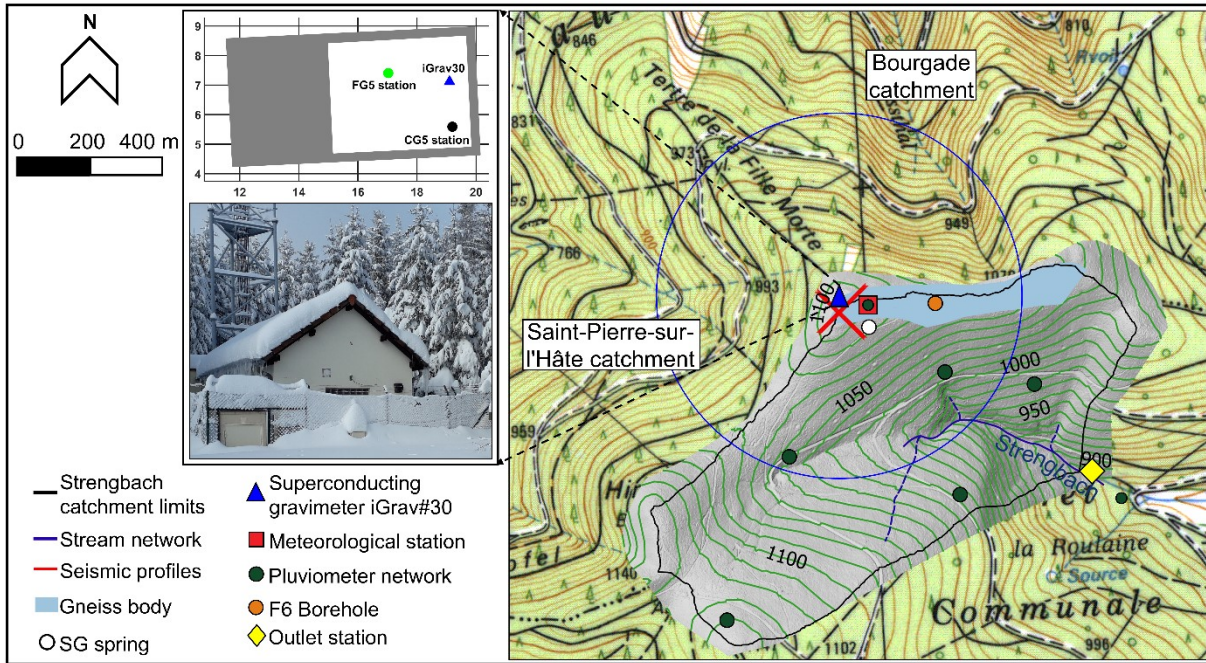


Figure 3.9. **Strengbach catchment instrumentation map.** Left: Outside and inside view of the shelter that houses the superconducting gravimeter (photography taken in January 2021). Right: Topography map of the studied area. The grey zone which includes the Strengbach catchment corresponds to the precise topography model assessed from the 2018 LIDAR survey, the background map (IGN 37180T) is from the French “Institut Géographique National” (IGN), last update March 2020. Altitude difference between iso level lines is 10 m. The blue circle delimits the area located at less than 500 m from the SG.

2.2 Hydro-meteorological characteristics

The Strengbach catchment is a topographic catchment so that the watershed limits correspond to the crest lines. In the absence of any known impermeable body throughout the catchment, we assume that water entering into the Strengbach catchment is fully collected at the outlet, i.e., we consider the Strengbach catchment as a hydrographic catchment. $CWSC$ (see solid black line, Fig. 3.10) is then given by the water balance equation:

$$CWSC(t) = P^{cum}(t) - Streamflow^{cum}(t) - AET^{cum}(t) \quad (Eq.3.4)$$

Where P^{cum} refers to the cumulated catchment-average precipitation (see the bar chart, Fig. 3.10 and Appendix B). $Streamflow^{cum}$ corresponds to the cumulated streamflow (see blue line, Fig. 3.10) measured at a 10-minute time-step by the catchment outlet station (yellow diamond, Fig. 3.9) and AET^{cum} refers to the cumulated actual evapotranspiration (see green line, Fig. 3.10). Precipitation is measured at a 10-minute time-step at the summit weather station which is located 40 m away from SG (red square, Fig. 3.9) by a 1 m high automated rain gauge. When temperature measured at the summit weather station is below zero °C, precipitation is considered as snow. Snow height is also measured at the summit weather station with a 5 cm precision at a daily time-step thanks to daily images provided by a camera pointing at a snow gauge, the snow water equivalent is then computed from the snow fall and the snow height (see Appendix A for a detailed description of the method). Catchment-average precipitation P is computed by scaling summit weather station rain gauge data with a regionalization factor which accounts for rain spatial heterogeneity and effect of measurement height (see Appendix B for a

detailed description of the method). Solar radiation, temperature, humidity, and wind speed are monitored at the summit weather station. These data are used to estimate the actual evapotranspiration at a daily time-step from the BILJOU model that takes into account the forest cover and soil type (Granier et al., 1999).

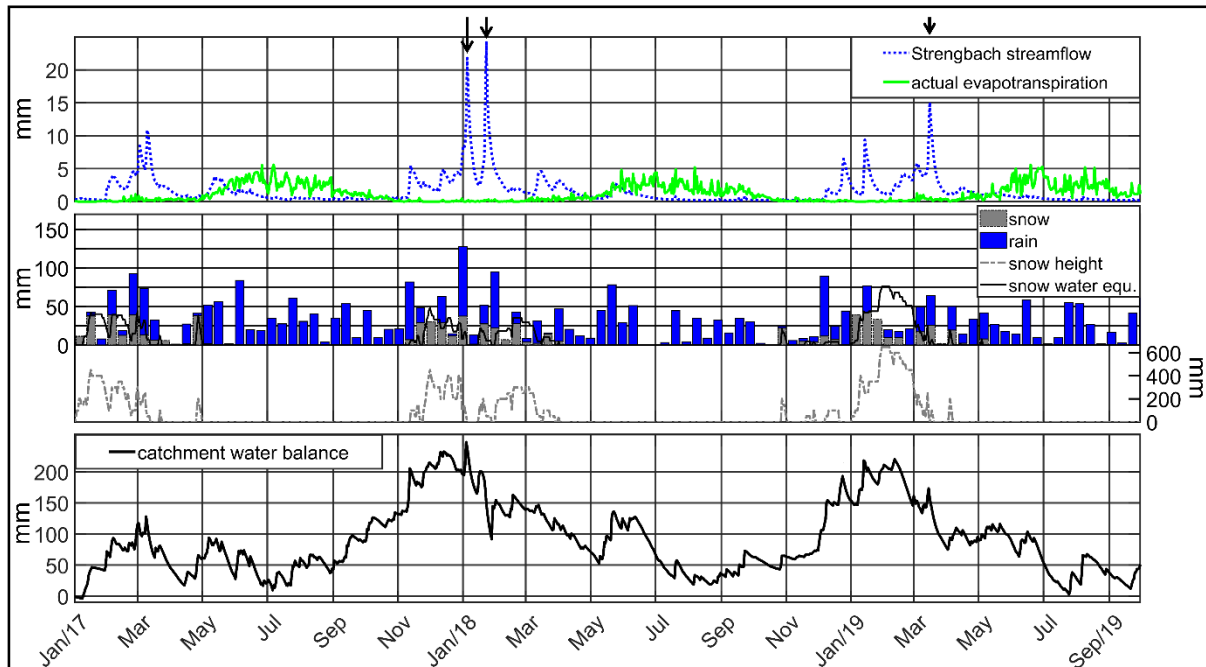


Figure 3.10. **Strengbach catchment hydrometeorological fluxes.** Top: Strengbach catchment daily streamflow and actual evapotranspiration. Middle: Rain and snow precipitation cumulated over a 15-day timestep (bar plot), daily snow height (grey dashed curve) and snow water equivalent (black curve). Bottom: Daily Strengbach catchment water storage changes. Arrows indicate the 5 January, 23 January 2018 and 16 March 2019 peak flow events.

Strengbach streamflow is characterized by major peak flow events occurring during the winter season or at the end of it, in coincidence with major precipitation events whose effect can be amplified by the melting of the intermittent snow cover. In this study we focus on the 5th - 23rd January 2018 peak flow events which reached 21.8 mm.day⁻¹ (equivalent to 0.202 m³s⁻¹) and 24.2 mm.day⁻¹ (0.224 m³s⁻¹), respectively, and on the 16 March 2019 peak flow event which reached 15.1 mm.day⁻¹ (0.140 m³s⁻¹) (see Tab. 1 and the black arrows on Fig. 3.10). For comparison, the mean streamflow for the January 2017 to 2020 period is 1.7 mm.day⁻¹ (0.016 m³s⁻¹). These events were caused by the major precipitation events (snowfall and rainfall) and by the snowpack melting occurring in the days preceding the peak flows: at the summit weather station (Fig. 3.9), the snowpack melting represents 40 % (for the 23rd of January 2018 event) to 56 % (for the 16th of March 2019 event) of the pre-event cumulated precipitation (Tab. 3.4). Note that the melting of the pre-event snowpack did not contribute significantly to the 23rd of January 2018 and the 16th of March 2019 events because the pre-events snow heights were very small (equivalent to 1 mm and 6.3 mm of snow water equivalent, respectively, see Tab. 3.4). For the 5th of January 2018, the contribution of the pre-event snowpack melting is higher because the snowpack was larger (equivalent to 23.4 mm of water, see Tab. 3.4), but its contribution is still secondary compared to the cumulated precipitation falling in the days preceding the peak flow (127.7 mm, see Tab. 3.4).

Table 3.4 **Hydrological characteristics of the 5th of January 2018, the 23rd of January 2018 and the 16th of March 2019 peak flow events.** The “peak flow onset” refers to the onset of streamflow rising, and “peak flow” refers to the time of maximal streamflow. SnowWaterEqu refers to the amount of water stored in the snowpack (see Appendix A), SnowMelt_{cum} and P_{cum} refers respectively to the cumulated snowmelt water produced by the melting of the snowpack (see Appendix A) and to the cumulated precipitation (including snowfall and rainfall) during the period ranging from 2 days before the peak flow onset to the peak flow.

Flood event	Period	Date	Streamflow (mm.day ⁻¹)	SnowWater Equ (mm)	SnowMelt _{cum} (mm)	P _{cum} (mm)	SnowMelt _{cum} /P _{cum} (%)
5 th January 2018	2 days before peak flow onset	27 Dec 2017	4.4	23.4	55.3	127.7	43 %
	Peak flow onset	29 Dec 2017	3.9	28.4			
	Peak flow	05 Jan 2018	21.8	0			
23 rd January 2018	2 days before peak flow onset	15 Jan 2018	2.6	1	23.2	58.2	40 %
	Peak flow onset	17 Jan 2018	2.5	21.5			
	Peak flow	23 Jan 2018	24.2	5.5			
16 th March 2019	2 days before peak flow onset	12 Mar 2019	4.2	6.3	31	55.7	56 %
	Peak flow onset	14 Mar 2019	4.9	24.8			
	Peak flow	16 Mar 2019	15.1	0			

A previous study from Ladouche et al. (2001) investigated the peak flow generation processes within the Strengbach catchment at the event timescale. The authors demonstrated that peak flow resulting from an intense storm event occurring during the low flow period (in May 1994) was mainly caused by runoff coming from the downstream part of the Strengbach catchment (zone 2 and 3 on Fig. 1 of Ladouche et al. (2001), while the hydrological contribution from the upper part of the catchment was negligible (zone 1 on Fig. 1 of Ladouche et al. (2001)). The weak contribution of the upper part of the catchment (zone 1) was attributed to dry soils that need to reconstitute their storages before contributing to streamflow generation.

At longer time scales, during the 2004-2007 period, the contribution of the zone 1 and 2 to the streamflow measured at the catchment outlet varies from 5 to 30 % while it represents as much as 68 % of the catchment area, so it shows that the upper part of the catchment is also less contributive to the streamflow generation than the downstream part (OHGE).

Based on the same May 1994 storm event than the one described by Ladouche et al. (2001), Idir et al. (1999), showed that the wetland zone located in the downstream part of the catchment (Fig. 1 of Ladouche et al. (2001)), supplied as much as 25 -29 % of the streamflow measured

at the outlet station while it occupied only 2% of the catchment area. This wetland zone is therefore particularly reactive and contributive during storm flow events. Geochemical and isotopic studies of the different springs and streams from the Strengbach catchment conducted on two hydrological cycles from 2004 to 2006 also confirmed that the hydrologic contribution of the wetland zone increase when discharge increase (Pierret et al., 2014).

2.3 Underground structure around the SG station

The SG station is located on a gneiss body (Fig. 3.9). Nearby, the F6 borehole (located 250 m west from SG station, Fig. 3.9) is located on the same gneiss body and provides access to the local critical zone (CZ) vertical structure down to a depth of 120 m. For the sake of simplicity, we adopt a 3-layer conceptual model of the CZ structure (e.g., Holbrook et al. 2014; Flinchum et al., 2018; Holbrook et al., 2019) which is based on a F6 well logging. These layers are identified from the top down as: the saprolite layer that is intensively weathered and friable; the weathered bedrock layer with higher fracture density and higher degree of weathering and the protolith or fresh bedrock layer with minor alteration and few fractures. In F6 borehole, a sharp transition is observed at 2.4 m of depth where a mixture of sand and friable rock turns into fractured gneiss. This interface corresponds to the saprolite – weathered bedrock transition. At a depth of 40 m, fractured gneiss is replaced by granite episodically interspersed with hydrologically conductive fractures, sometimes surrounded by intense alteration zones. The transition between weathered bedrock and protolith seems to be localized above the core bottom (120 m depth). Because the CZ structure is highly variable spatially (e.g., Flinchum et al., 2018), the underground structure beneath SG cannot be inferred by extrapolating directly the F6 borehole stratigraphy. We rather used active seismic refraction surveys to estimate the saprolite depth around the SG station. For this purpose, 2 perpendicular 180 m long seismic profiles were acquired in August 2019 (see red lines on Fig. 3.9 and Appendix C). One is following the crest line while the second follows the direction of maximal slope (see Appendix C for a detailed description of the method). In the following we consider 3 meters as a characteristic thickness for the saprolite layer within 100 m from SG station as inferred from the seismic profile analysis.

In a steep forested catchment (Eel River Critical Zone Observatory, Northern California Coast Ranges, USA), Rempe (2016) could access to the vertical structure of WSC thanks to repeated neutron probe surveys within a well network. From these measurements, the author could propose a conceptual model of rock moisture storage mechanisms (Fig. 5.20 from Rempe, 2016) which distinguishes from the top down as: a chronically unsaturated shallow zone with large WSC, a seasonally saturated zone with low WSC and a chronically saturated zone with negligible WSC below the aquifer base level. Then, based on the findings by Rempe (2016), we argue that the subsurface structure, as assessed by seismic tomography around the SG, can bring indirect constrains on the distribution of WSC. If the model of Rempe (2016) also applies to the ridge of the Strengbach catchment, most WSC should occur in the saprolite (which corresponds to the first 3 meters in the SG area) and in the upper part of the weathered bedrock (corresponding to the first ten of meters in the SG area).

3. Data processing

3.1 Extraction of SG local hydrological loading

The SG signal contains tides and polar motion contribution, as well as hydrological and atmospheric loading contributions resulting from both regional and global scales (Boy et al., 2002; Llubes et al., 2004; Creutzfeldt et al., 2008; Longuevergne et al., 2009). We use the atmospheric and hydrological loading product computed at the EOST loading service (<http://loading.u-strasbg.fr>). Loading is available for a regional radius of 0.10° (equivalent to 11 km) or 0.25° (equivalent to 27.5 km). So, in this study, in consistence with available loading products, we defined the regional area as a circle with a radius of 11-km centered on SG location, while the global area includes the rest of the Earth surface. Note that ground uplift or subsidence may also impact gravity, but no significant trend has been observed by the RENAG permanent GNSS station named AUBU operating 40 m away from iGrav30 (Henrion et al. 2020).

The SG was calibrated using a 5-day long series of side-by-side observations made in May 2018 using an absolute gravimeter FG5#206 from Micro-g Lacoste Inc. (Rosat et al., 2018). The resulting SG calibration factor is $-919 \pm 3 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{V}^{-1}$. SG 1-second samples are decimated into 1-minute samples using a standard low pass filter. Then perturbations in the SG signal resulting from lightning spikes, visits in the SG shelter and earthquakes are removed using the remove-restore technique (Hinderer et al., 2015). The SG signal is then corrected from polar motion; the tidal contribution is removed using adjusted diurnal to ter-diurnal oceanic and solid-Earth tides, nominal annual to half-monthly solid-Earth tides (factor 1.16 and lag 0°) and annual to half-monthly oceanic tides from the hydrodynamic FES2014b ocean model (Lyard et al. 2006). For a comprehensive description of the specific tidal correction applied here, we refer to Chaffaut et al. (2020). The SG instrumental drift was estimated based on 3 absolute gravity (AG) measurements performed with a FG5 absolute gravimeter the 28th May – 1st June 2018, the 2nd – 3rd May 2019 and the 3rd - 4th September 2020 in the SG shelter (Fig. 3.9). In a first step, FG5 sets and SG gravity signal are corrected from tides, polar motion, and regional atmospheric signal (using a regional atmospheric admittance factor of $-2.345 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$). Then, the SG signal is sampled at the same dates than FG5 sets, and the SG signal is set to zero at the reference time (28-May-2018 13:06:55 UT), which corresponds to the first FG5 set date. Finally, the corrected SG gravity signal is adjusted on FG5 sets by a weighted linear regression which takes into account FG5 set error, assuming that SG error is negligible (Eq. 3.5):

$$AG_{gravity} + e = g_{Ref} + SG_{gravity} + \dot{d} \times (t - t_0) \quad (\text{Eq.3.5})$$

$AG_{gravity}$ and $SG_{gravity}$ correspond respectively to FG5 sets gravity and SG gravity corrected from polar motion, regional atmosphere and tides (Fig. 3.11); t_0 and g_{Ref} correspond respectively to the reference time (28-May-2018 13:06:55 UT) and to the adjusted reference absolute gravity value. \dot{d} corresponds to SG instrumental drift rate and e is a residual. The choice of a linear model for the instrumental drift is reasonable because the first AG measurement was performed almost one year after the installation of the SG, so that no more initial exponential drift is expected to disrupt the SG signal at the times of AG measurements (Hinderer et al., 2015). At these times, only a nearly linear long term instrumental drift remains, which is not discernable from a long-term exponential drift for time series shorter than 10 years

(Van Camp and Francis, 2007). The adjusted drift rate is $23.36 \pm 1.46 \text{ nm.s}^{-2}.\text{year}^{-1}$ (see dotted black line, Fig. 3.11) and the reference gravity value is $9\,806\,645\,274 \text{ nm s}^{-2}$. Note that the adjusted drift rate is very similar to the long term drift rate observed at J9 Observatory ($26 \text{ nm.s}^{-2}.\text{year}^{-1}$) near Strasbourg where iGrav30 was operated before being transported cold in a short time (a few hours) to the Strengbach station.

The second (May 2019) and - to a lesser extent - the third (September 2020) AG measurement are off the drift-corrected SG time series (average misfit e is -34 nm.s^{-2} in May 2019 and 18 nm.s^{-2} in September 2020, while it is only 4 nm.s^{-2} for the May-June 2018 AG measurement), even when considering the FG5 uncertainty range. The first AG measurement has more weight because it lasted longer (5 days) than the following measurements (1 day), which explains why it is closer to the SG time series. The remaining -weak- discrepancies between AG and drift-corrected SG measurements could result from the fact that both instruments are not exactly measuring at the same location: FG5 is measuring at 1.308 m above the ground at the center of the shelter while the SG is measuring at 0.236 m at the edge of the shelter. As a result, the SG and the FG5 could measure slightly different gravity signal (i.e., at the level of 10 nm.s^{-2}).

For the rest of the study, one has to keep in mind that, while being not perfectly constrained, the long-term SG instrumental drift is small and won't affect the results of this study because: i) we are discussing seasonal or sub-seasonal gravity changes occurring in 2018 and 2019, i.e. after the initial exponential drift which is possibly affecting the first months of the SG time series (at most until October-November 2017) has vanished and became linear, and ii) we do not discuss the trend of the SG signal. Please note that additional AG measurements are planned on a yearly basis, which will further improve the drift estimation.

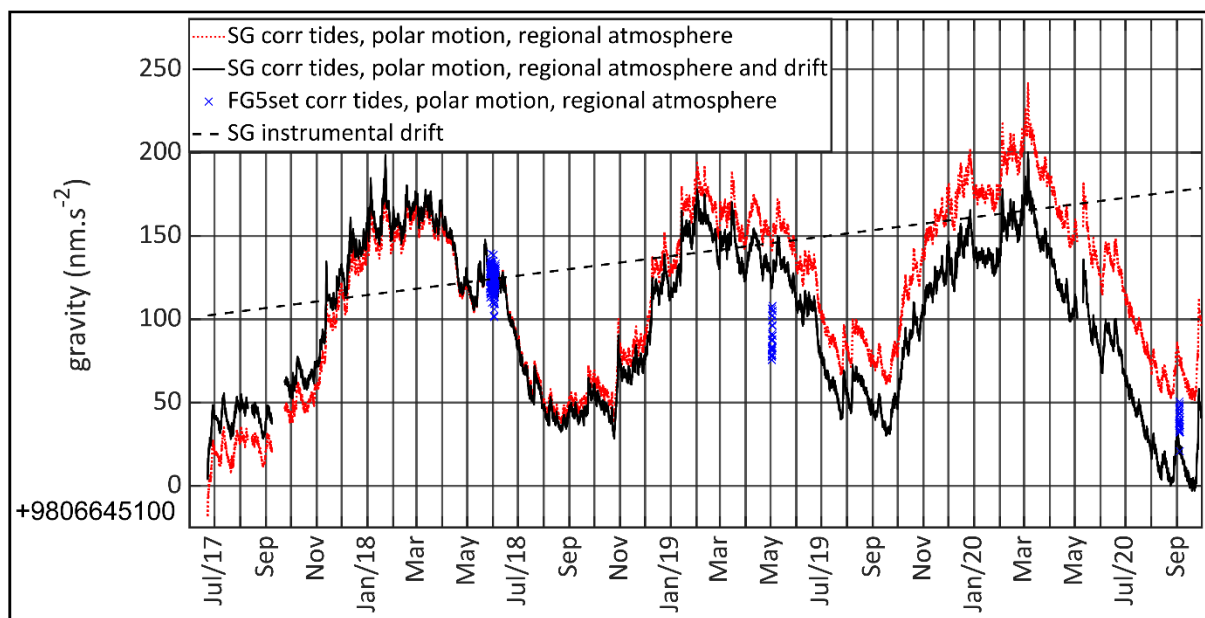


Figure 3.11. Estimation and correction of SG instrumental drift with FG5 set data.

Global hydrological contributions (see blue line on Fig. 3.12.B) i.e., the sum of global Newtonian attraction term and elastic deformation term are estimated by the convolution of loading Green's functions with global hydrological model water height (Boy and Hinderer,

2006; Llubes et al., 2004). We extract the global hydrological loading computed at EOST (<http://loading.u-strasbg.fr/>) based on global hydrology models MERRA2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2) (Gelaro et al. 2017) and GLDAS/Noah version 2.1 (Global Land Data Assimilation system) (Rodell et al. 2004), referred as GLDAS2 in the following. MERRA2 products are available at 1-hour timestep and 50 km resolution while GLDAS2 products are available at 3-hour timestep and 30 km resolution.

Global atmospheric loading is the sum of global Newtonian attraction term and elastic deformation term. The global elastic deformation term is computed by convolving Earth elastic Green's functions with ECMWF atmospheric model surface pressure assuming inverted barometer for the response of the oceans to pressure forcing (Boy et al., 2002). The global attraction term is computed by convolving attraction Green's function with 2.5 D atmospheric density rebuilt from ECMWF surface pressure (Boy et al., 2002). Here, we specifically developed a regional atmospheric loading model which explicitly considers the topography effect and is based on SG local atmospheric pressure measurement. Local atmosphere is defined as a cylinder centered on SG location with a radius of 11 km (in consistence with available loading products at the EOST loading service, <http://loading.u-strasbg.fr/>) whose base mimics the topography and whose top is located 50 km above topography. Regional atmosphere is discretized into prisms (horizontal dimension of 40 m x 40 m, variable vertical dimension: from 5 m at the surface up to 100 m for an altitude of 50 km), pressure in each prism is derived from hydrostatic equilibrium and density is then computed using the perfect gas law. The temperature gradient used in the troposphere (altitude ranging between 0 and 12 km) is $-6.49 \text{ }^\circ\text{K.km}^{-1}$ while the temperature gradient in the stratosphere (altitude ranging between 12 and 50 km) is set to zero. We use a constant surface temperature of 280.2°K which corresponds to the average temperature measured at the SG nearby weather station over the period extending from June 2017 to September 2019. Regional atmospheric admittance $A_{regional}^{Atm}$ is then computed by summing up the gravity effect of all prisms using the integration method described in Leirião et al. (2009). Regional atmospheric loading is then given by:

$$AtmLoad_{regional} = A_{regional}^{Atm} * Patm_{SG} \quad (\text{Eq.3.6})$$

The regional atmospheric admittance $A_{regional}^{Atm}$ value we found is $-2.345 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$. Note that this value is relatively low compared to the usually used empirical admittance value of about $-3 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$ (Fores et al., 2017; Mikolaj et al., 2019). This results from two facts: i) $A_{regional}^{Atm}$ only integrates the atmospheric loading effect up to 11 km from the gravimeter, ii) the SG is located at 1104 m of altitude, so the overlying atmosphere is thinner and its effect is partly compensated by the overlying atmosphere (assuming that SG is located at 0 m of altitude, the same computation would give a value of $-2.703 \text{ nm.s}^{-2}.\text{hPa}^{-1}$ for $A_{regional}^{Atm}$). The rest of the atmospheric loading effect (i.e., coming from a horizontal distance greater than 11 km) is accounted for by the global atmospheric loading effect $AtmLoad_{global}$ (see Eq.3.7) computed by the EOST loading service from the ECMWF global atmospheric model. The total (i.e.,

regional and global) atmospheric loading (see blue line on Fig. 3.12.A) simply corresponds to the sum of regional and global loading:

$$AtmLoad_{total} = AtmLoad_{regional} + AtmLoad_{global} \quad (Eq.3.7)$$

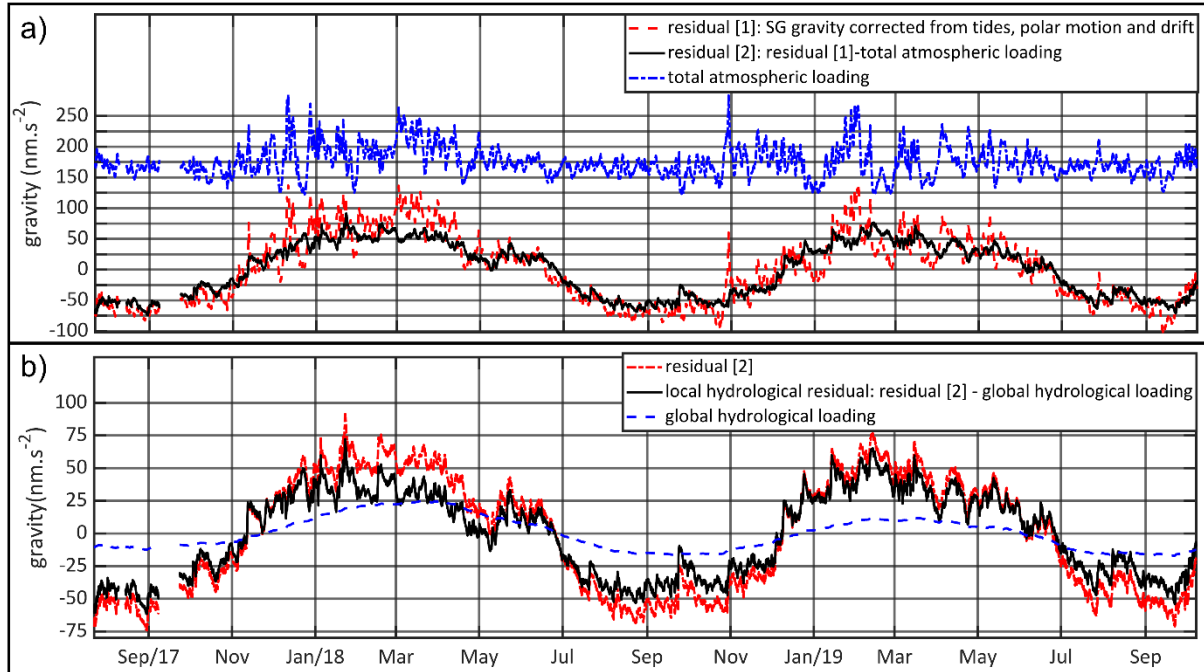


Figure 3.12. **Processing steps for extracting the local hydrological residual.** A) SG gravity corrected from tides, polar motion and instrumental drift (black curve) vs total hydrological residual (red curve). B) Total hydrological residual (black curve) vs local hydrological residual (i.e., total hydrological residual corrected from MERRA2 global hydrology, red curve).

3.2 Effect of the WSC spatial distribution on the SG signal

The scale factor that links the SG local hydrological loading signal to WSC is the hydrological admittance expressed in $nm.s^{-2}.mmWater^{-1}$. At the timescale of precipitation events (i.e., at a daily timescale), the rainfall admittance is a proxy of the hydrological admittance. Rainfall admittance is defined as the ratio between observed gravity step and rain amount (Imanishi et al., 2006; Meurers et al., 2007; Hector et al., 2014; Fores et al., 2017). Intense rain events produce measurable step-like variations in gravity (Fig. 3.13.B) caused by a fast and superficial increase in soil water storage. At short timescale, the infiltrated rainwater is fully stored at shallow depth and there is no water beneath the observatory building because lateral and vertical transfer have no time to happen. As a result, instantaneous rainfall admittance only depends on the topography, the size, and the location (i.e., above or below ground) of the observatory building. Then water starts to redistribute vertically and laterally inducing a time-variable gravity signal.

Here, rainfall admittance is defined as the slope of the best linear model passing through a set of intense and well-defined rain events (i.e., whose duration does not exceed 1 day). We compute the rainfall admittance A_{rain} based on a selection of 39 rain events (snow fall events are disregarded) that presents a rain amount larger than 7 mm, average duration of these rain

events is 11 hours (Fig. 3.13.A). Such rain events are clearly correlated with gravity steps measured by the SG (Fig. 3.13.B). We found a value of $0.45 \pm 0.08 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ for A_{rain} . Fores et al., (2017) showed a systematic increase of A_{rain} in the days following the major rain events, which they attribute to water vertical percolation. We do not observe such a change in our data. There is therefore no evidence of significant vertical water percolation or converging water lateral flux beneath the observatory building in the days following the rain events. Note that A_{rain} is significantly larger than the values found for a gravimetric station located on flat area and with comparable umbrella effect ($0.22 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$, Hector et al., 2014) showing that the summit location of SG significantly amplifies the hydro-gravimetric signal (see Appendix D).

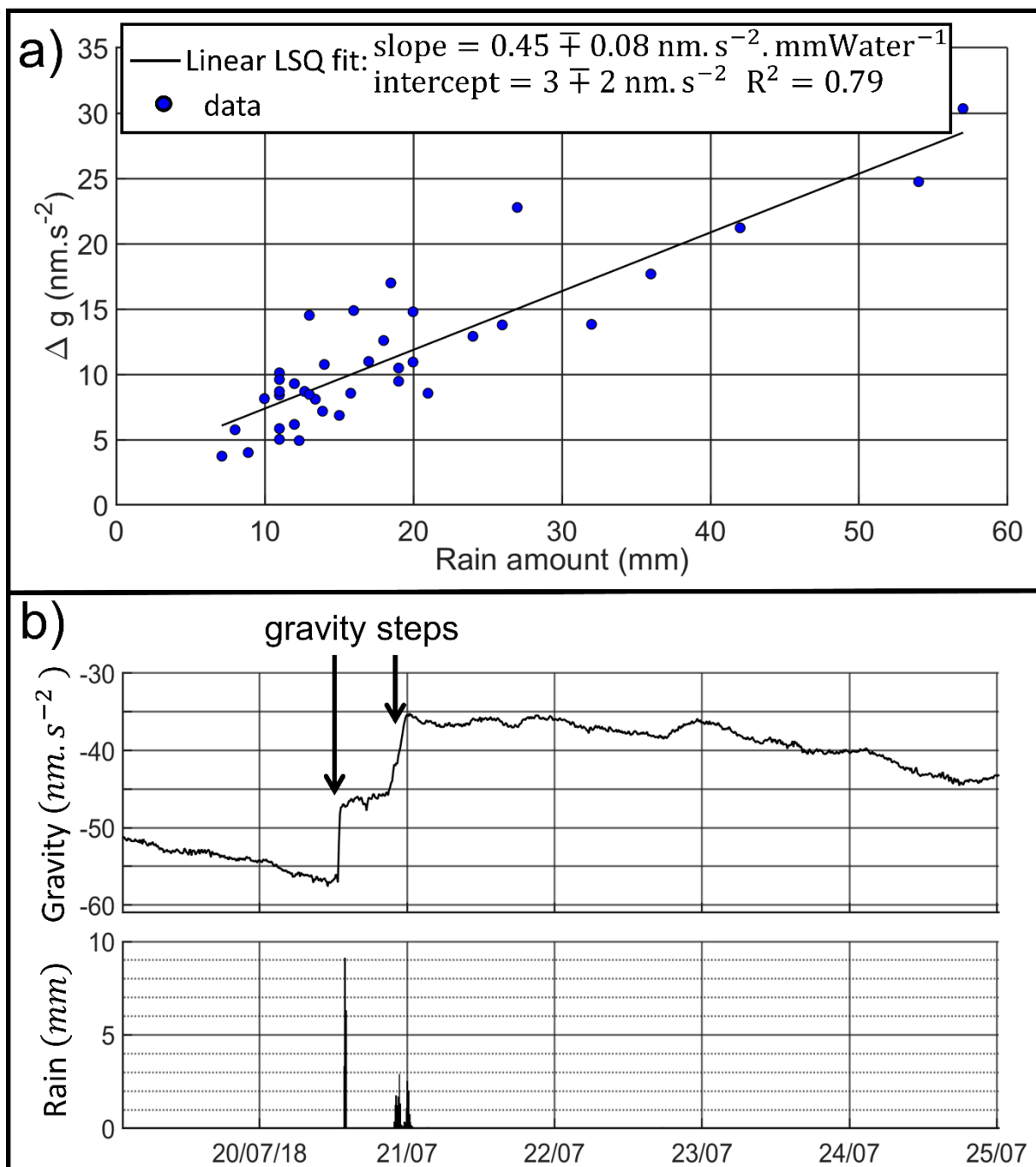


Figure 3.13. A) **Estimation of SG rainfall admittance by linear regression.** B) Step-like gravity changes induced by intense rain-events.

Based on the a priori information on the plausible WSC depth range around the SG station (see section 2.3), we performed numerical experiments to assess the effect of the WSC distribution on the SG signal and to check whether the rainfall admittance value we found is representative of the topographic admittance. Topographic admittance A_{topo} is defined as the gravity effect of a water layer of constant thickness distributed following the topography (Creutzfeld et al., 2008; Longuevergne et al., 2009; Hector et al., 2014). Here, we define the topographic admittance as the gravity effect of a water layer of thickness d and density ρ such as $\rho [kg.m^{-3}] = \sigma/d$, where $\sigma = 100 kg.m^{-2}$ is a nominal water surface density, matching the topography. The water layer is discretized into prisms of variable horizontal dimensions (nested approach as described in Creutzfeld et al., 2008). Then the gravity effect of the water layer - that is A_{topo} - is obtained by summing up the gravity effect of all prisms up to a distance of 30 km from the SG (Fig. 3.14) using the integration method of Leirião et al., (2009), as described in (Chaffaut et al. 2020).

The observatory building acts as a mask which prevents water infiltration below the gravimeter and consequently reduces WSC occurring in the close surrounding of the gravity sensor (Creutzfeld et al., 2010; Deville et al., 2013; Reich et al., 2019), this effect being referred as the umbrella effect (Creutzfeld et al. 2008). For modeling the umbrella effect, we computed A_{topo} by excluding prisms below the shelter i.e. we assume that no WSC is occurring below the shelter. To test the impact of the umbrella effect, we also computed the topographic admittance without taking its effect into account, referred as $A_{\text{topo}}^{\text{No Umbrella}}$ in the following.

We tested the impact of the WSC depth by computing the topographic admittance for different water layer thicknesses. To keep the water surface density σ equal to $100 kg.m^{-2}$, ρ is adjusted to d . We considered a layer of thickness $d = 0.1$ m and volumetric mass $\rho = 1000 kg.m^{-3}$ (i.e., layer depth ranging from the surface down to 0.1 meter, red lines, Fig. 3.14), a layer of thickness $d = 3$ m and volumetric mass $\rho = 33.33 kg.m^{-3}$ (see blue lines, Fig. 3.14) and a layer of thickness $d = 10$ m and volumetric mass $\rho = 10 kg.m^{-3}$ (see black lines, Fig. 3.14).

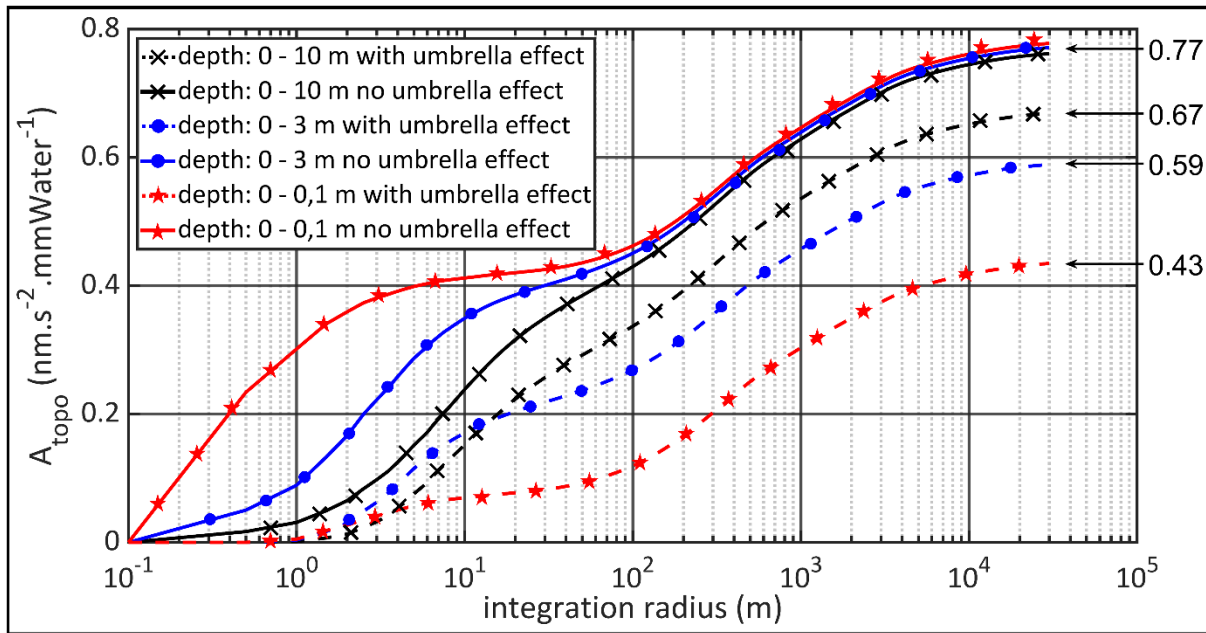


Figure 3.14. **Effect of water depth on the topographic admittance.** Dashed lines: SG topographic admittance with umbrella effect for a water layer of nominal surface density 1 kg.m^{-2} and a depth range of 0-10 m (black), 0-3 m (blue) or 0.1 m (red). Solid lines: same as dashed lines but without considering the umbrella effect.

The asymptotic value of A_{topo} is $0.77 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ without considering the umbrella effect, whatever the water thickness (Fig. 3.14). When taking the umbrella effect into account, the asymptotic value of A_{topo} is $0.67 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ for the 10 m thick water layer and $0.59 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ for the 3 m thick water layer while it drops down to $0.43 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ for the 0,1 m thick water layer (Fig. 3.14). Then, as already pointed out by several studies, the impact of the umbrella effect depends on the water depth: the shallower the water, the more prominent the umbrella effect (e.g., Güntner et al., 2017; Hector 2014). Therefore, the asymptotic value of A_{topo} is also sensitive to WSC depth. Assuming: i) that WSC mostly occur in the saprolite layer i.e. within depths ranging from the surface up to 9 m at some locations of the Strengbach catchment (El Gh'Mari, 1995) or 3 m in the surrounding of the SG (see section 2.2 and appendix C), and ii) that WSC are spatially homogeneous, these numerical experiments indicate that A_{topo} ranges between 0.43 and $0.67 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ if we take the umbrella effect into account. However, one should note that the umbrella effect was modeled using the assumption that no WSC occurs below the SG building, although at least partial WSC may occur below the SG. In this case, A_{topo} would then be slightly higher than indicated by the numerical experiment.

The rainfall admittance A_{rain} we found (i.e. $0.45 + 0.08 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$) is within the range of the computed topographic admittance, and is very close to the 0 - 0,1 m deep topographic admittance (i.e. $0.43 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$). This indicates that fast WSC induced by rain events mostly occurs very close to the surface, at least in the very surrounding of the SG station (within a 80 m radius). A_{rain} is a lower bound A_{Min} of the hydrological admittance A , while $A_{topo}^{No Umbrella}$ ($0.77 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$) is an upper bound A_{Max} of A . In the following, we use A to convert the local hydrological loading signal into WSC (Eq. 3.8), A ranging between $A_{Min} = 0.45 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$

$^2.\text{mmWater}^{-1}$ and $A_{Max} = 0.77 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$:

$$SG_{WSC} [\text{mmWater}] = \frac{SG_{gravity} [\text{nm.s}^{-2}]}{A [\text{nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}]}$$

$$SG_{WSC}^{Max} = \frac{SG_{gravity}}{A_{Min}} \quad (\text{Eq.3.8})$$

$$SG_{WSC}^{Min} = \frac{SG_{gravity}}{A_{Max}}$$

Following the same methodology as for A_{topo} , we also computed the nominal effect of snow stored on the SG shelter roof A_{roof} as the gravity effect of a water layer of constant thickness distributed on the shelter roof (see the snow accumulated on the shelter roof in January 2021, Fig. 3.9). We found a value of $0.08 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$.for A_{roof} . The gravity effect of the snow stored on the shelter roof $g_{SnowRoof}$ is given by Eq. 3.8, where S_{snow} is the snow water equivalent (see appendix A):

$$g_{SnowRoof}(t) = A_{roof}S_{snow}(t) \quad (\text{Eq. 3.9})$$

Note that $g_{SnowRoof}$ is an upper bound of the actual gravity signal produced by the snow on the roof. Indeed, the roof stores less snow than the ground where snow height is actually measured, because snow on the roof is continuously melting due to the heat produced by the SG compressor unit. For the July 2017- September 2019 period considered in this study, maximal value for S_{snow} is 75 mm, so that maximal $g_{SnowRoof}$ is no more than 6 nm.s^{-2} . In the rest of the study, we therefore considered this effect as negligible.

4. Data analysis and modeling

4.1 Comparison between SG WSC and CWSC

In this section we compare SG_{WSC} with $CWSC$ and with the regional contribution of MERRA2 and GLDAS2 global hydrological models noting that signals have been averaged to zero prior comparison (Fig.3.15).

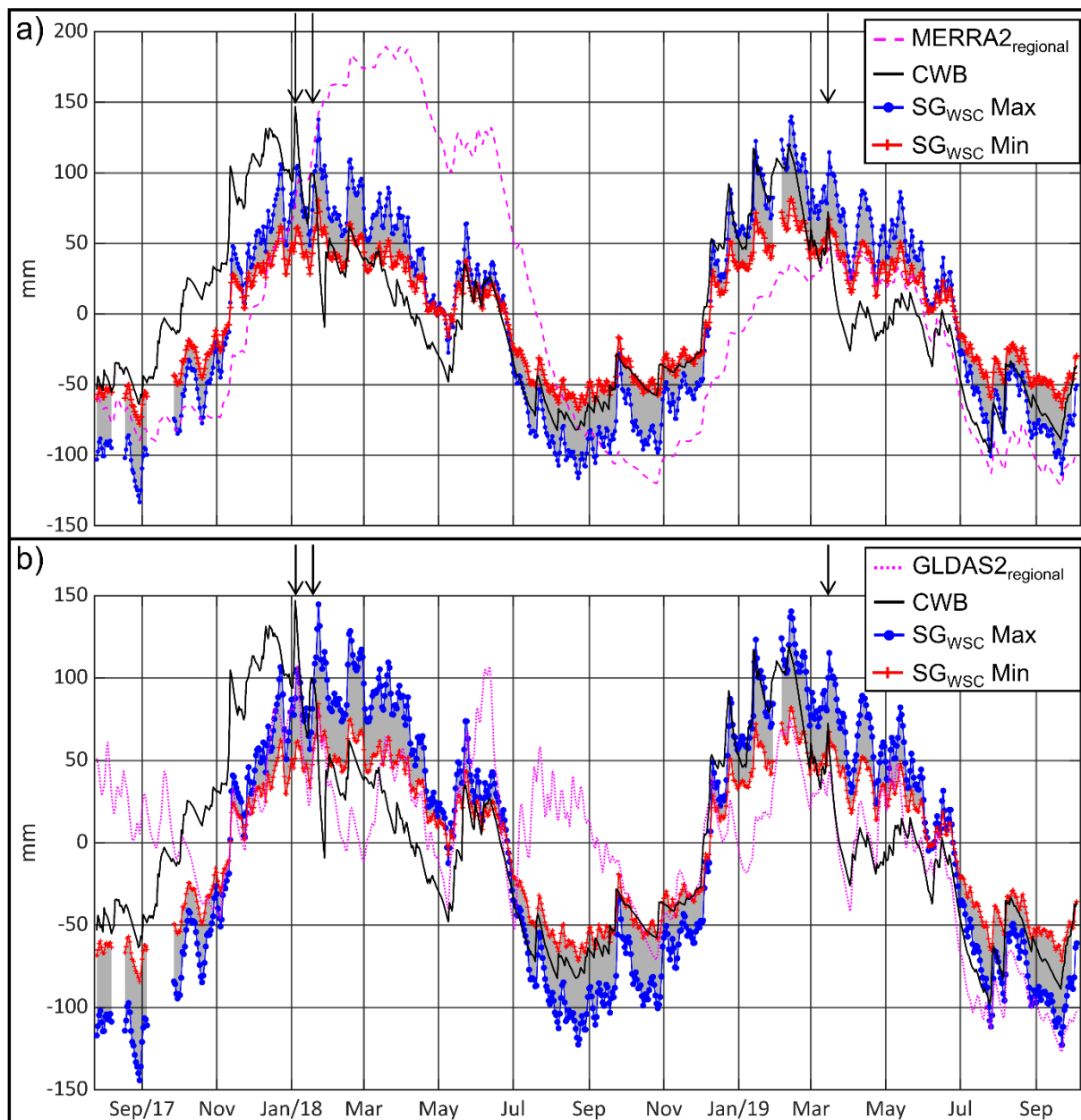


Figure 3.15. **Comparison between SG_{WSC} and hydrology models.** A) SG_{WSC} corrected from MERRA2 global hydrology vs CWSC and MERRA2 regional hydrology. B) SG_{WSC} corrected from GLDAS2 global hydrology vs CWSC and GLDAS2 regional hydrology. Arrows indicate January 2018 and March 2019 flood events. SG_{WSC}^{Max} refers to WSC computed using the lower bound of the hydrological admittance $A_{Min}=0.45 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ while SG_{WSC}^{Min} refers to WSC computed using the upper bound of the hydrological admittance $A_{Max}=0.77 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$.

The root mean square error (RMSE) is lower and the correlation coefficient is significantly higher when comparing SG_{WSC} to the nearby Strengbach CWSC with respect to MERRA2 or GLDAS2 (Fig. 3.15 and Tab. 3.5). Indeed, the MERRA2 and GLDAS2 models present both a low spatial definition (pixel size is $\sim 50 \text{ km}$ for MERRA2 and $\sim 30 \text{ km}$ for GLDAS2) that smooths the storage changes related to small headwater catchments with a strong topography. Note that the MERRA2 regional contribution is significantly better correlated to SG_{WSC} than the GLDAS2 one (Tab. 3.5), so we consider that MERRA2 is a better proxy of global hydrology

as seen by the SG at the Strengbach catchment than GLDAS2. So, in the following, we only discuss the characteristics of the SG signal corrected from the MERRA2 global hydrology.

Table 3.5. Comparison between SG_{wsc} , CWSC and regional contribution of hydrology models MERRA2 and GLDAS2. Correlation coefficients are given with the 99 % confidence level interval. The annual cycle is fitted on SG_{wsc} using the Matlab function provided by Chad et al. (2019)

SG _{wsc} global hydrology correction		MERRA2 _{global}		GLDAS2 _{global}	
Hydrology model		MERRA2 _{regional}	CWSC	GLDAS2 _{regional}	CWSC
RMSE SG _{wsc} vs hydrology model (mmWater)	SG_{wsc}^{Max}	63	40	62	46
	SG_{wsc}^{Min}	68	33	43	34
Correlation coeff. SG _{wsc} vs hydrology model		0.73 (0.69 0.78)	0.82 (0.79 0.85)	0.58 (0.52 0.64)	0.80 (0.76 0.83)
Correlation coeff. SG _{wsc} (corrected from SG _{wsc} annual cycle) vs hydrology model (corrected from SG _{wsc} annual cycle)		0.06 (-0.03 0.16)	0.54 (0.47 0.60)	0.20 (0.11 0.29)	0.48 (0.41 0.55)

SG_{wsc} reaches its minimal value in mid-August 2018 and in mid-September 2019, i.e., at the end of the dry summer period, while it is maximum in mid-January 2018 and mid-February 2019, in coincidence with major winter precipitation events falling as snow and/or rain. CWSC reaches its minimal value in mid-August and end-July for year 2018 and 2019, respectively, while it is maximum at the beginning of January and mid-February for year 2018 and 2019, respectively. SG_{wsc} range is 254 mm (SG_{wsc}^{Max}) - 148 mm (SG_{wsc}^{Min}) of water for year 2018 and 2019. CWSC range is 229 mm of water for 2018 and 217 mm of water for 2019. SG_{wsc} and CWSC have therefore a similar range, noting that CWSC range is closer from SG_{wsc}^{Max} range than SG_{wsc}^{Min} range. In addition, both SG_{wsc} and CWSC reaches a maximal water storage in January to February, and a minimal water storage in August-September (Fig. 3.15.A). Then, SG_{wsc} and Strengbach CWSC exhibit a similar hydrological cycle in terms of amplitude and temporal pattern. However, one should note that this study is based on only 2 hydrological cycles, so it will require validation by extending the comparison between SG_{wsc} and CWSC when more data are available.

One should recall that the SG signal is the sum of the three surrounding catchments contribution (Strengbach, Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte, Fig. 3.9), because of its summit location. Considering a 500 m-radius disk centered on the SG (See the blue circle Fig. 3.9), from which 60 to 78% of the SG signal comes from (as assessed from the numerical experiments using different hypotheses to compute the topographic admittance, see section 3.2), the Strengbach catchment accounts for 35 % of the disk area while the Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte catchment represent the remaining 65 %. For a disk radius of 1000 m, from which 72 to 85 % of the SG signal comes from, the Strengbach catchment accounts for 25 % of the disk surface. Note that even if the SG signal is equally sensitive to the contribution of the upper part of the 3 neighboring catchments, we argue that these catchments exhibit a similar hydrological

functioning, at least in their upper part because they have similar topography, lithology and climate forcing (please see the discussion in section 4.3).

From mid-January to June 2018 as well as from March to June 2019, $CWSC$ is outside the SG_{WSC} bounds (i.e., it is not comprised between SG_{WSC}^{Min} and SG_{WSC}^{Max} , see Fig. 3.15.A). During these periods SG_{WSC} remains high while $CWSC$ decrease, and the onset of the $CWSC$ decrease coincides respectively with the 23 January 2018 and the 16 March 2019 flood events (Fig. 3.15.A). The Strengbach creek flow reaches as much as 24.2 mm.day^{-1} for the 23 January 2018 flood event and 15.1 mm.day^{-1} for the 16 March 2019 flood event (Fig. 3.10), while average annual discharge is 1.7 mm.day^{-1} for year 2018. We attribute the discrepancies between SG_{WSC} and Strengbach $CWSC$ to hydrological processes that differs between the upper part of the hydro-system and those occurring at the catchment scale. In particular, the drainage term representative of the SG footprint area should be significantly lower than the Strengbach creek flow during and after winter peak flow events. This hypothesis is investigated in the next section.

4.2 Tank model

In this section, we aim to compare the drainage term representative of the SG footprint area and the Strengbach streamflow. In particular, we want to test whether the SG drainage term is effectively lower than the Strengbach streamflow during winter flood events. For this purpose, we adjusted a tank model (Fig. 3.16) run at a daily time step on the SG gravity signal (in nm.s^{-2}). We follow the conceptual framework proposed by Jacob et al. (2010) and applied by Deville et al. (2013). The tank model represents the water circulation in the subsurface compartment referred as “soil” (Fig. 3.16). Water input corresponds to the liquid rain P_{rain} and snowmelt water $Q_{snowmelt}$. Water output corresponds to the actual evapotranspiration AET and to the subsurface drainage $Q_{saprolite}$, which is governed by a linear discharge law with an infiltration threshold H_T and a characteristic timescale T (Eq. 2 from Deville et al., 2013).

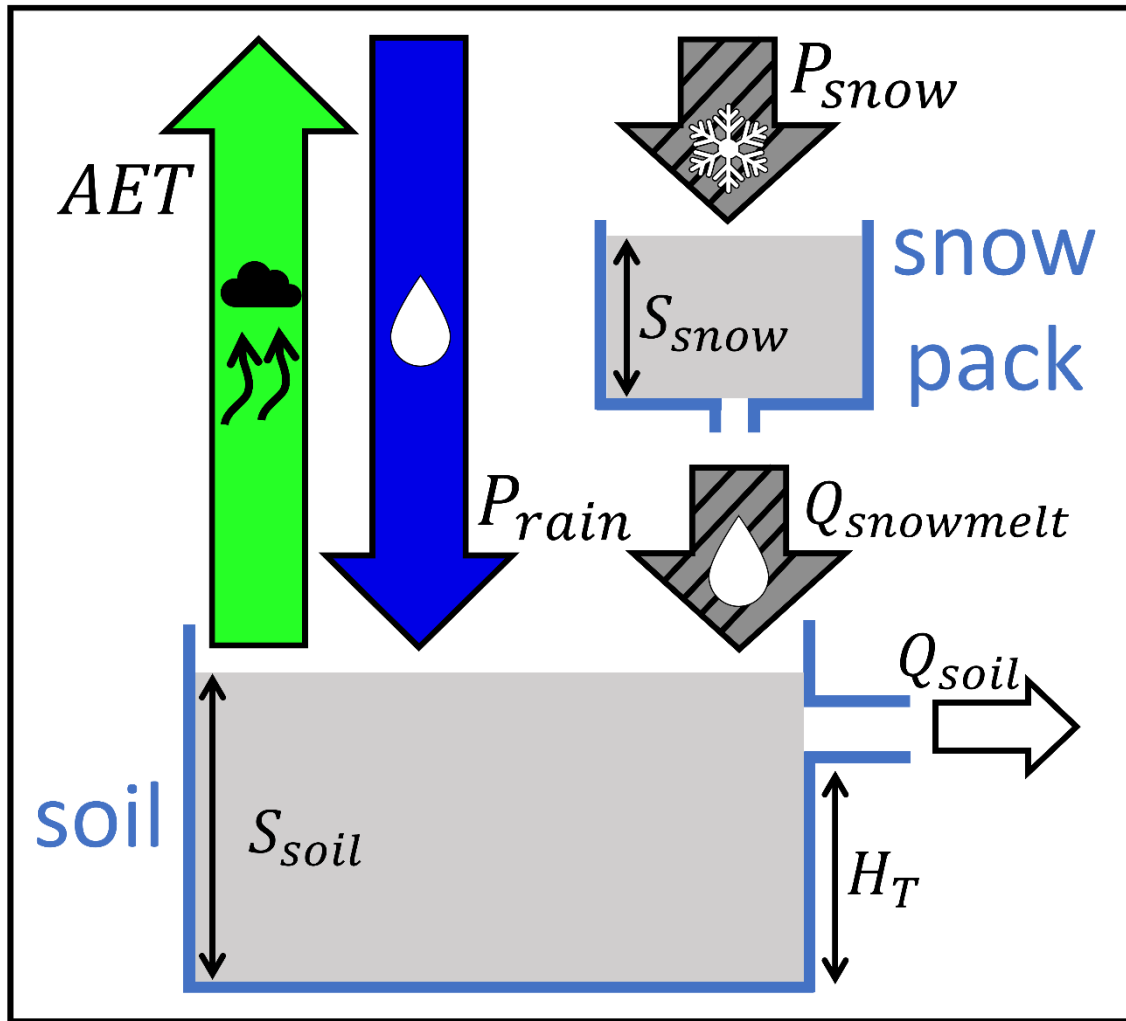


Figure 3.16. **Working principle of the tank model.** Modified from Jacob et al. (2010). The green arrow with the cloud represents the actual evapotranspiration AET , the grey arrow with the snowflake represents the snow fall P_{snow} , the blue arrow with the droplet represents the rain fall P_{rain} , the grey arrow with the streamline represents the melt water infiltrating the subsurface $Q_{snowmelt}$, and the white arrow represents the drainage of the subsurface compartment Q_{soil} .

The total water storage is scaled on the SG gravity signal using a dimensionless factor C (Eq. 3.10). For a comprehensive description of the adjustment of tank models on gravity signal, we refer to Deville et al. (2013).

$$g_{tank} = 2\pi G\rho_w C(S_{soil} + S_{snow}) \quad (\text{Eq.3.10})$$

g_{tank} (see Eq. 3.10) is fitted to the SG local hydrological residual signal with a stochastic inversion by performing 100000 simulations with a uniform random sampling within parameter space (i.e., tank model parameters and initial water level). Accepted models correspond to a model having a RMSE smaller than 1.10 times the best model RMSE (Deville et al., 2013). The average and the standard deviation of the accepted model parameters are computed to determine the final tank parameter sets and their uncertainties.

The tank model scale factor C is 0.87 ± 0.10 , which is equivalent to an admittance factor of $0.36 \pm 0.04 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mmWater}^{-1}$. Note that the tank-model admittance is not significantly

different from the rainfall admittance value we found ($0.45 \pm 0.08 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mmWater}^{-1}$, see section 3.2). The tank model characteristic discharge time T is 55 ± 10 day and threshold H_T is 65 ± 15 mm. This threshold value is of the same magnitude than values ranging from 21 to 82 mm water found by adjusting the same model on absolute gravity measurements performed in a rather different karstic context (Deville et al., 2013). In this study, the value we found for H_T is not negligible compared to the range of SG_{WSC} (it represents 26 % of SG_{WSC}^{Max} range and as much as 44 % of SG_{WSC}^{Min}). It suggests that a significant part of subsurface water storage is not available for drainage, possibly because it is mobilized by the vegetation for evapotranspiration, as identified by Rempe (2016).

The tank model properly reproduces seasonal variations of SG signal (Fig. 3.17.A), and it is significantly closer to the SG signal than the CWSC (RMSE of $11 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ for the best single-tank model compared to a RMSE of $33 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$, respectively $40 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ between CWSC and SG_{WSC}^{Min} or SG_{WSC}^{Max} , see Tab. 3.5). In particular, both 2018 and 2019 June to July gravity recession curves are remarkably well reproduced by the single-tank model. But more importantly, the tank model gravity signal does not significantly differ from the SG signal during and after the March 2019 flood event, as the SG signal is comprised within the grey area covered by acceptable tank models (Fig. 3.17.A). The misfit between the SG signal and the tank model gravity is larger during the period following the January 2018 flood events. In particular, from the 28th of January to the 16th of February 2018, the SG signal is outside from the acceptable tank models area. After the 16th of February 2018, this offset vanished and both SG signal and tank model gravity do not significantly deviate anymore.

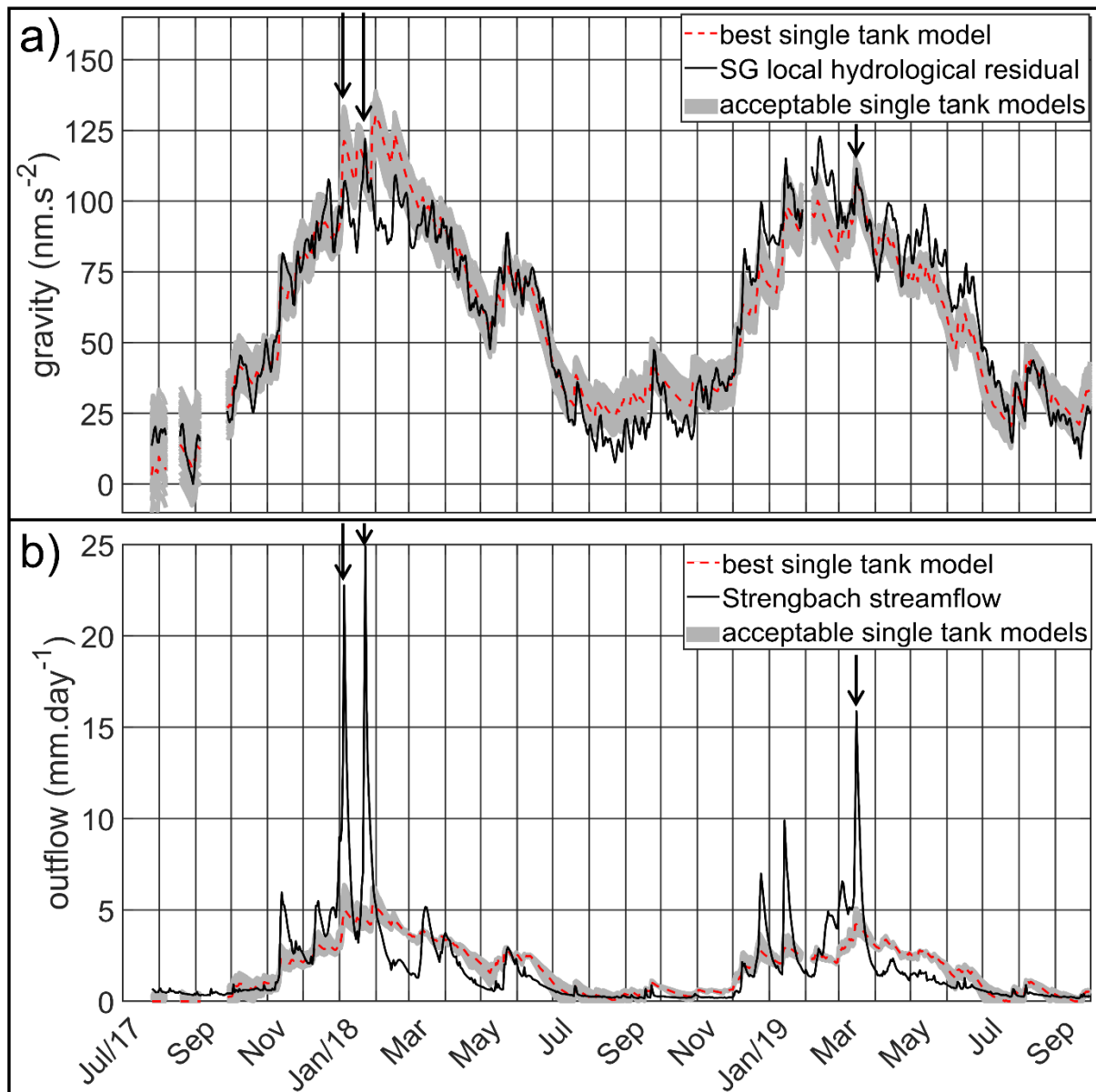


Figure 3.17. **Comparison between SG gravity and tank model outputs.** A) Comparison between SG gravity (black line) and single-tank gravity signal (best single-tank model in dashed red, acceptable models in grey). B) Comparison between Strengbach streamflow (black line) and single-tank model discharge (best single-tank model in dashed red, acceptable models in grey). Arrows indicate the January 2018 and March 2019 snowmelt events.

Both CWSC and tank models have the same water input (daily precipitation reduced from actual evapotranspiration, see Fig. 3.16) but differ in the water output: for CWSC, the water output corresponds to the Strengbach streamflow while the single tank water output is governed by a linear discharge law whose parameters are adjusted on the SG signal. Therefore, the better fit of the single-tank model (adjusted on the SG signal) compared to CWSC can be fully attributed to the water drainage term. Strengbach streamflow reached $25 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ for the 23 January 2018 snowmelt event and $16 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ for the 16 March 2019 event, while SG drainage reached respectively $5 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ and $3.5 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ (Fig. 3.17.B). So, it confirms that during and after winter peak flow event, the drainage term in the surrounding of the SG is much lower than the

Strengbach catchment streamflow. As a consequence, more water is evacuated at the catchment scale than in the SG footprint area which explains the long-lasting discrepancies between SG_{wsc} and CWSC that occur after winter flood events (see section 4.1). Interestingly, one can also note that the SG drainage is similar to the Strengbach catchment baseflow (Fig. 3.17.B).

4.3 Discussion

We show that during winter peak flow events, the drainage term representative of the SG footprint area is significantly smaller than at the catchment scale. We argue that the SG signal is mostly representative of the upper part of the hydro-system, so that our results suggest that the lower part of the catchment is the major contributor to generation of peak flow occurring during the wet period, i.e., when the catchment storage is filled. This is in agreement with hydrologic and geochemical studies showing that the lower areas are hydrologically very reactive and have greater contributions during high water periods (Idir et al., 1999; Ladouche et al., 2001; Pierret et al., 2014).

Interestingly, our results are in agreement with other studies combining SG monitoring with streamflow measurements to get insight into the internal water storage dynamics of catchments: Fores et al. (2017) could properly reproduce the baseflow of the Durzon karstic catchment using a tank model adjusted on SG data, while they could not reproduce the Durzon peak-flows associated with high-precipitation events. They concluded that their SG station was located on a part of the catchment with high storage capacity and no significant fast transfer. In a context similar to the Strengbach catchment, Creutzfeldt et al., (2013) found a strong linear correlation between the monthly drainage term inferred from SG data and the baseflow of neighboring headwater catchments, but they could not reproduce the strong peak flow events occurring at a daily timescale as those we discussed in this paper (see their Fig. 5).

The deviation between the Strengbach streamflow and SG drainage may result from different causes: i) due to its summit position the snowpack could remain longer around the SG than at the catchment scale, as a result of the large altitude difference between the outlet and the SG station (254 m). Such differential snowpack melting between the upper and the lower part of the catchment could explain why the SG drainage is lower than Strengbach streamflow during winter peak flow events. However, the hypothesis i) can be disregarded for the events discussed in this study. Indeed, the melting of the pre-existing snowpack only contributed in a minor way to the generation of peak flow because pre-events snowpacks were small (Tab. 3.4). ii) The SG drainage vs Strengbach streamflow discrepancies could also result from an extended pre-event water storage capacity in the upper part of the catchment compared to the lower part. Indeed, the water storage capacity of the lower part is likely already saturated before the onset of the precipitation events (that lead to the peak flows) so that it could directly contribute to the generation of peak flow, while the contribution of the upper part would be smoother and delayed because it is not water saturated and hence cannot contribute as much and as fast. Hypothesis ii) is plausible as such mechanism was already identified by Rempe (2016) at the hillslope scale to explain the peak flow generation processes resulting from storm events. In this last study, author showed that gradient in the extent of the weathering zone between the crest and the valley bottom led to differences in the threshold precipitation needed to generate a groundwater response, which led to the lower portion of the hillslope contributing to storm runoff well before

the upper part. However, hypothesis ii) would require validation by assessing the water saturation state of the lower part of the catchment by implementing continuous hydrological monitoring with e.g., time domain reflectometry probes or electrical resistivity tomography (Vereecken et al. 2014).

In this study, we discussed the SG drainage – Strengbach streamflow discrepancies in term of difference in water storage dynamics between the upper and the lower part of the Strengbach catchment, considering that the SG is representative of the upper part of the catchment. However, the SG signal also integrate the WSC occurring in the upper part of the neighboring Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte catchments (Fig. 3.9). So that the SG drainage – Strengbach streamflow discrepancies could result from hydrological dynamics in the Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte catchment that differ from the Strengbach catchment one. However, because the three catchments have similar topography, lithology, land cover, and climate forcing (evapotranspiration and precipitation are measured at the summit weather station which is at the crossing point between the catchments), we argue that the Strengbach, Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte catchments should have a similar water balance. One could check this hypothesis by installing gauging stations on the creeks draining the Bourgade and Saint-Pierre-Sur-l'Hâte catchment.

5. Conclusion

We assessed water storage changes from in situ superconducting gravimetry monitoring (SG_{WSC}) performed at the summit of the Strengbach mountain headwater catchment (Vosges mountains, France). We then compared SG_{WSC} with the catchment water storage changes ($CWSC$), showing that both exhibit strong similarities in terms of temporal pattern and amplitude, although they deviate significantly during the months following large winter peak flow events. We show that during and after such events, the drainage term representative of the SG footprint area is significantly smaller than at the catchment scale, which can explain the discrepancies between $CWSC$ and SG_{WSC} . We attributed this feature to a larger contribution of the lower part of the catchment to the generation of peak flows, compared to the upper part. During wet periods, the storage of the lower part of the catchment is likely water saturated, and is therefore very responsive to precipitation events, which lead to a rapid and large contribution to peak flow while the response of the upper part is smoother and delayed because of an extended water storage capacity compared to the saturated lower part of the catchment. Our study therefore illustrates the use of continuous terrestrial gravity monitoring to assess the water storage dynamics in a mountainous context (at the headwater Strengbach catchment in the Vosges mountains, France). It also shows that the topography significantly amplifies the sensitivity of the gravimeter to the water storage dynamics. Hence, this new gravimetric observatory could help to tackle exciting challenges of the critical zone sciences such as the measurement of forest evapotranspiration.

Acknowledgements

The installation of iGrav#30 superconducting gravimeter has been funded by EQUIPEX CRITEX (<https://www.critex.fr>). We thank OHGE (<http://ohge.unistra.fr/>) for providing all hydro-meteorological data used in this study. We thank F. Rembert for helping us to acquire

seismic profiles. We also thank the doctoral school ED413 from the Strasbourg university, as well as ANR HYDROCRIZSTO ANR-15-CE01-0010-02 and the OZCAR network (<http://ozcar-ri.prod.lamp.cnrs.fr/>) which provided the funding for this study. We are very grateful for the considerable work done by the editor Duncan Agnew and two anonymous reviewers which greatly improved the quality of this paper.

Quentin Chaffaut: Conceptualization, Methodology, Data acquisition, Data processing, Results analysis, Writing - original draft, Writing – review & editing. **Jacques Hinderer:** Conceptualization, Methodology, Data curation, Writing – review & editing, Funding acquisition, Supervision. **Frédéric Masson:** Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing, Supervision. **Daniel Viville:** Data acquisition, Data curation, Data processing, Supervision. **Sylvain Pasquet:** Data acquisition, Data curation, Data processing, Writing – review & editing. **Jean-Paul Boy:** Data curation, Data processing. **Jean-Daniel Bernard:** Data acquisition, Data curation, Data processing. **Nolwenn Lesparre:** Data acquisition, Writing – review & editing. **Marie-Claire Pierret:** Writing – review & editing, Funding acquisition.

Data availability

Surface loading computation of GLDAS2 and MERRA2 hydrological loading as well as ECMWF atmospheric loading are available through the EOST loading service (<http://loading.u-strasbg.fr>). Polar motion is provided by the International Earth Rotation Service (<ftp://hpiers.obspm.fr/ers/eop/eopc04/>). iGrav#30 gravity data, absolute gravity data and hydrometeorological data are available *on request to the corresponding author*.

Annex A: Computation of the snow water equivalent at the summit weather station

The snow water equivalent S_{snow} stored in the snowpack is governed by the snow height (see the dashed grey curve on the middle of Fig. 3.10) and snow precipitation P_{snow} (see the bar plot on the middle of Fig. 3.10) following (Eq. A.1) (Creutzfeldt et al., 2008), where Q_{snowmelt} refers to the daily meltwater flux leaving the snowpack (see Fig. 3.18 for a description of the algorithm used to compute Q_{snowmelt}):

$$S_{\text{snow}_{i+1}} = S_{\text{snow}_i} + P_{\text{snow}_{i+1}} - Q_{\text{snowmelt}_{i+1}} \quad (\text{Eq.A.1})$$

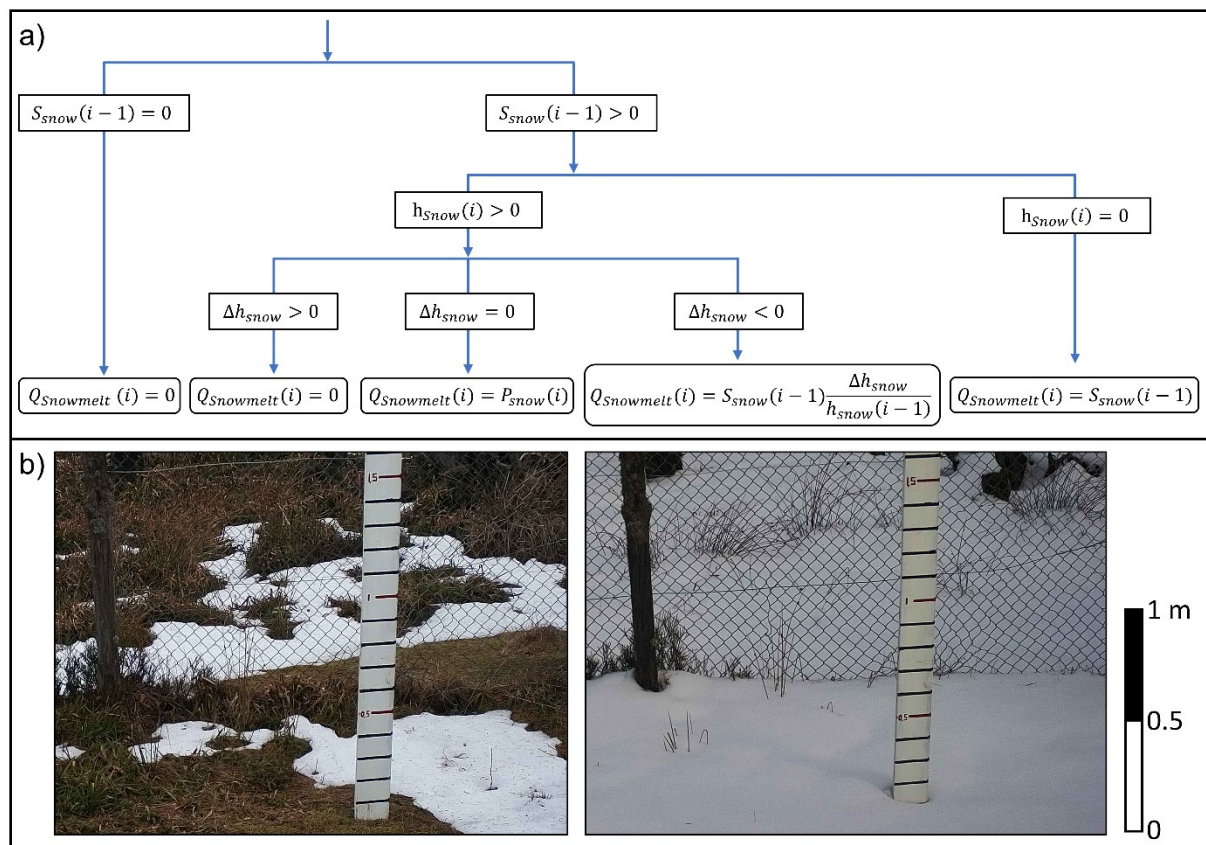


Figure 3.18 **Data and model used to compute the snow water equivalent.** a) Algorithm used to compute the daily meltwater flux Q_{snowmelt} , $i-1$ and i refer to time indices, S_{snow} refers to the snow water equivalent, Δh_{snow} refers to the snow height difference between time i and time $i-1$ (it is negative if the snow height decreased between time $i-1$ and time i). b) Snow gauge used to measure the snow height at the summit weather station.

Annex B: Rain spatial heterogeneity on the Strengbach catchment

On the Strengbach catchment rainfall distribution depends on hillslope orientation due to different wind exposure regarding the dominant westerly wind regime (Fig. 3.19). Wind also induces rain gauge catch deficiencies: rain gauges installed at standard height of 1-meter underestimates precipitation collected in pit-gauges at ground level (Ambroise et al. 1995a, Gérard, 1994). Therefore, PA rain must be corrected for rain gauge deficit as well as rain distribution heterogeneity to be representative of mean catchment hydrological rainfall i.e., the rain amount that reach catchment surface and effectively refill it. The pluviometer network consists in seven cumulative 0,3-meter height rain gauges stations called “SPIEA pluviometer” (Fig. 3.9 and Fig. 3.19) disseminated on the Strengbach catchment to assess rain spatial variability (Pierret et al. 2018). This distributed network is repeated every two weeks since April 2016 during the non-freezing period (from mid-April to mid-October). Here we assume that SPIEA rain equals the hydrological rain. Cumulated 0,3 m height precipitations exhibit a rain gradient: rain amount is decreasing from Southwest to North East (Fig. 3.19). It results from the interaction between topography and westerly dominant wind which induces a significant decrease of rainfall from West to East (Ambroise et al., 1995a).

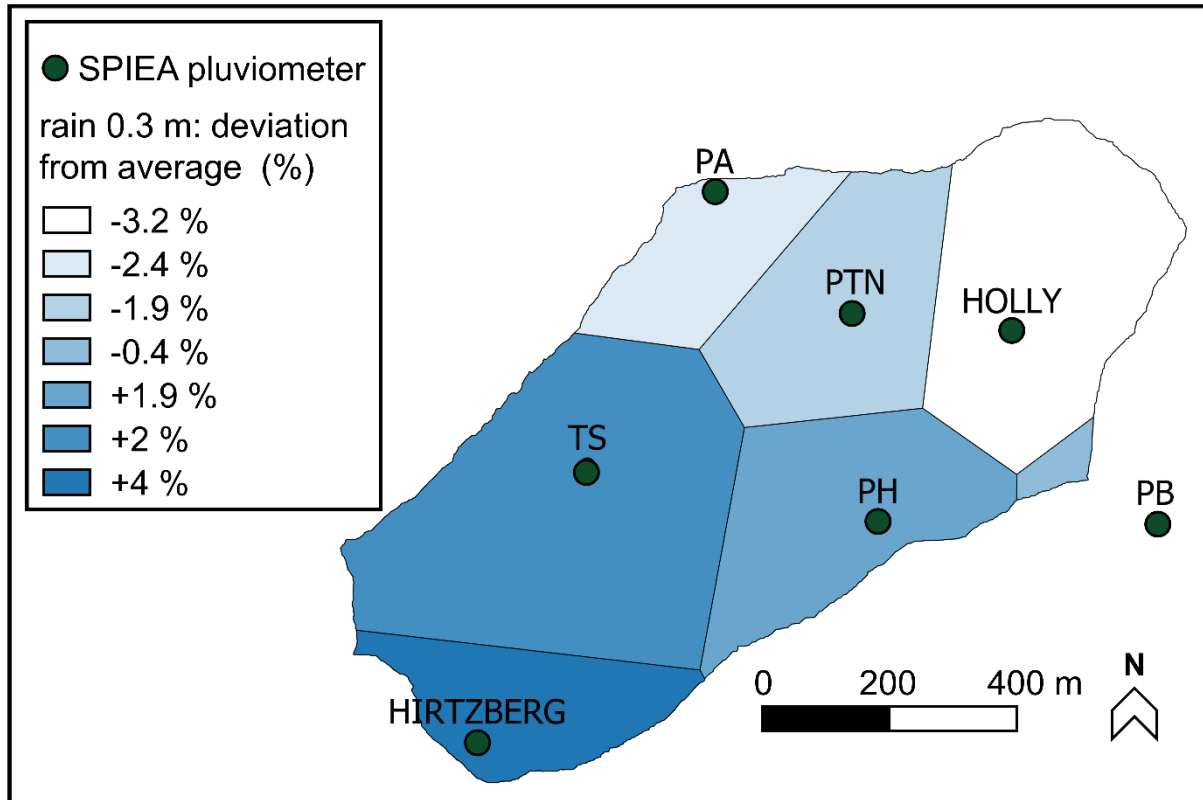


Figure 3.19 Structure of the Strengbach precipitation field measured at a height of 0.3 m.

Catchment-average precipitation P is upscaled from the rain measured at a 10-minute time-step at the summit weather station (Fig. 3.9) with an automatic pluviometer called “PA” by applying a regionalization factor that considers the spatial variability of the precipitation field. We compute the cumulated rain intercepted by each SPIEA pluviometer over period 2016-2019. Rain intercepted by the automatic rain gauge PA is also cumulated over the same period. For each pluviometer site i the regionalization factor is given by (Eq. B.1):

$$RegionalizationFactor_i = (Rain\ SPIEA^i)_{cumulated} / (Rain\ PA)_{cumulated} \quad (Eq.B.1)$$

Footprint of pluviometer sites is defined using the Thiessen polygons approach. The relative footprint of pluviometer site i is given by (Eq. B.2):

$$footprint_i = A_{polygone\ i} / A_{catchment} \quad (Eq.B.2)$$

Finally, the overall regionalization factor is given by (Eq. B.3):

$$RegionalizationFactor = \sum RegionalizationFactor_i \times footprint_i \quad (Eq.B.3)$$

The rain regionalization factor is 1.01 ± 0.03 , catchment-average precipitation P is obtained by multiplying it by PA intercepted rain (Eq. B.4):

$$P = RegionalizationFactor \times PA\ Rain = 1.01 \times Rain\ PA \quad (Eq.B.4)$$

Annex C: Underground structure around SG station inferred by seismic tomography

Seismic travel times were picked manually on the recorded shot gathers, then inverted for subsurface P-wave velocity (V_p) structure using a travel time- tomography code available in the pyGIMLI library (Rücker et al., 2017). For each line, we ran 144 inversions with different starting models and regularization parameters to estimate model uncertainty (see Pasquet et al., 2016 for more details). Seismic profiles cannot be calibrated using the vertical rock stratification observed in F6 borehole because none of them exactly cross the borehole location. We therefore rely on other studies conducted in a similar granitic context to infer the saprolite - weathered bedrock interface depth from seismic velocities. Flinchum et al. (2018) used a seismic velocity contour of 1.2 km/s to pick the saprolite-weathered bedrock interface, while Holbrook et al. (2019) used a velocity contour of 1.4 km/s. Because both studies were conducted in a context similar to the Strengbach catchment we use the average of proposed seismic velocity contour, i.e., 1.3 km/s to pick the saprolite – weathered bedrock interface. Using this velocity criterion, we found an average saprolite depth of 3.1 +/- 0.7m ranging from 4.5 to 1.5 meter along the crest profile (profile #10, see Fig. 3.20). For the profile along the maximum slope (profile #14, see Fig. 3.20), average saprolite depth is 2.6 +/- 0.7 meter and range from 4.5 to 1.0 meter. Both profiles show a good match at their intersection with an estimated saprolite depth of 2.5 m for profile #10 and 2.0 m for profile #14. Note that profile #14 crosses SG shelter terrace which has been built by partial removal of surface material. This last point certainly explains the thinner saprolite layer observed on profile #14.

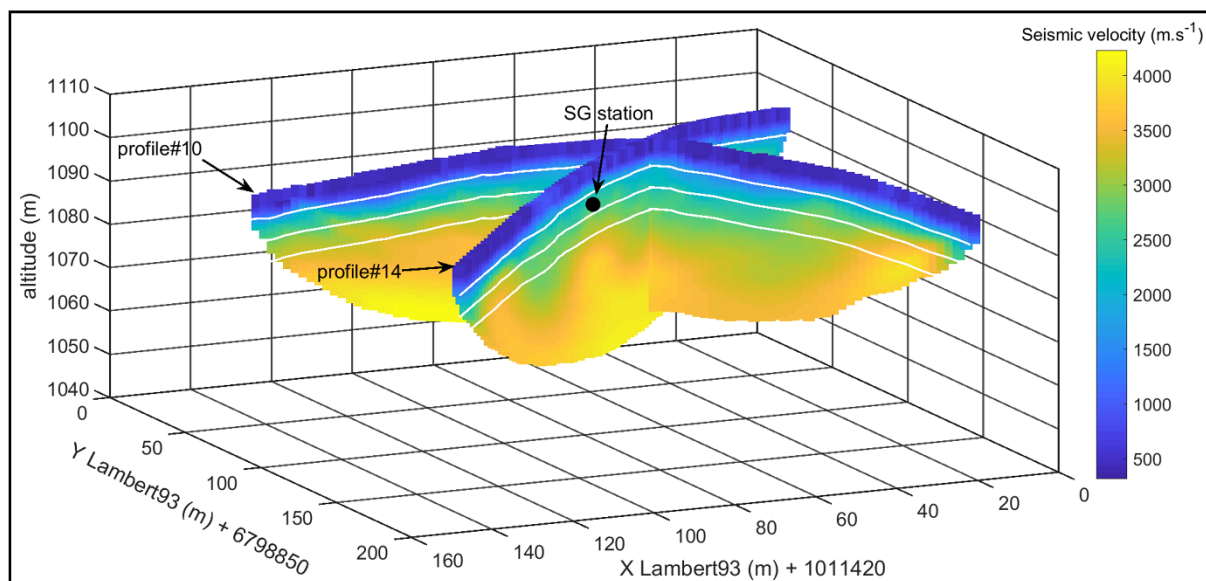


Figure 3.20 Underground seismic velocity nearby SG station inferred from seismic tomography. For better visualization, white iso-depth lines are drawn at depth of 5, 10 and 15 m.

Annex D: Topographic admittance map

In order to investigate the effect of topography on the gravity signal, we computed the topographic admittance for virtual gravity stations distributed over the Strengbach catchment, with a spacing of 1 meter between each station (Fig. 3.21). On the crest, the topographic

admittance can reach $0.9 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mmWater}^{-1}$ (Fig. 3.21), i.e. more than twice the classical Bouguer value for a flat model, showing that the topography significantly amplifies the gravity signal. At the SG location, the topographic admittance is $0.77 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mmWater}^{-1}$ when we do not consider the umbrella effect.

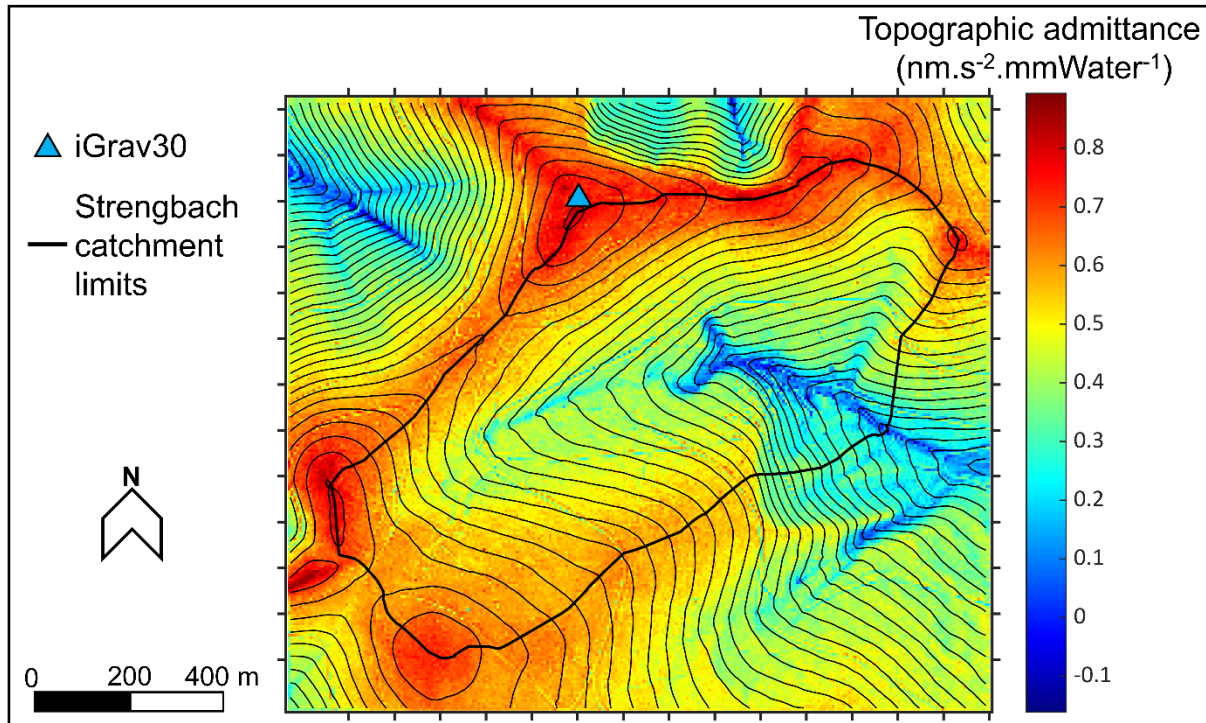


Figure 3.21. **Topographic admittance map.** Altitude difference between iso-level lines is 10 m.

3.5.3 Synthèse de la publication et discussion complémentaire

Cette étude permet de montrer que la dynamique des stocks d'eau en zone sommitale (telle qu'estimée à partir du suivi gravimétrique) et à l'échelle du bassin versant (telle qu'estimée par l'approche du bilan hydrologique) présentent un cycle annuel similaire. Les deux signaux diffèrent toutefois significativement à la suite d'épisodes de crues se produisant en hiver pendant la période des hautes eaux.

On montre qu'au cours de ces épisodes de crue, le débit de drainage spécifique (i.e., le volume d'eau exportée par unité de surface, en mm d'eau) de la zone sommitale est plus faible que le débit spécifique du ruisseau du Strengbach, ce qui permet d'expliquer la divergence observée. Cela suggère ainsi une moindre contribution de la partie supérieure du bassin versant par rapport à la partie inférieure à la génération du débit de crue en période de hautes eaux. Durant les périodes humides, la capacité de stockage de la partie inférieure du bassin versant est probablement saturée, ce qui conduit à une forte réactivité de ce compartiment aux événements de précipitation. La vidange de la partie inférieure du bassin versant contribue ainsi rapidement et de façon importante à la génération du débit de crue, tandis que la réponse de la partie supérieure est plus lisse et retardée en raison d'une capacité de stockage d'eau plus importante. Un tel mécanisme est plausible car il a déjà été identifié par Rempe (2016) pour expliquer les processus de génération de débit de pointe résultant d'événements pluvieux au sein d'un bassin versant forestier de montagne situé en Californie du Nord.

Notre étude permet ainsi d'étendre aux périodes de hautes eaux les conclusions des études d'Idir et al. (1998) et de Ladouche et al. (2001) qui montrent que la zone saturée de fond de vallon (Fig. 2.3) a une contribution spécifique beaucoup plus grande que le reste du bassin versant lors d'une crue d'orage se produisant en période de basses eaux.

La Fig. 3.22 permet d'illustrer les redistributions de stock d'eau entre la zone sommitale et le reste du bassin versant au cours de l'année hydrologique s'étendant de septembre 2018 à septembre 2019. On constate que la courbe de vidange se trouve au-dessus de la courbe de recharge : pendant la phase de vidange, le stock spécifique de la zone sommitale diminue donc moins rapidement que le stock spécifique de l'ensemble du bassin versant. On note que la courbe de vidange présente un point d'inflexion le 21 mars 2019 : avant cette date le stock spécifique du bassin versant montre une forte (et rapide) diminution tandis que le stock de la zone sommitale varie peu et reste élevé, conformément aux conclusions présentées dans la publication.

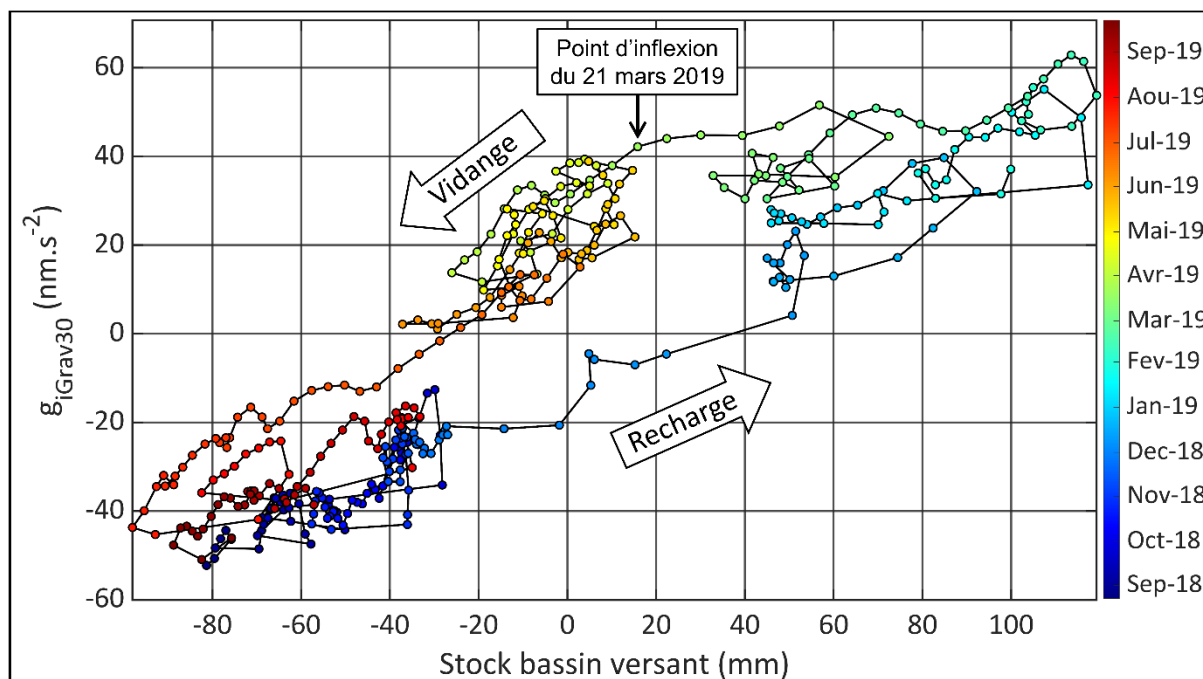


Figure 3.22 **Relation entre le stock du bassin versant et le résidu hydrologique iGrav#30.** On présente les observations à un pas de temps journalier sur l'année hydrologique s'étendant de septembre 2018 à septembre 2019. La ligne noire permet de montrer la continuité de temps entre deux mesures successives.

La partie supérieure du bassin versant pourrait donc agir comme un château d'eau permettant d'alimenter la partie basse du bassin versant et de soutenir le débit du ruisseau du Strengbach entre avril et septembre. La courbe de recharge a une pente relativement constante, ce qui suggère que la zone sommitale et l'ensemble du bassin versant ont une dynamique de recharge similaire.

3.6 Mise en évidence du cycle d'évapotranspiration journalier

L'évapotranspiration (ET) décrit le transfert d'eau entre la surface (toit du couvert végétal) et l'atmosphère. Elle correspond à la somme de l'évaporation directe du sol et de la transpiration des végétaux. C'est un des flux majeurs intervenant dans le cycle de l'eau. Dans le cas du bassin versant du Strengbach, l'ET correspond à 36 % des précipitations sur la période s'étendant du 1^{er} janvier 2017 au 1^{er} janvier 2020 (Chap. 2). Dans cette section, on montre que le gravimètre supraconducteur de l'observatoire du Strengbach permet d'imager le cycle d'évapotranspiration à l'échelle journalière.

Van Camp et al. (2016) ont démontré qu'il était possible d'imager directement le cycle d'évapotranspiration journalier à la station de Membach (Belgique) avec un gravimètre supraconducteur. Pour ce faire, les auteurs ont tout d'abord extrait le résidu hydrologique local en appliquant les corrections usuelles au signal de gravité observé. Puis, ils ont extrait les journées chaudes et sèches des mois d'été (juin à septembre) sur une période de plus de 10 ans, ces journées ont ensuite été corrigées des variations de gravité associées au drainage de l'eau. A partir de ces lots de journées sèches, ils calculent pour chaque mois un signal journalier moyen au pas horaire (Fig. 3.23.A). Les auteurs montrent finalement que le cycle journalier moyen obtenu correspond à la signature du cycle d'évapotranspiration journalier.

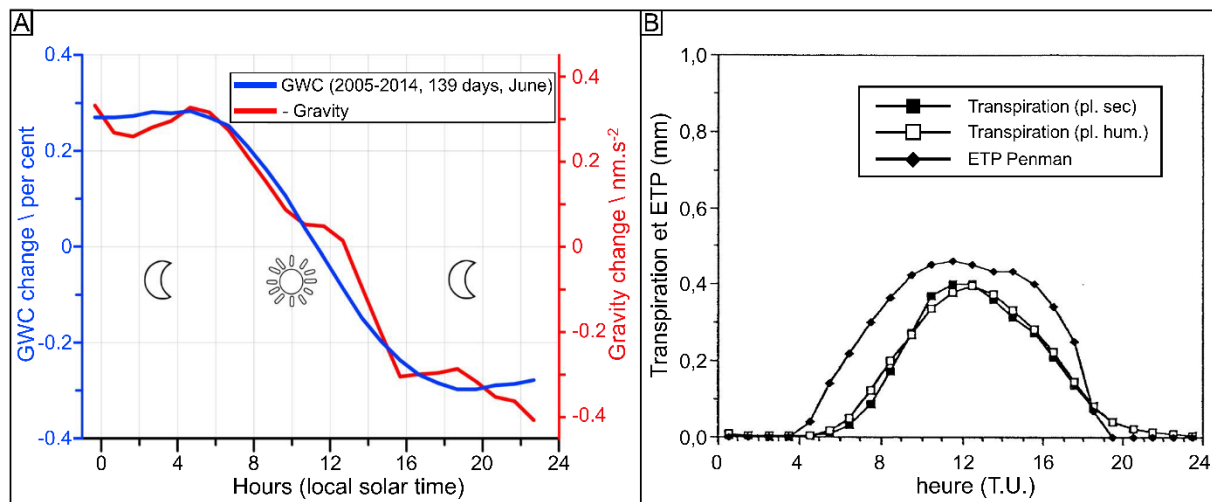


Figure 3.23 **Cycle journalier d'évapotranspiration observé sur le site du Strengbach et à l'observatoire gravimétrique de Membach (Belgique).** A) Courbe rouge (« Gravity change ») : cycle journalier moyen de gravité observé à l'observatoire de Membach (Belgique) pendant le mois de juin entre 2005 et 2014 (10 ans de données). Courbe bleue : (« Ground Water Content change ») : cycle journalier moyen de la teneur en eau du sol mesuré par une sonde TDR (Time Domain Reflectometry) sur le site de Membach. Modifié d'après la figure 1 de Van Camp et al. (2016). B) Flux de transpiration horaire à l'échelle de la parcelle forestière mesuré sur le site du Strengbach le 13 juillet 1990 et flux d'évapotranspiration potentielle (ETP). Modifié d'après la figure 6.8.c de Biron (1994).

On se propose d'appliquer à l'observatoire du Strengbach la méthodologie employée par Van Camp et al. (2016) sur la période s'étendant de juillet 2017 à septembre 2019, on distingue plusieurs étapes de traitement :

- i) On travaille à partir du résidu hydrologique local au pas horaire (en nm.s^{-2}) que l'on doit convertir en stock d'eau équivalent (en mm). Pour ce faire, on suppose que les variations de stock d'eau associées au cycle d'évapotranspiration ont lieu dans la couche de saprolite, c'est-à-dire entre la surface et 3 mètres de profondeur. On convertit donc le résidu hydrologique local en stock d'eau équivalent (en mm d'eau) en utilisant une admittance hydrologique de $0.595 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmEau}^{-1}$ (voir la section 3.5.2 pour plus de détails).
- ii) On extrait tous les intervalles de temps de 48 h exempts de précipitations (pluie=0mm) des mois d'été (juin à septembre), et on ne conserve que le deuxième jour de chacun de ces intervalles (Fig. 3.23.A). On corrige également le stock d'eau équivalent du terme de drainage. A partir du lot de journées sélectionnées, on calcule finalement le cycle journalier moyen au pas horaire (Fig. 3.24.B, graphe du haut). On applique la même méthodologie au débit du ruisseau du Strengbach (Fig. 3.24.B, graphe du bas).

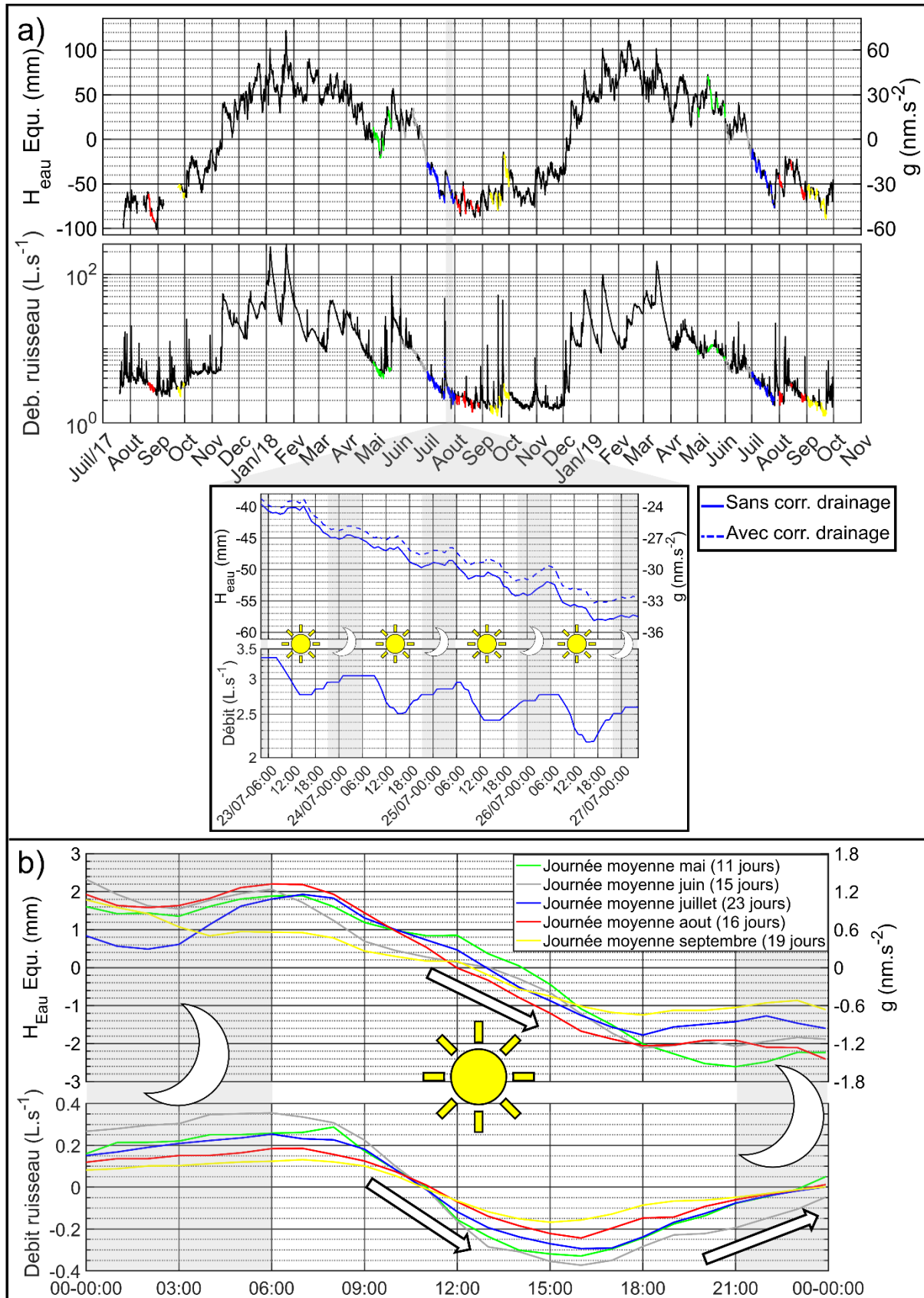


Figure 3.24 Mise en évidence du cycle d'évapotranspiration journalier dans les chroniques de débit ainsi que dans le stock d'eau équivalent calculé à partir du résidu hydrologique. A) Stock d'eau équivalent $H_{eau} Equ.$ et débit du ruisseau sur deux années hydrologiques 2017-2018 et 2018-2019, les

couleurs matérialisent les périodes exemptes de précipitations pour les mois de mai, juin, juillet, août et septembre. On effectue un zoom sur une période de vidange estivale suivant un événement pluvieux. B) Chroniques journalières moyennes du stock d'eau équivalent $H_{eau\ Equ}$. Et du débit pour les mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

On constate que les variations de stock d'eau équivalent ainsi que le débit du ruisseau suivent un cycle journalier moyen, qui apparaît clairement quel que soit le mois considéré (Fig. 3.24.B) :

- i) Le stock d'eau équivalent commence à décroître à partir de 06:00 puis il atteint un plateau à partir de 18:00 pour les mois de juin, juillet août et septembre tandis qu'il faut attendre 20:00 pour le mois de mai (Fig. 3.24.B, graphe du haut). Entre 00:00 et 06:00 le stock d'eau équivalent oscille autour d'une valeur moyenne, c'est particulièrement le cas pour le mois de juillet. A l'opposé, entre 18:00 et 00:00 le stock d'eau équivalent est très stable.
- ii) Les heures de début et de fin de la décroissance du stock d'eau équivalent coïncident respectivement avec le démarrage et l'arrêt de l'évapotranspiration mesurée au pas horaire par Biron (1994) sur le site du bassin versant du Strengbach par la méthode du cumul de flux de sève (Fig. 3.23.B).
- iii) Quelque-soit le mois considéré, le débit du Strengbach commence à décroître à partir de 06:00, il admet un minimum à 16:00 puis augmente de nouveau jusqu'à admettre un maximum le jour suivant à 06:00 (Fig. 3.24.B, graph du bas). On observe donc une forte correspondance temporelle entre l'heure de début de la décroissance du débit, et l'heure de début de la décroissance du stock d'eau équivalent.
- iv) Les cycles journaliers mis en évidence dans le signal de stock équivalent et dans le débit disparaissent complètement si l'on inclut les journées pluvieuses dans le calcul du cycle journalier moyen, ce que Van Camp et al. (2016) ont également montré dans le cas de Membach.

La correspondance temporelle entre le stock d'eau équivalent et le débit suggère que le cycle d'évapotranspiration journalier est bien à l'origine des variations journalières de stock d'eau équivalent mises en évidence sur la figure 3.24. En effet, la cyclicité journalière du débit du Strengbach est un marqueur de l'évapotranspiration (Ambroise et al. 1988, Ambroise et al., 1995). Pendant la journée, la végétation située dans la zone saturée transpire, ce qui détourne une partie des écoulements de subsurface au profit des plantes et au détriment de l'alimentation du ruisseau dont le débit diminue. En fin de journée, le taux d'évapotranspiration diminue, l'eau est de nouveau disponible pour alimenter le ruisseau dont le débit re-augmente.

Pour chaque mois, on calcule la variation de stock d'eau journalière (Col. 2, Tab. 3.6) en effectuant la différence entre la valeur moyenne de la première partie de la nuit (1^{er} « plateau » de 00:00 à 06:00) et la valeur moyenne de la deuxième partie de la nuit (2^{ème} « plateau » de 21:00 à 00:00). L'erreur sur la valeur moyenne du plateau correspond à la dispersion des données sur la période correspondante. On calcule l'amplitude « pic à pic » du débit (Col. 3, Tab. 3.6) et on présente l'évapotranspiration journalière moyenne (Col. 4, Tab. 3.6). On constate que les variations journalières de stock d'eau sont du même ordre de grandeur que

l'ETP journalière. On constate également que les variations journalières de stock d'eau sont les plus faibles pour le mois de septembre (2.2 ± 0.8 mm), c'est également en septembre que l'amplitude du débit du Strengbach est la plus faible (0.3 ± 0.1 mm).

Tableau 3.6 **Caractéristiques moyennes des journées sèches utilisées pour calculer les chroniques journalières moyennes pour chaque mois de l'été.** Δ stock eau équivalent : Différence entre le stock d'eau équivalent du premier et du second plateau de la chronique journalière de stock équivalent moyenne obtenue en stackant les journées sèches. Δ débit : Différence entre le débit maximal et le débit minimal de la chronique de débit journalière moyenne. ETP journalière : Evapotranspiration journalière moyenne des journées sèches.

Mois	Δ stock eau équivalent (mm d'eau)	Δ Débit ($L.s^{-1}$)	ETP journalière (mm)
Mai	3.9 ± 0.6	0.6 ± 0.2	3.1
Juin	3.8 ± 0.5	0.7 ± 0.3	4.8
Juillet	2.4 ± 0.6	0.5 ± 0.2	4.9
Aout	3.9 ± 0.6	0.4 ± 0.1	3.8
Septembre	2.2 ± 0.8	0.3 ± 0.1	2.5

D'après les observations effectuées (diminution du stock d'eau équivalent seulement pendant la journée en coïncidence avec la période d'évapotranspiration des arbres, même ordre de grandeur que l'ETP) on peut affirmer avoir identifié le cycle d'évapotranspiration journalier sur le site du bassin versant du Strengbach à partir du suivi gravimétrique assuré par le gravimètre supraconducteur.

Il faut tout de même noter que bien que la procédure de « stack » permette de faire ressortir le cycle journalier moyen (Fig. 3.24.B, graph du haut), l'amplitude des variations de gravité associées au cycle d'évapotranspiration journalier est petite, et du même ordre de grandeur que la précision de notre modèle de marée. On constate en effet la présence d'une oscillation dans le signal de gravité aux alentours de 12 :00 (voir le graph du haut dans le petit insert Fig. 3.4.A). Cette oscillation est due à un ajustement imparfait des ondes de marée semi-diurne à ter-diurne, du fait de la longueur relativement courte durée de la série temporelle de gravité analysée (2 ans et 2 mois). Une analyse de marée effectuée sur une série d'observation plus longue (5 ans) permettra d'obtenir un modèle de marée plus précis, et de mieux faire ressortir le signal associé au cycle d'évapotranspiration journalier.

3.7 Conclusions et perspectives

Ce chapitre permet de montrer l'apport du suivi gravimétrique continu effectué en zone sommitale avec le gravimètre iGrav30. La comparaison de la dynamique des stocks d'eau en zone sommitale d'une part, et de l'ensemble du bassin versant d'autre part permet de mettre en évidence une dynamique de stockage différentielle entre la partie supérieure et la partie inférieure du bassin versant. Au sein de ce chapitre, on démontre également le potentiel de la gravimétrie supraconductrice pour suivre à l'échelle journalière les faibles variations de stock associées à l'évapotranspiration. On note toutefois que l'installation du gravimètre supraconducteur dans le bâtiment sommital, bien que permettant un environnement de mesure stable, représente aussi une limite car l'effet de masque généré est difficile à estimer, en particulier en l'absence de mesures d'humidité sous le bâtiment.

La station gravimétrique sommitale du Strengbach bénéficiera bientôt de l'installation d'instruments de mesure hydro-climatique complémentaires, ce qui permettra d'aller encore un pas plus loin dans la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach. L'installation d'une sonde à teneur en eau TDR (Time-Domain-Reflectometry) en zone sommitale est prévue à la fin de l'été 2021. Cet instrument mesurera le profil vertical de teneur en eau dans les 50 premiers cm du sol. Cette nouvelle mesure permettra de déterminer la dynamique des stocks d'eau au sein du compartiment « sol ». Par un calcul hydro-gravimétrique direct, on pourra estimer la contribution des variations de stock d'eau du sol au résidu hydrologique du gravimètre supraconducteur, ce qui permettra de déterminer si les variations de teneur en eau du sol suffisent à expliquer le signal observé par l'iGrav30.

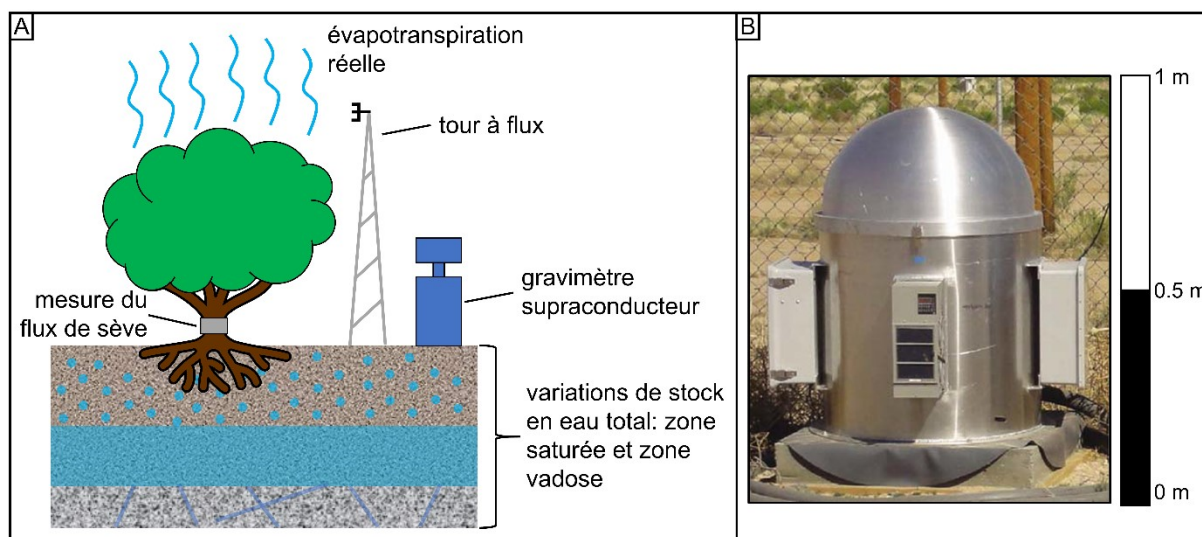


Figure 3.25. Combinaison d'un gravimètre supraconducteur et d'un dispositif de mesure de l'évapotranspiration permettant d'étudier l'effet du stress hydrique sur les végétaux. A) Schéma de principe : le gravimètre est sensible aux variations du stock d'eau total incluant la zone saturée et la zone vadose, tandis que les mesures de flux de sève et/ou la tour à flux permettent de mesurer l'évapotranspiration réelle. B) iGrav installé dans son enceinte de terrain. Reproduit à partir de la figure 2 de Kennedy et al. (2016).

On notera également l'installation prochaine d'une « tour à flux » en milieu de versant au niveau de la station micro-gravimétrique STR7 (Fig. 2.3). La tour à flux sera complétée par

l'installation de dispositifs de mesure du flux de sève des arbres (Granier, 1985 ; Biron, 1994). Le gravimètre supraconducteur et la tour à flux se complètent mutuellement. Le gravimètre est en effet directement sensible au stock d'eau local tandis que la tour à flux et les capteurs de flux de sève permettent de mesurer le flux d'évapotranspiration. La combinaison des deux types de mesure permettrait ainsi d'établir l'évolution du flux d'évapotranspiration en fonction du stock d'eau disponible, et donc d'étudier les stratégies d'adaptations mises en place par les végétaux lorsqu'ils sont en situation de stress hydrique.

Pour ce faire il serait nécessaire de déplacer le gravimètre supraconducteur à proximité de la tour à flux ou sur une parcelle forestière équipée de dispositifs de mesure du flux de sève (Fig. 3.25.A). Il faudrait pour cela acquérir une enceinte de mesure de terrain (Fig. 3.25.B), permettant de déployer l'iGrav30 à l'extérieur d'un bâtiment, et par là même de diminuer très fortement l'effet de masque. Plusieurs auteurs ont déjà montré la faisabilité d'une telle démarche (Kennedy et al., 2014 ; Güntner et al., 2017).

Chapitre 4. La gravimétrie hybride pour cartographier la dynamique des stocks d'eau dans le bassin versant du Strengbach

SOMMAIRE

4.1 INTRODUCTION	82
4.2 GRAVIMETRIE HYBRIDE	83
4.3 LA MESURE MICRO-GRAVIMETRIQUE	83
4.3.1 LE GRAVIMETRE DE TERRAIN SCINTREX CG5	84
4.3.2 SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LES SOURCES D'ERREURS	85
4.4 MISE EN ŒUVRE SUR LE BASSIN VERSANT DU STRENGBACH	87
4.4.1 RESEAU DE MESURE DE GRAVIMETRIE HYBRIDE	87
4.4.2 PROTOCOLE DE MESURE	89
4.4.3 TRAITEMENT	93
4.4.4 ESTIMATION DE LA FIDÉLITÉ DE MESURE	95
4.5 PUBLICATION: HYBRID GRAVIMETRY TO MAP WATER STORAGE DYNAMICS IN A MOUNTAIN CATCHMENT	97
4.5.1 INTRODUCTION A LA PUBLICATION	97
4.5.2 PUBLICATION	97
4.5.3 SYNTHÈSE DE LA PUBLICATION	130
4.6 CONCLUSION	130

4.1 Introduction

Afin de cartographier la dynamique des stocks d'eau au sein du bassin versant du Strengbach, le suivi gravimétrique continu assuré par le gravimètre supraconducteur en zone sommitale doit être complété par des mesures effectuées sur un réseau de stations réparties dans le bassin versant. La micro-gravimétrie - c'est-à-dire la répétition de campagnes de mesures gravimétriques de précision (de l'ordre de quelques μGal) effectuées sur un réseau de stations avec un gravimètre de terrain - est particulièrement bien adaptée à la mesure de la teneur en eau des sols en milieu montagneux car :

- i. Elle est directement sensible aux variations de teneur en eau sur l'entièreté de la colonne de sol, c'est-à-dire incluant la zone saturée et la zone vadose (Pfeffer et al., 2013).
- ii. Aucune loi pétrophysique n'est requise pour relier le signal gravimétrique à la distribution des masses d'eau.
- iii. C'est une méthode non invasive qui ne perturbe pas l'hydrosystème étudié contrairement aux puits d'observation traditionnels.
- iv. Il s'agit d'une méthode de mesure intégratrice qui est sensible aux changements de la teneur en eau du sol jusqu'à quelques dizaines ou centaines de mètres de rayon autour de la station de mesure (Bogena et al., 2015).

La micro-gravimétrie est donc une méthode permettant d'apporter des informations sur la dynamique spatio-temporelle de la teneur en eau du sol à une échelle spatiale cohérente avec l'hydrologie des bassins versants (Jacob et al., 2010 ; Naujoks et al., 2010 ; Christiansen et al., 2011 ; Masson et al., 2012 ; Mc Clymont et al., 2012 ; Pfeffer et al., 2013 ; Hector et al., 2015).

L'apport de la gravimétrie par rapport aux méthodes d'observations hydrologiques traditionnelles telles que les puits est d'autant plus marquée dans le cas du bassin versant du Strengbach qui présente à la fois des écoulements d'eau au sein de la couche de saprolite mais également des écoulements préférentiels au sein de fractures conductrices parcourant le granite sous-jacent (Pierret et al., 2018). En effet, le niveau d'eau d'un puits d'observation recoupant un tel réseau de fractures est influencé par la charge hydraulique de la fracture intersectée. Un tel puits n'est donc pas représentatif de l'état hydrique de la nappe libre de la couche de saprolite, au sein de laquelle ont lieu l'essentiel des variations de stock d'eau locale, au contraire de la pesanteur.

Sur le site du Strengbach, la comparaison des niveaux d'eau des puits d'observation F7 et du piézomètre PZ7 (Fig. 4.1) permet d'illustrer clairement cette problématique. Les deux puits se trouvent sur le versant nord à moins de 20 m de distance l'un de l'autre (Fig. 2.3). Le puits F7 a une profondeur de 55 m, il intersecte au moins deux fractures conductrices, situées à respectivement 30 m et 47 m de profondeur, tandis que le piézomètre PZ7 d'une profondeur de 15 m n'intersecte aucune fracture. Bien que les deux puits soient très proches l'un de l'autre, F7 montre de grandes variations de niveau d'eau (4.3 m de battement) par rapport à PZ7 (1.1 m de battement).

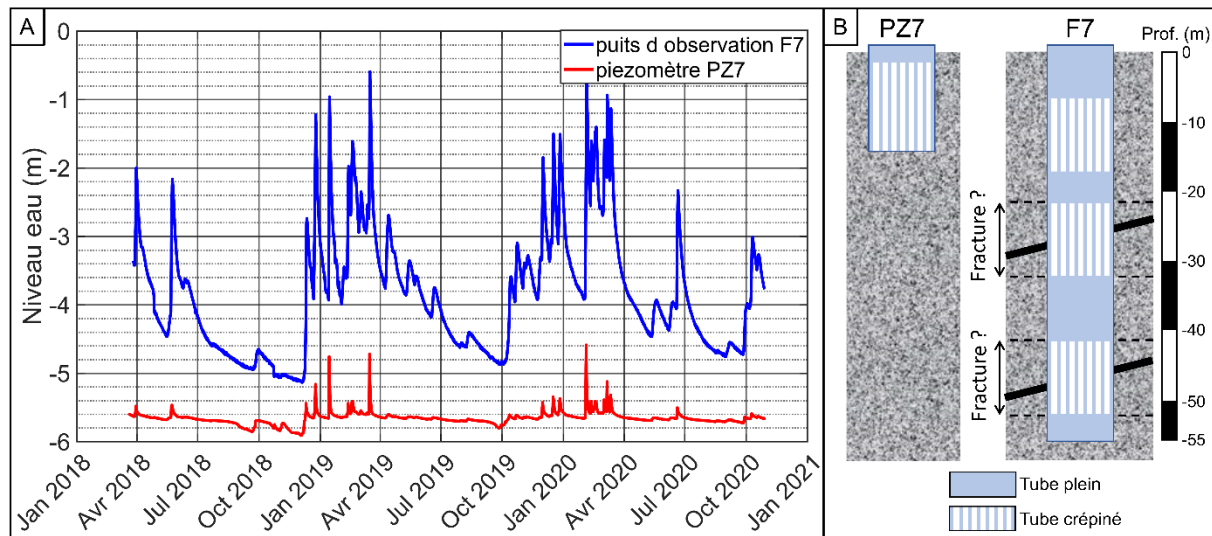


Figure 4.1 **Mise en évidence de l'influence des écoulements préférentiels de fractures sur les niveaux d'eau des puits d'observation.** A) Comparaison entre les niveaux d'eau des puits F7 et PZ7 (distance entre les forages > 20 m). B) Descriptif des puits d'observation PZ7 et F7 montrant les portions crépinées et la position des fractures intersectées.

L'objectif de ce chapitre est de présenter le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre pour cartographier les variations de stock d'eau au sein du bassin versant du Strengbach. On décrit tout d'abord le principe de fonctionnement du gravimètre de terrain utilisé, puis la méthode d'acquisition et le traitement des mesures. La publication intégrée au chapitre est dédiée à l'interprétation des données en termes de fonctionnement hydrologique du bassin versant.

4.2 Gravimétrie hybride

Le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre dans le cadre de cette thèse repose sur l'utilisation de 3 types de gravimètres. Le gravimètre supraconducteur iGrav#30 et le gravimètre absolu FG5#206 permettent le suivi continu de la pesanteur à la station gravimétrique de référence du Strengbach (Chap. 3), tandis que des campagnes de gravimétrie relative effectuées avec un gravimètre relatif de terrain de type Scintrex CG5 permettent de suivre l'évolution temporelle des simples différences de gravité entre les stations micro-gravimétriques du bassin versant du Strengbach et la station de référence. On obtient ainsi la valeur de gravité absolue pour chaque station i et à chaque date t_j par addition de la valeur de gravité absolue à la station de référence $g_{t_j}^{Ref}$ et de la différence de gravité $\Delta g_{t_j}^{i-Ref}$ entre la station i et la station de référence (Eq. 4.1) :

$$g_{t_j}^i = \Delta g_{t_j}^{i-Ref} + g_{t_j}^{Ref} \quad \text{Eq. 4.1}$$

4.3 La mesure micro-gravimétrique

L'objectif de cette section est de présenter le principe de fonctionnement du gravimètre relatif Scintrex CG5, ainsi que les différentes sources d'erreur pouvant affecter la mesure des différences de gravité.

4.3.1 Le gravimètre de terrain Scintrex CG5

Le gravimètre Scintrex CG5 est un gravimètre relatif dit « à ressort », il permet de mesurer les différences de gravité Δg entre les stations d'un réseau gravimétrique. La mesure de Δg repose sur un système masse-ressort : une masse est suspendue à un ressort en quartz, et un capteur capacitif permet de déterminer avec précision l'emplacement de la masse par rapport à une position de référence (Fig. 4.2 ; Scintrex Limited, 2012).

Toute variation de gravité induit un déplacement de la masse du fait de la contraction (diminution de gravité) ou de l'allongement (augmentation de gravité) du ressort. Le capteur capacitif détecte le déplacement de la masse et un système de rétroaction applique une force de rappel électrostatique permettant de ramener la masse à sa position de référence. La tension (en volt) appliquée pour générer la force de rappel est une mesure de la valeur relative de la gravité à la station mesurée (Scintrex Limited, 2012).

Supposons par exemple que l'on déplace le gravimètre de la station 1 à la station 2, la différence de gravité entre les deux stations étant $\Delta g_{Sta\#1}^{Sta\#2}$, la différence entre la tension appliquée par le système de rétroaction à la station 1 et celle appliquée à la station 2 est proportionnelle à $\Delta g_{Sta\#1}^{Sta\#2}$.

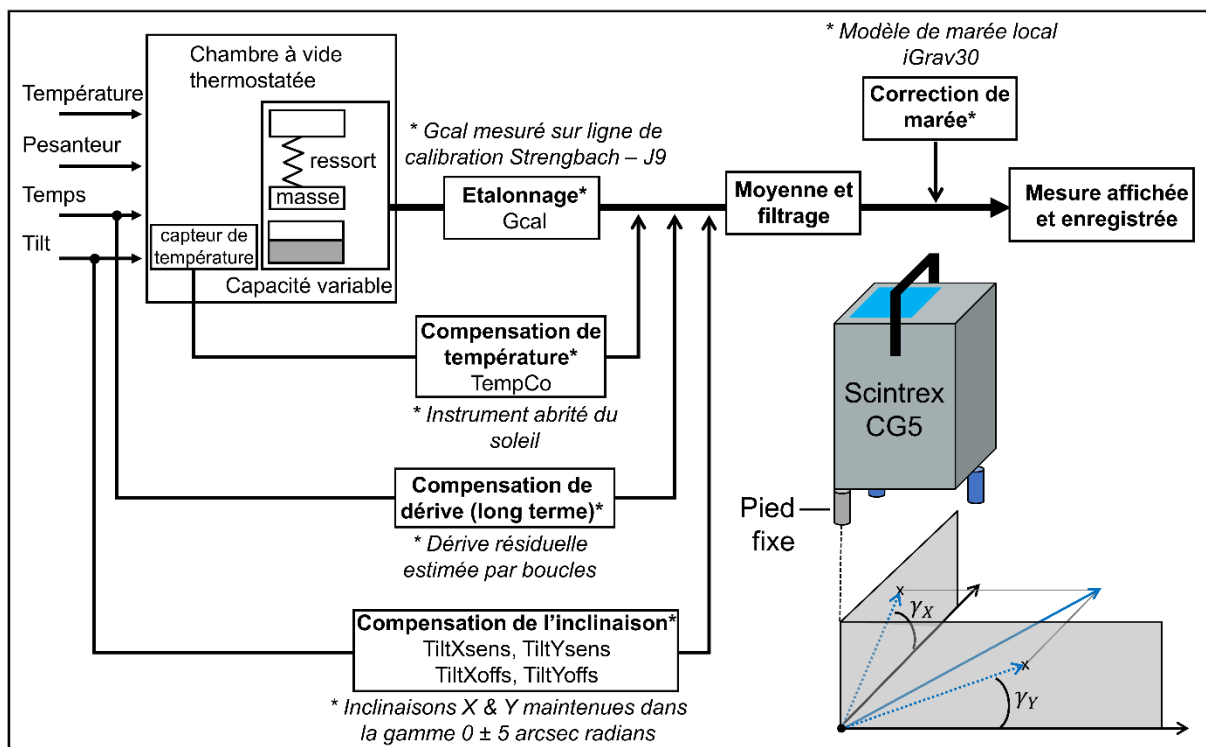


Figure 4.2 **Principe de fonctionnement du gravimètre relatif Scintrex CG5.** Etapes de pré-traitement de la donnée (Modifié d'après Jacob et al. 2009). En bas à droite : Schéma présentant l'inclinaison du gravimètre selon les directions X (angle γ_X) et Y (angle γ_Y).

On décrit ici les étapes de pré-traitement directement effectuées par le logiciel interne du Scintrex CG5. Les principaux éléments de la chaîne de pré-traitement sont schématisés Fig. 4.2. La mesure brute (tension électrique du système de rétroaction, à une fréquence de 6 Hz) est d'abord convertie en un signal de gravité (en milliGal) en la multipliant par le facteur de

calibration G_{cal} obtenu à partir d'une expérience de calibration. Pour une description détaillée de l'expérience de calibration, on se réfère à la publication présentée dans la section 4.5.2. Puis la mesure est corrigée des faibles variations de température au sein de la chambre thermostatée, des variations d'inclinaisons de l'instrument selon deux axes orthogonaux X et Y, et d'un terme de dérive à long-terme. Le signal corrigé est ensuite filtré de façon à ôter le bruit microsismique, moyenné sur une période de 90 secondes, puis corrigé de l'effet des marées. La série de mesures de gravité obtenue (au pas de 90 secondes) est ensuite enregistrée.

La principale limite de ce type de gravimètre réside dans la présence d'une dérive instrumentale due au fluage du ressort en quartz (allongement progressif du ressort à tension constante). Le taux de dérive n'est pas parfaitement constant et, par conséquent, la compensation de dérive à long-terme (Fig. 4.5) ne permet pas de corriger complètement la dérive, et la dérive résiduelle doit être estimée a posteriori en effectuant des boucles de mesures incluant plusieurs passages à la même station (station de contrôle de la dérive).

La correction du terme de dérive résiduel conditionne complètement la qualité des différences de gravité obtenues. Le protocole de mesure est déterminé de façon à permettre un contrôle optimal de la dérive instrumentale et à minimiser son effet (section 4.3.2). Les principales caractéristiques instrumentales des gravimètres de type Scintrex CG5 sont résumées dans le Tableau 4.1.

Tableau 4.1 Caractéristiques instrumentale des gravimètres de type Scintrex CG5

Instrument	Scintrex CG5 #1224 et #1317
Type de gravimètre	Gravimètre relatif à ressort
Transportable	Transportable (masse ~ 8 kg)
Echantillonnage temporel	Durée des campagnes de mesures : 2 jours. Campagnes mensuelles
Dérive	Forte dérive (plusieurs dizaines à centaine de microgal par jour) non linéaire
Fidélité de mesure	~ 5 microgal
Hauteur de mesure par rapport au sol	0.271 m

4.3.2 Synthèse bibliographique sur les sources d'erreurs

Les mesures de gravimétrie relative ciblant un niveau de précision de l'ordre de la dizaine de μGal jusqu'à quelques μGal , i.e., « les mesures micro-gravimétrie », sont délicates à réaliser car le niveau de précision visé est proche des limites instrumentales des gravimètres relatifs de terrain. Les principales sources d'erreur impactant les mesures micro-gravimétrie sont présentées dans le tableau 4.2 adapté d'après Christiansen et al., (2011). On présente également les stratégies de mesure mise en œuvre sur le site du Strengbach pour limiter l'impact de ces erreurs. On revient ensuite en détail sur les mécanismes responsables des artefacts instrumentaux induits par le transport du Scintrex CG5.

Tableau 4.2 Principales sources d'erreur affectant les différences de gravité mesurées avec un gravimètre de type Scintrex CG5. Stratégies mises en œuvre lors des campagnes de micro-gravimétrie sur le site du Strengbach afin de minimiser l'erreur de mesure. Adapté d'après le tableau 2 de Christiansen et al. (2011).

Source d'erreur	Ordre de grandeur	Stratégie pour minimiser l'erreur
Signal atmosphérique	$\sim 0.3 \mu\text{Gal.hPa}^{-1}$	Boucles de mesure courtes (< 4 heures) : signal atmosphérique \sim constant ou linéaire durant la boucle \rightarrow Erreur $< 1 \mu\text{Gal}$
Non-linéarité de la dérive instrumentale résiduelle	Jusqu'à plusieurs dizaines de μGal	Boucles courtes (< 4 heures) et mesures redondantes : dérive faible et contrôlée (section 4.4.2)
Erreur dans la compensation de l'inclinaison	Jusqu'à plusieurs μGal	Angles X et Y maintenus dans une gamme de 0 ± 5 arcsec radians \rightarrow Impact du défaut de verticalité $\ll 1 \mu\text{Gal}$ (Merlet et al., 2009)
Imprécision du facteur de calibration C_f et/ou C_f non constant dans le temps	Jusqu'à $10 \mu\text{Gal}$ pour une variation du facteur de calibration de l'ordre de 10^{-4}	Calibration des gravimètres CG5#1224 et #1317 répétée tous les trois ans pour vérifier l'éventuelle évolution de C_f (Cheraghi et al., 2020): C_f constant et connu à 10^{-5} \rightarrow biais de mesure $< 1 \mu\text{Gal}$ (section 4.5)
Changement d'altitude (surrection ou subsidence) des stations micro-gravimétriques	$\sim 300 \mu\text{Gal.m}^{-1}$	Choix de stations stables : gros rochers affleurants bien ancrés dans le sol, margelles de mesure en béton. Pas de mouvements gravitaires attendus sur le site du Strengbach, ni de retrait-gonflement d'argile (sols sableux)
Changement de la hauteur de mesure (incluant l'éventuelle changement d'altitude de la station)	$\sim 300 \mu\text{Gal.m}^{-1}$	Trépied toujours positionné de la même façon et hauteur de mesure maintenue constante grâce à la bague équipant un des pieds du trépied \rightarrow erreur $\ll 1 \mu\text{Gal}$
Phénomène d'hystérèse	Plusieurs μGal à plusieurs dizaines de μGal	Transport du Scintrex CG5 à la main ou bien droit dans la boîte de transport, durée de mesure > 20 minutes et arrêt de la mesure quand la valeur de gravité converge (Flury et al., (2007) ; Reudink et al., (2014) ; Répanic et Kuhar, (2018))

Flury et al. (2007) et Repanic et Kuhar (2018) ont démontré que le transport peut induire un phénomène d'hystérèse (qui correspond à un effet « mémoire » du ressort qui ne répond pas de façon instantanée à un changement de tension) sur des gravimètres à ressort de type Scintrex

CG-3 (dont les Scintrex CG5 sont une version légèrement améliorée). Les mêmes auteurs ont montré que l'hystérèse affecte la mesure de gravité jusqu'à 30 minutes après la mise en station, que son amplitude dépend des conditions de transport (durée, rudesse) et que, pour un même instrument, l'hystérèse n'a par conséquent pas tout le temps la même amplitude. Cet artefact instrumental peut donc fausser la détermination des simples différences de gravité entre la station de référence et les autres stations du réseau micro-gravimétrique. Afin de minimiser son influence, Flury et al. (2007) recommandent d'occuper les stations pendant au moins 30 minutes.

Reudink et al. (2014) ont démontré que l'inclinaison d'un gravimètre CG5 de 6° ou plus pendant seulement quelques minutes pouvait générer des offsets de plusieurs dizaines de microgal sur les premières observations effectuées après la mise en station. L'amplitude des offsets dépend de la durée pendant laquelle l'instrument est resté incliné (plus celle-ci est faible, moins les offsets sont importants). Une fois l'instrument mis en station, l'offset décroît de façon logarithmique avec le temps, et la durée requise pour que la mesure se stabilise peut prendre jusqu'à plusieurs heures si l'instrument est resté incliné trop longtemps (i.e. inclinaison supérieure à 6° pendant plus de 10 minutes). Les auteurs suggèrent que ces offsets pourraient résulter d'un phénomène d'hystérèse. En effet, lorsque l'instrument est incliné la longueur du ressort diffère par rapport à sa valeur nominale (i.e., quand l'instrument est correctement nivelé et que la masse est maintenue à sa position de référence), le ressort mettra ensuite d'autant plus de temps à retrouver son état nominal qu'il est resté longtemps en dehors de cet état.

Reudink et al. (2014) indiquent que le transport des gravimètres (typiquement, dans un coffre de voiture ou sur un siège) peut facilement engendrer une inclinaison supérieure à 6° (par exemple si la boîte contenant le gravimètre n'est pas installée parfaitement à plat), l'effet de l'inclinaison pourrait donc expliquer l'hystérèse mise en évidence par Flury et al. (2007) et Repanic et Kuhar (2018). De façon à minimiser l'effet d'hystérèse, Reudink et al. (2014) recommandent fortement d'éviter d'incliner les gravimètres de plus de 6° pendant une période prolongée lors du transport.

4.4 Mise en œuvre sur le bassin versant du Strengbach

L'objectif de cette section est de présenter le réseau de mesure de gravimétrie hybride du bassin versant du Strengbach, et de montrer que le protocole d'acquisition mis en œuvre permet d'atteindre une fidélité de mesure de l'ordre de 3 microgal pour les différences de gravité.

4.4.1 Réseau de mesure de gravimétrie hybride

Le réseau micro-gravimétrique du Strengbach est constitué de 16 stations réparties de façon à échantillonner les différentes zones hydrologiques du bassin versant (Fig. 4.3). Les stations de mesure consistent en de grosses roches affleurantes stables ou des margelles en béton (0.4 m de côté et 0.35 m de hauteur). On note que la température du sol à 30 cm de profondeur n'est jamais descendue en dessous de 0°C. On considère donc que les cycles gel-dégel n'impactent pas l'altitude des stations gravimétriques.

Pour chaque station l'emplacement exact de la mesure est matérialisé par un repère géodésique (Fig. 4.3.B). Le positionnement de chaque station a été établi avec une précision centimétrique

par GPS différentiel ou mesure de nivellement avec une station totale. On distingue 4 groupes de stations :

- i) Les stations STR3 et STR F8 sont situées en fond de vallée à proximité du ruisseau.
- ii) La station STR F5 qui se trouve juste en amont de la source du Strengbach au sein d'une zone d'accumulation de sédiments (constituée de colluvions de vallon, Fig. 2.3 et 4.3.A) qui présente une forte capacité de stockage d'eau.
- iii) Les stations de crête : STR9, STR F6, STR17, STR11 et STR F1
- iv) Les stations de versant : STR13, STR PZ3, STR8, STR7, STR F7, STR16 et STR4.

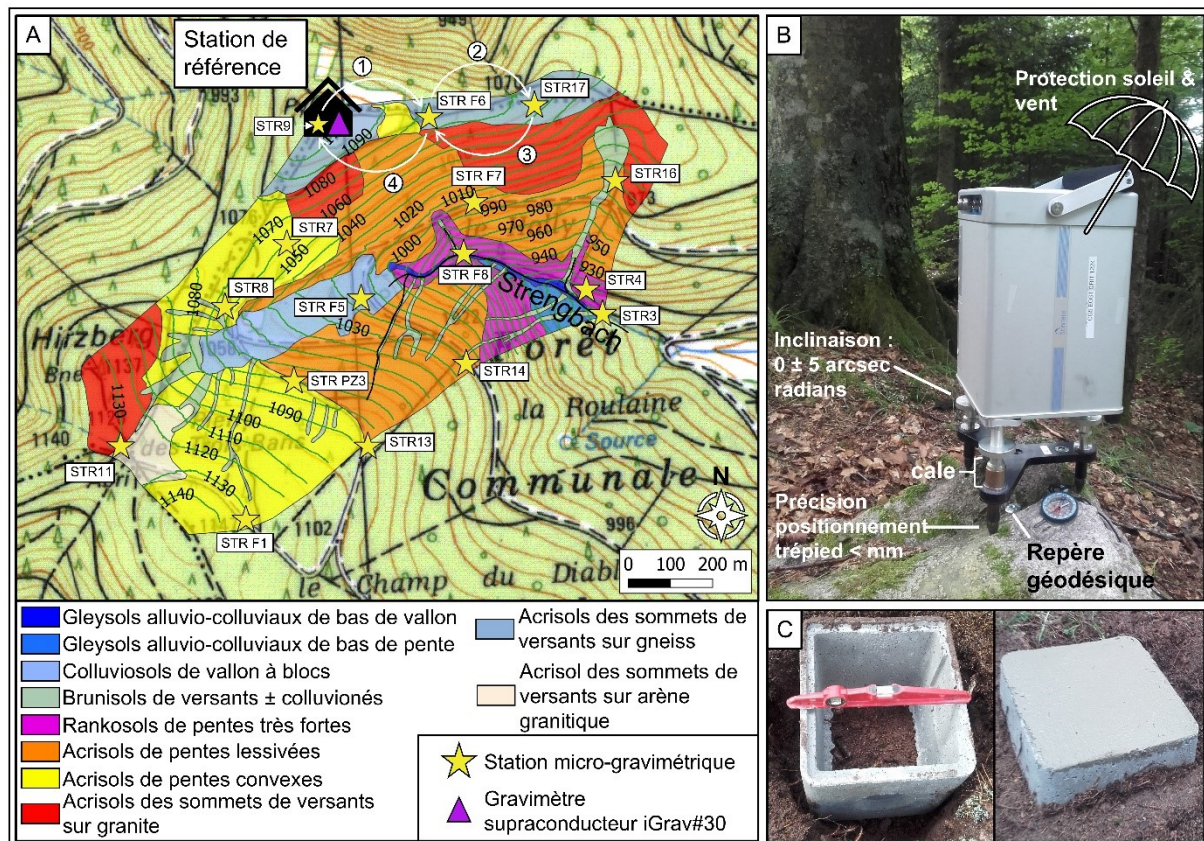


Figure 4.3 Réseau de mesure de gravimétrie hybride du bassin versant du Strengbach. A) Réseau de stations micro-gravimétriques. B) Gravimètre scintrex CG5 en mesure à la station STR16. On remarque que le trépied est placé sur des encoches creusées dans la roche, ce qui permet de le repositionner toujours de la même façon. On remarque également la présence d'une cale sur l'un des trois pieds (i.e., le pied « fixe »), ce qui permet pour une station donnée de maintenir une hauteur de mesure constante d'une campagne à l'autre. C) Lorsque qu'il n'y a pas de grosse roche stable à l'affleurement, on construit une station de mesure à partir d'une margelle en béton de 40 cm x 40 cm x 35 cm.

Le réseau micro-gravimétrique est mesuré de sorte à obtenir les différences de gravité $\Delta g^{Stat \#i - STR9}$ entre la station de référence STR9, qui se situe dans le bâtiment de l'observatoire gravimétrique du Strengbach à proximité du gravimètre supraconducteur (Fig. 3.1), et les autres stations du réseau.

J'ai mesuré l'entièreté du réseau tous les mois ou tous les deux mois sur la période allant de mai 2018 à janvier 2020 (à l'exception des 4 campagnes réalisées en juin et en juillet par Célia Grün et Julie Croisette lors de leur stage de 1^{ère} année d'école d'ingénieur à l'EOST). J'ai également mesuré un sous-réseau constitué des 8 stations les plus internes (STR8, STR F5, STR PZ3, STR F8, STR4, STR16, STR F7 et STR7) jusqu'en septembre 2020. Pour effectuer les campagnes de mesure, on utilise soit le Scintrex CG5 #1224, soit le Scintrex CG5 #1317, selon la disponibilité des instruments. Le réseau de mesures micro-gravimétriques (positions, noms, et codes des stations) est décrit de façon détaillée dans l'article présenté dans la section 4.5.2.

4.4.2 Protocole de mesure

Transport de l'instrument

De façon à limiter les effets liés au phénomène d'hystérèse (Tab. 4.2), le gravimètre est - si possible - transporté à la main. En effet, dans ce cas, les changements bidirectionnels et haute fréquence de l'élongation du ressort dûs aux petits chocs associés au transport ont une résultante nulle, ce qui permet au ressort de rester proche de son état nominal (Scintrex Limited, 2012), et donc d'éviter le développement de l'hystérèse pendant le transport. Lorsque le transport à pied n'est pas possible, l'instrument est placé verticalement dans sa boîte de transport, qui est elle-même disposée bien à plat dans le coffre d'une voiture. Dans tous les cas, le gravimètre est nivelé dès l'arrivée à la station, et la série de mesure n'est stoppée que lorsque la valeur de gravité a convergé.

Mise en station

Le gravimètre Scintrex CG5 est paramétré de telle façon qu'il enregistre une valeur de gravité moyenne toutes les 90 secondes (85 secondes étant la durée d'intégration optimale d'après Merlet et al. (2008)). La compensation de température, la compensation d'inclinaison et le filtre microsismique sont activés (Fig. 4.2). La mesure d'une station doit durer suffisamment longtemps pour que l'instrument ait le temps de se stabiliser et par conséquent que la mesure de gravité converge (Fig. 4.4). Il est également crucial que l'instrument reste parfaitement nivelé au cours de l'occupation de la station.

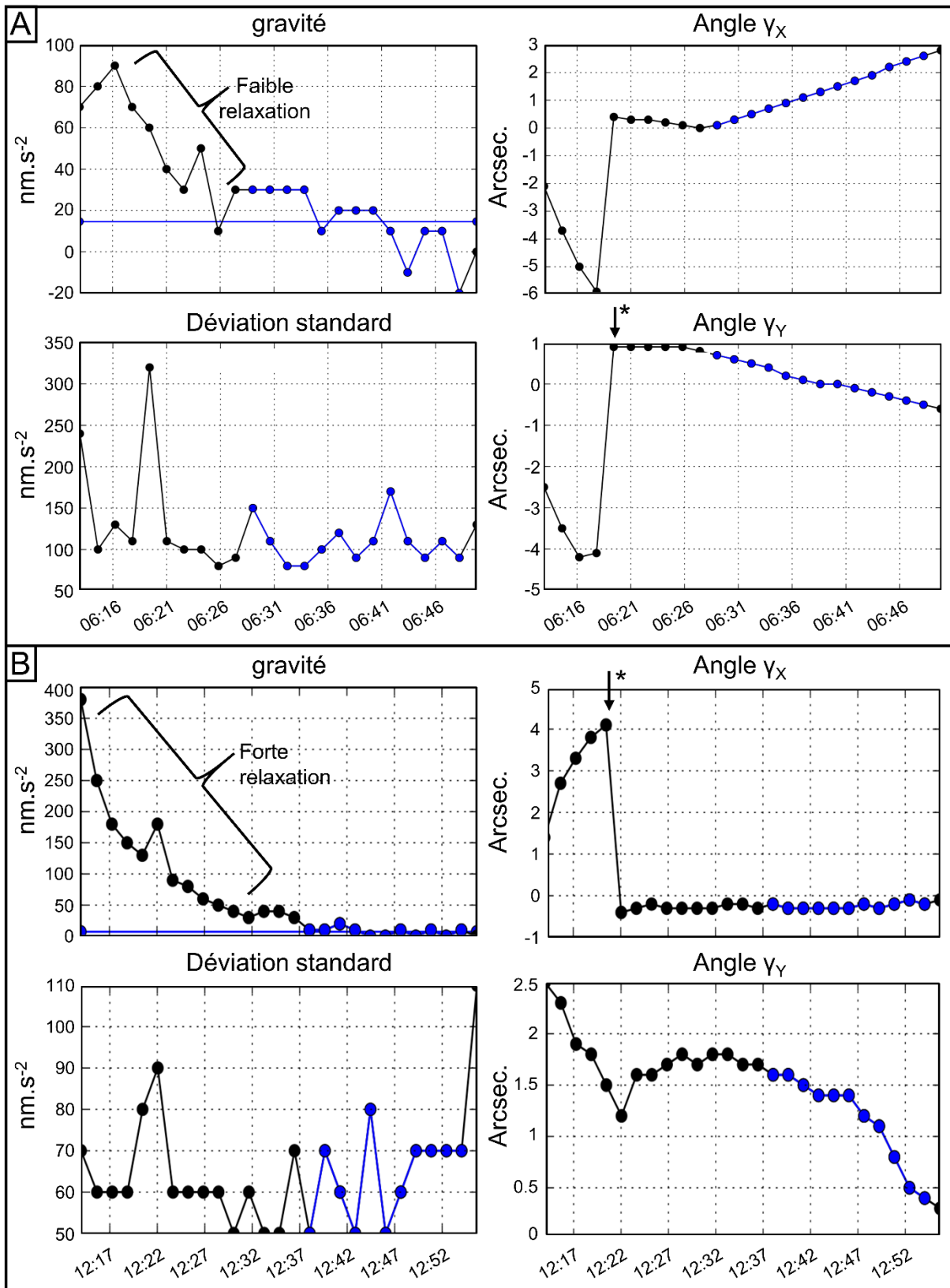


Figure 4.4 Variables mesurées par le gravimètre Scintrex CG5 lors de l'occupation d'une station micro-gravimétrique. Valeur de gravité, déviation standard et angles d'inclinaisons X & Y. Les flèches matérialisent le second nivellement du gravimètre. A) Série de mesure avec faible relaxation à la suite du transport de l'instrument. B) Série de mesure avec forte relaxation à la suite du transport.

J'ai mis en place un protocole de mise en station permettant de garantir des mesures de qualité :

- i) L'instrument est d'abord nivelé une première fois dans une gamme de 0 ± 5 arcsec radian, il est protégé du soleil et du vent avec une boîte en plastique.
- ii) Après 5 mesures (7'30''), l'instrument est de nouveau nivelé précisément à 0 ± 1 arcsec radian (Fig. 4.4).
- iii) On contrôle régulièrement l'évolution de g et la verticalité de l'instrument (angles X & Y). On stoppe la série de mesure au minimum 20 minutes après la mise en station, lorsque les mesures de g ont convergé, c'est-à-dire lorsque 5 mesures consécutives se trouvent dans une gamme de 3 microgal (Fig. 4.4).
- iv) Si les angles X & Y sortent de la gamme de 0 ± 5 arcsec radian, on nivelle à nouveau l'instrument puis on stoppe l'acquisition une fois le critère de convergence établi.
- v) On stoppe la mesure puis on transporte l'instrument à pied (si possible) vers une autre station.

Boucles de mesure

L'estimation -puis la correction- de la dérive instrumentale résiduelle du Scintrex CG5 requiert des passages répétés aux stations de contrôle de la dérive. Le réseau de stations micro-gravimétriques du Strengbach est parcouru en 5 à 8 boucles de mesures indépendantes qui commencent et s'achèvent à la station micro-gravimétrique de référence STR9 (Fig. 4.3.A). Cette méthode d'acquisition dite « en étoile » (car on effectue des boucles à partir d'une même station centrale) exige un grand investissement en temps et en énergie, mais c'est la méthode qui permet d'avoir le meilleur contrôle sur la dérive (Torge, 1989). Une boucle de mesure typique dure de 3 à 4 heures, elle implique 3 stations (la station de référence STR9, et deux autres stations du réseau) et 5 séries de mesures : la station de référence est mesurée deux fois, une des deux autres stations est mesurée 2 fois et la dernière est mesurée une fois (voir par exemple la boucle STR9 - STR F6 -STR17, Fig. 4.3.A et Fig. 4.5.A). La double redondance permet de quantifier la variabilité du taux de dérive au cours de la boucle de mesure, ce qui permet d'estimer l'incertitude formelle sur les différences de gravité résultant de l'éventuelle non-linéarité de la dérive (section 4.4.3).

La variabilité temporelle du taux de dérive peut être clairement mise en évidence en observant l'évolution de la valeur de gravité g_{STR9} mesurée par le Scintrex CG5 à la station de référence STR9 au cours d'une campagne de mesure (Fig. 4.5.B). On constate par exemple que g_{STR9} n'a pas bougé entre le 2^{ème} et le 3^{ème} passage à la station STR9 (ce qui indique un taux de dérive proche de 0 lors de la première boucle STR9(9) – STR F6(6) – STR 17(24)), tandis que g_{STR9} a significativement diminué entre le 4^{ème} et le 5^{ème} passage à STR9 (ce qui indique un taux de dérive plus élevé lors de la 3^{ème} boucle STR9(9) - STR8(22) – STR F5(5)).

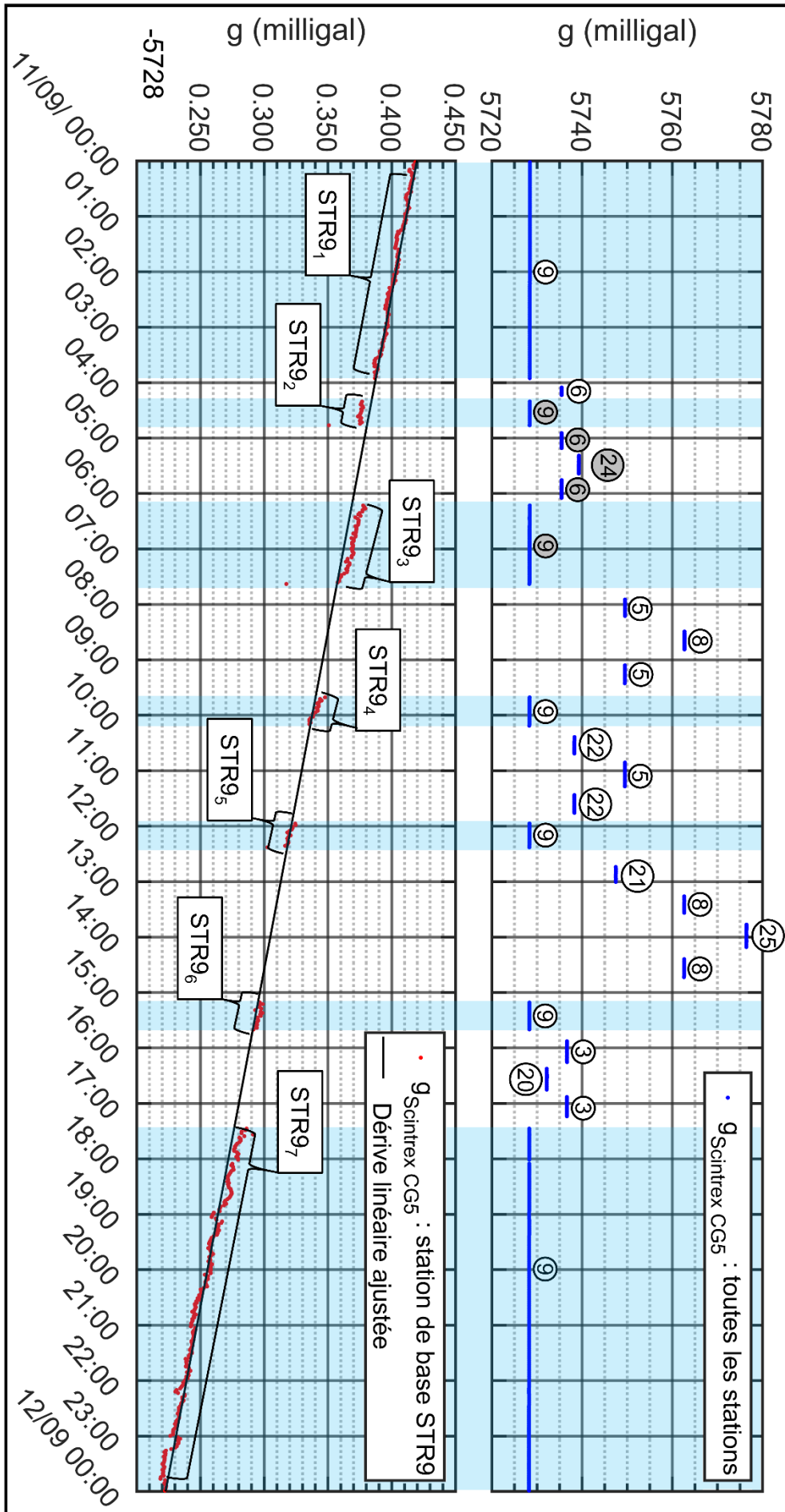


Figure 4.5 Valeur de gravité mesurée par le gravimètre Scintrex CG5 (non corrigée de la dérive) au cours d'une campagne de mesure constituée de 5 boucles (du 11 septembre au 12 septembre 2019). A) Séries de mesures de gravité effectuées en parcourant les stations du réseau micro-gravimétrique identifiées par leurs codes. On remarquera la stratégie de mesure « en étoile » avec des boucles de mesure qui commencent et s'achèvent systématiquement à la station de référence STR9 (code 9). B) En rouge, gravité mesurée à la station micro-gravimétrique de référence STR9 (code 9) au cours d'une campagne de mesure. En noir, dérive instrumentale à long terme obtenue par ajustement d'une droite sur la série temporelle de gravité mesurée à la station de référence STR9. On constate que les mesures de gravité dévient parfois significativement de cette droite, ce qui illustre la non-linéarité du taux de dérive : entre le 2^{ème} (STR9₂) et le 3^{ème} passage à STR9 (STR9₃) le taux de dérive est quasiment nul, tandis qu'il est très similaire au taux de dérive moyen entre le 4^{ème} et le 5^{ème} passage à STR9.

4.4.3 Traitement

Le jeu de données enregistré par le Scintrex CG5 est tout d'abord décorrige de la correction de marée standard effectuée par le gravimètre (Fig. 4.2), puis recorrige d'un modèle de marée local plus précis ajusté sur les observations de l'iGrav30 (Chap. 3).

La suite du traitement des données est effectuée avec le logiciel PyGrav (Hector et Hinderer, 2016), chaque boucle de mesure étant traitée indépendamment (Fig. 4.6). PyGrav permet (i) la sélection des points de données fiables (les points de données sélectionnés apparaissent en bleu, Fig. 4.4) et (ii) l'ajustement de réseau qui permet à partir du sous-jeu de données sélectionné d'obtenir les différences de gravité des stations parcourues au sein de la boucle de mesure. Les critères utilisés pour sélectionner les points de données sont les suivants :

- 1) La mesure de gravité a convergé, i.e., on dispose d'au moins 5 observations consécutives contenues dans une gamme de 3 μGal
- 2) Les angles X & Y sont stables et se trouvent dans une gamme de 0 ± 5 arcsec radian

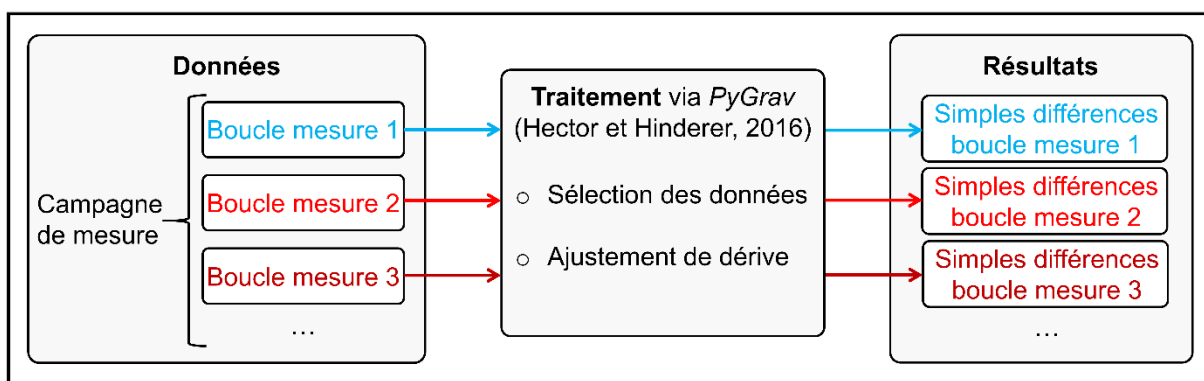


Figure 4.6 Traitement des boucles de mesure micro-gravimétriques via PyGrav

Pour chaque occupation de station, PyGrav calcule ensuite I_i^k , qui correspond à la valeur moyenne des points de données sélectionnées lors du $k^{\text{ième}}$ passage à la station i , le temps moyen associé à cette valeur étant t_i^k (Hector et Hinderer, 2016). Une boucle typique (telle que la boucle STR9 - STR F6 -STR17, Fig.4.3) se présente donc sous la forme :

$$I_{Station\#1}^{Passage\#1} \rightarrow I_{Station\#2}^{Passage\#1} \rightarrow I_{Station\#3}^{Passage\#1} \rightarrow I_{Station\#2}^{Passage\#2} \rightarrow I_{Station\#1}^{Passage\#2}$$

En supposant que la dérive est linéaire, l'ajustement de boucle consiste en la résolution du système d'équation (Eq. 4.2) (Hector et Hinderer, 2016) :

$$\Delta I_{ij}^{kl} + v_{ij}^{kl} = g_j - g_i + \alpha(t_j^l - t_i^k) \quad (\text{Eq. 4.2})$$

Avec $\Delta I_{ij}^{kl} = I_j^l - I_i^k$, qui est la différence entre la valeur moyenne de la 1^{ière} répétition de la station j et la valeur moyenne de la $k^{\text{ième}}$ répétition de la station i , v_{ij}^{kl} est un résidu qui résulte de l'éventuelle non-linéarité de la dérive, tandis que g_i et g_j correspondent respectivement à la gravité aux stations i et j , et α correspond au taux de dérive linéaire. Pour la boucle d'observations STR9 - STR F6 -STR17 (Fig.4.3), le système (Eq. 4.2) correspond à un système de $\binom{5}{2} = 10$ équations indépendantes (car il y a $\binom{5}{2}$ couples de différences ΔI_{ij}^{kl}). Sachant que g_1 , la gravité à la station de référence #1 est fixée à 0, le système (Eq. 4.2) comporte 3 inconnues : le taux de dérive α , ainsi que g_2 et g_3 les simples différences de gravité des stations #2 et #3 par rapport à la station #1. Il s'agit ainsi d'un système d'équations surdéterminé qui comporte une unique solution au sens des moindres carrés. Pour une présentation détaillée de la méthode de résolution, on se réfère à Hector et Hinderer (2016).

4.4.4 Estimation de la fidélité de mesure

Les variations temporelles de gravité mesurées sur le réseau micro-gravimétrique du bassin versant du Strengbach sont relativement faibles, c'est-à-dire de l'ordre de la dizaine ou de quelques dizaines de microgal (voir la publication, section 4.5.2). Il est donc crucial de disposer d'une estimation réaliste de l'erreur de mesure, afin de déterminer si le suivi micro-gravimétrique mis en œuvre est effectivement capable de détecter les variations de gravité induites par la dynamique des stocks d'eau au sein du bassin versant.

Il faut par conséquent s'assurer que l'erreur formelle obtenue via l'ajustement de boucle (section 4.4.3) est représentative de la fidélité de mesure des différences de gravité. On utilise la définition donnée par le Vocabulaire international de métrologie (2012) pour la fidélité de mesure : « *La fidélité de mesure (en anglais, « measurement precision») permet d'évaluer l'étroitesse de l'accord entre les valeurs mesurées obtenues par des mesurages répétés du même objet ou d'objet similaire dans des conditions spécifiées* ».

Au cours des campagnes de mesures micro-gravimétriques, on effectue des « expériences de répétition » : certaines stations dites « stations de contrôle » sont mesurées au sein de plusieurs boucles de mesure (pour la campagne du 11-12 septembre 2019, c'est le cas de la station STR F5 (5), et de la station STR F8(8), Fig. 4.5.A). A l'issue du processus de traitement (Fig. 4.6), pour une station de contrôle donnée, on obtient donc autant de valeurs de différences qu'il y a de boucles de mesures incluant cette station (pour la campagne du 11-12 septembre 2019, les expériences de répétition permettent d'obtenir deux valeurs de différence pour la station de contrôle STR F5, et deux valeurs de différence pour la station de contrôle STR F8, Fig. 4.5.A). Sur toutes les campagnes de mesure effectuées, on dispose au total de 73 « expériences de répétition ».

Les campagnes de mesure sont courtes (durée maximale de deux jours), et elles sont effectuées en dehors des périodes pluvieuses. De plus, le résidu de gravité hydrologique (Chap. 3) est stable à l'échelle des campagnes de mesure (la déviation standard du résidu hydrologique sur les deux jours que dure une campagne est toujours inférieure à 0.4 microgal). On peut donc supposer que les différences de gravité du réseau du Strengbach ne varient pas de façon significative (i.e., moins de 1 microgal) à l'échelle d'une campagne de mesure. L'éventuel écart entre les valeurs de différences des stations de contrôles obtenues grâce aux expériences de répétition résulte donc d'erreurs liées au processus d'acquisition et de traitement (dérive non linéaire et par conséquent mal corrigée via l'ajustement de boucle, phénomène d'hystérèse, etc.). De ce fait, les expériences de répétition permettent d'évaluer la fidélité de « mesure » des différences de gravité (incluant la mesure gravimétrique à proprement parlé ainsi que le traitement : sélection des données et ajustement de dérive).

Pour chaque expérience de répétition, on calcule l'écart-type σ_{mesure} des deux (ou trois) valeurs de simples différences obtenues, σ_{mesure} varie de 0 à 15 microgal avec une valeur médiane de 3,5 microgal (Fig. 4.7). On considère que cette valeur médiane fournit une estimation de la fidélité des différences de gravité mesurées sur le réseau micro-gravimétrique du Strengbach. Il faut toutefois noter que la plupart des expériences de répétition ont été effectuées sur seulement quelques stations (STR F5, STR F8 et STR8 représentent à elles seules près de 50

% des expériences de répétition). La fidélité de mesure de 3,5 microgal est donc essentiellement représentative de ces stations.

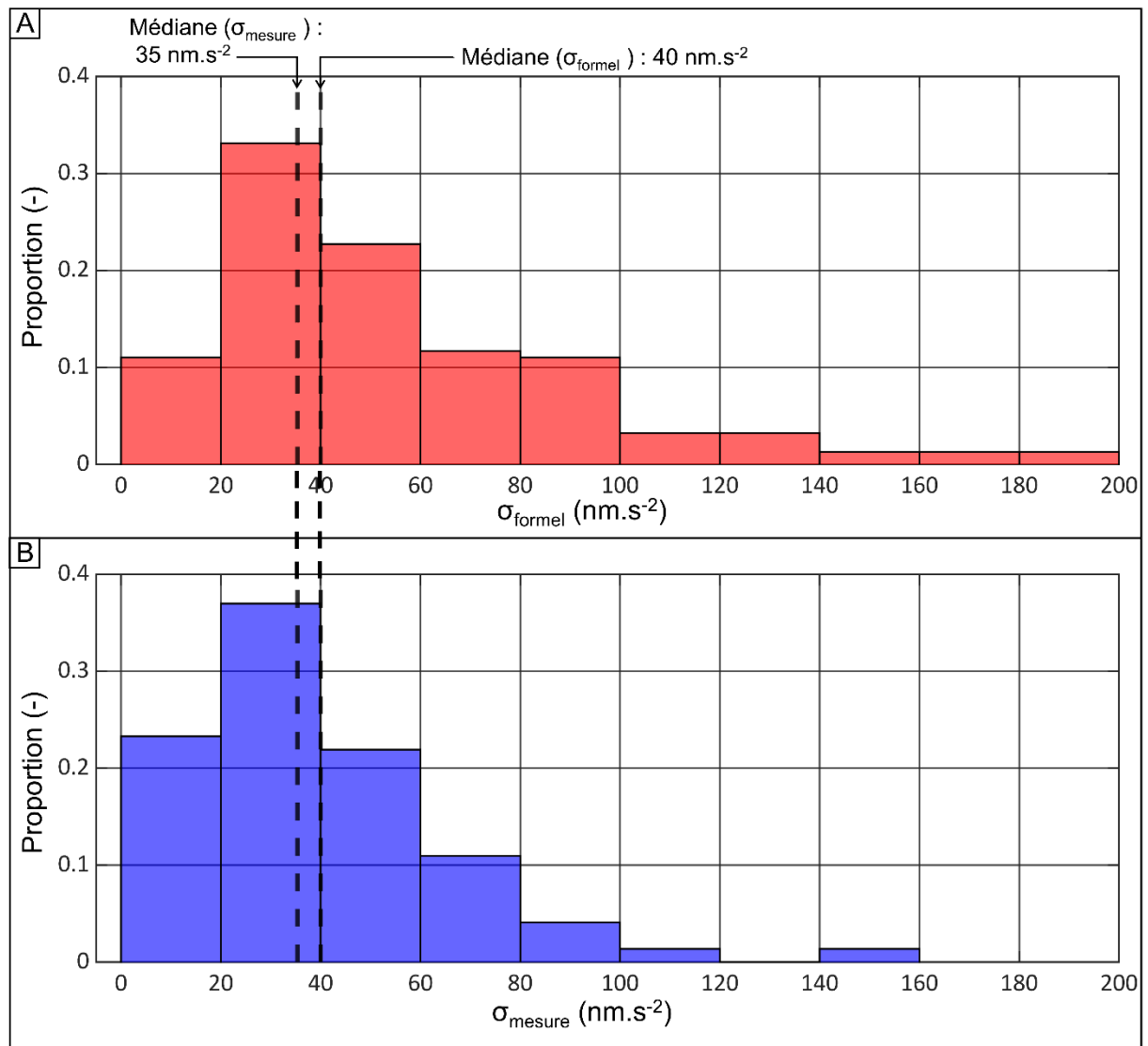


Figure 4.7 Comparaison de l'erreur de mesure formelle et de l'erreur de mesure pour les stations de contrôle. A) Erreur formelle. B) Erreur de mesure.

On compare ensuite σ_{mesure} avec les écart-type formels σ_{formel} (obtenu via PyGrav) des stations mesurées lors des expériences de répétition (Fig. 4.7). On constate que σ_{formel} a une valeur médiane de 4,0 microgal, qui est donc légèrement supérieure à la valeur médiane de σ_{mesure} (3,5 microgal). Si les conditions de mesures (environnementales et instrumentales) propres aux 73 expériences de répétitions effectuées sont représentatives de l'ensemble des mesures effectuées sur le réseau micro-gravimétrique du Strengbach, alors on peut affirmer que les écart-type formels fournissent une représentation réaliste de la fidélité de mesure des différences de gravité.

4.5 Publication: Hybrid gravimetry to map water storage dynamics in a mountain catchment

4.5.1 Introduction à la publication

L'objectif de cette étude est de présenter le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre sur les 16 stations du réseau micro-gravimétrique du bassin versant du Strengbach sur une période couvrant plus de deux cycles hydrologiques. On interprète les variations temporelles de gravité observées au moyen de l'indice d'humidité topographique et, pour la première fois à notre connaissance dans un contexte de montagneux, au moyen d'un modèle hydrologique distribué à base physique. L'article a fait l'objet d'une publication au journal *Frontiers in Water* le 3 janvier 2022. La version présentée ci-dessous correspond au manuscrit accepté pour publication. Le DOI de l'article est :

<https://doi.org/10.3389/frwa.2021.715298>

4.5.2 Publication

Hybrid gravimetry to map Water Storage Dynamics in a mountain catchment

Q. Chaffaut¹, N. Lesparre¹, F. Masson¹, J. Hinderer¹, D. Viville², J. D. Bernard¹, G. Ferhat^{1,2}, S. Cotel¹

1 Université de Strasbourg, CNRS, ENGEES, EOST, ITES UMR7063, F-67000 Strasbourg

2 Institut National des Sciences Appliquées de Strasbourg, 24 boulevard de la Victoire F-67084 Strasbourg Cedex, France.

*Corresponding author: Quentin Chaffaut (chaffaut.quentin@gmail.com)

Abstract

In mountain areas, both the ecosystem and the local population highly depend on water availability. However, water storage dynamics in mountains is challenging to assess because it is highly variable both in time and space. This calls for innovative observation methods that can tackle such measurement challenge. Among them, gravimetry is particularly well suited as it is directly sensitive - in the sense it does not require any petrophysical relationship - to temporal changes in water content occurring at surface or underground at an intermediate spatial scale (i.e., in a radius of 100 m). To provide constrains on water storage changes in a small headwater catchment (Strengbach catchment, France), we implemented a hybrid gravity approach combining in-situ precise continuous gravity monitoring using a superconducting gravimeter, with relative time-lapse gravity made with a portable Scintrex CG5 gravimeter over a network of 16 stations. This paper presents the resulting spatio-temporal changes in gravity and discusses them in terms of spatial heterogeneities of water storage. We interpret the spatio-temporal changes in gravity by means of: (i) a topography model which assumes spatially homogeneous water storage changes within the catchment, (ii) the topographic wetness index and (iii) for the first time to our knowledge in a mountain context, by means of a physically based distributed hydrological model. This study therefore demonstrates the ability of hybrid gravimetry to assess the water storage dynamics in a mountain hydrosystem and shows that it

provides observations not presumed by the applied physically based distributed hydrological model.

Keywords: *Spatio-temporal variations of gravity; Hybrid gravimetry; Mountain headwater catchment; Water storage dynamics; Distributed hydrologic model*

1. Introduction

Mountain ecosystems provide important water resource locally but also to populations established in the adjacent lowlands (Viviroli et al. 2007). Mountains are also recognized as sentinel for climatic changes as small changes in temperature or precipitation pattern can significantly impact water supply (e.g., Viviroli et al. 2011; Beniston et Stoffel, 2014) or forest ecosystems (Elkin et al. 2013; Beaulieu et al. 2016). This drives the need for new hydrological knowledge and understanding of mountain hydrosystems by integrating more in-situ measurements to complement satellite remote sensing (Bales et al. 2006). In-situ measurements provide access to soil moisture which is a key state variable of hydro-systems, while being challenging to assess because of large variations in space and time at different scales (Vereecken et al., 2014). The development of innovative observation methods allows to tackle this measurement challenge (Bogena, 2015). Among them, in-situ time-lapse gravimetry is particularly well suited for measuring soil water content in mountainous environment as: i) it is a non-invasive method which does not disturb the hydrosystem in contrast with traditional observation wells, ii) it is directly sensitive to water content in every compartment of the hydrosystem (surface water, vadose zone and aquifer, e.g. Pfeffer et al., 2013; Champollion et al., 2018, as well as snow and ice, e.g., Voigt et al., 2021) and doesn't require any petrophysical law, and iii) it is an integrative measurement which is mostly sensitive to changes in water content occurring in a circular area whose radius is ten times the maximal depth of the aquifer, so that for a maximal aquifer depth of 20 m, 90 % of the signal comes from less than 200 m from the station (Leirião et al., 2009; Kennedy et al., 2016a). Thus, gravimetry is sensitive to water storage spatio-temporal dynamics - referred as water storage changes (WSC) in the following - at a spatial scale consistent with catchment hydrology. Currently, three types of gravimeters are accurate enough to track the spatiotemporal dynamics of water storage: (i) superconducting gravimeters (Fig. 4.8; Hinderer et al., 2015) provide access to temporal variations in water stock at a fixed position with an accuracy on the order of a few mm of water from minute scale (Delobbe et al., 2019) to multi-year scale (e.g., Creutzfeldt et al., 2012), (ii) ballistic absolute gravimeters such as the FG5 gravimeter (Niebauer et al., 1995) or quantum gravimeters (Ménoret et al., 2018; Cooke et al, 2021) that measure absolute gravity values, on a network of sheltered, vehicle-accessible stations with electrical power (Jacob et al. 2008), (iii) relative field gravimeters such as the Scintrex CG5 (Fig. 4.8; Scintrex Limited, 2012) that allow for the measurement of gravity differences from a reference station and can be deployed on a network of stations with limited access, such as in mountainous areas, which would not be possible with an FG5 absolute gravimeter (e.g., Masson et al., 2012; McClymont et al., 2012; Arnoux et al., 2020). Spatially distributed repeated measurements with relative and absolute field gravimeters provide access to water storage change (WSC) on a seasonal scale with an accuracy on the order of 4 cm of water for FG5 absolute gravimeters (Jacob et al., 2008) and

10 cm of water for Scintrex CG5 relative gravimeters (Gehman et al., 2009; Christiansen et al., 2011a).

Time-lapse gravimetry has been already applied to uncover water storage dynamics in various hydrogeological and climatic contexts. This method was proven successful for assessing WSC in relatively homogeneous to complex alluvial aquifers with confined levels (Pool and Schmidt, 1997; Pool, 2008). Several studies have also shown that gravimetry is a suitable method to monitor water mass redistributions within artificial aquifer recharge sites (Davis et al., 2008; Gehman et al., 2009; Kennedy et al., 2016a). Artificial aquifer recharge induces large temporal WSC (i.e., up to several meters of water equivalent), which are on the order of 10 times the accuracy of field gravimeters and are thus easily detectable. However, timelapse gravimetry is also used to characterize the dynamics of hydro-systems with much smaller WSC and/or more complex structure. The method has been successfully applied to karst watersheds in a Mediterranean climate (Jacob et al., 2008; Jacob et al., 2010; Champollion et al., 2018), granitic watersheds in West Africa in a tropical monsoon-dominated climate (Christiansen et al., 2011b; Pfeffer et al., 2013; Hector et al., 2015), or to a hilly area (Naujoks et al. 2008; Naujoks et al. 2010). Timelapse gravimetry has been also applied to mountain hydrosystems (Masson et al., 2012; McClymont et al., 2012; Arnoux et al., 2020), though complex to implement because of the poor accessibility of mountain areas. McClymont et al., 2012 conducted a gravity timelapse experiment on a network of 80 stations distributed over a moraine area (1.5 km²) located near a lake collecting meltwater from a Rocky Mountain glacier in Canada. The network was repeated twice at one-year intervals, once when the lake level was high, and a second time when the lake level was low (i.e., 2 m lower). Only relative gravity measurements were carried out because of the poor accessibility to the studied site did not allow absolute gravity measurements. In order to compensate for the absence of these reference gravity measurements, the authors defined a reference station located outside from the moraine in an area with small WSC, assuming negligible gravity changes at the reference station between the two measurement campaigns. McClymont et al. (2012) measured gravity variations up to 250 nm.s⁻² on several stations, which they interpret as the presence of preferential storage areas around these stations. Nevertheless, they admitted that most of the observed gravity variations are in the same order of magnitude as the measurement uncertainties. Arnoux et al. (2020) conducted a similar gravity timelapse on a network of 15 stations on an alpine catchment located in the Swiss Alps. The network was repeated twice within a three-month interval with a Scintrex CG5. The first acquisition was in summer just after snowmelt in the wet period, and the second acquisition occurred just before the first snow in the dry period. The authors used a station located in the valley bottom as the reference of the relative measurements. Authors could evidence large and significant gravity changes (i.e., up to 1500 nm.s⁻²) at stations located on a talus on a topographic flat as well as on a moraine located on steeper slopes, demonstrating the large storage capacity of the talus and the moraine aquifers (i.e. up to 3 m of water). Such media accumulate water during the snowmelt and supply the downstream springs flow during the dry period. Masson et al. (2012) conducted a gravity timelapse experiment on a network of 13 stations on the mid-mountain Strengbach catchment in the French Vosges mountains. The network was repeated 11 times with a Scintrex CG5 between February and June 2011 to monitor the drainage of the Strengbach catchment. To avoid using a potentially singular station

as reference station, authors used the mean gravity value of the entire network as reference for each timelapse. With this approach, Masson et al. (2012) could evidence differential gravity changes within the catchment, indicating large water storage decrease around stations located at mid-height of the watershed, and lower water storage decrease for downstream stations.

One can therefore note that in the case of mountain hydrosystems, only relative gravimetric measurements have been carried out, which provides relevant information on differential WSC, but does not allow to infer local absolute WSC around the stations. In addition, the mentioned gravity timelapse experiments do not monitor the entire hydrological cycle, i.e. including the draining and the refilling phases.

As Masson et al. (2012), the present study also targets the Strengbach catchment in the Vosges mountains (France) incorporating the improvement prescribed by Masson et al. (2012): we installed an iGrav superconducting gravimeter (SG) from GWR Instruments Inc (Warburton et al., 2010) in June 2017 at the summit of the catchment (Chaffaut et al., 2020; Chaffaut et al., 2021) to serve as continuous gravity reference. Furthermore, we performed monthly gravity time lapse surveys with a relative field gravimeter (Scintrex CG5) on a network of 16 stations over more than two hydrological cycles from 2018 to 2021. This measurement strategy coupling a monitoring of gravity temporal changes at a reference station with relative gravity time-lapse is referred as hybrid gravimetry (Okubo et al., 2002; Hinderer et al., 2016). We used the SG as local absolute gravity reference g_t^{Ref} for the relative gravity differences Δg_t^{i-Ref} measured between station i and the SG station at date t to obtain absolute gravity values g_t^i at the relative gravity stations:

$$g_t^i = \Delta g_t^{i-Ref} + g_t^{Ref} \quad (1)$$

A great advantage of relative gravity measurement is that every gravity signal common to the full gravity network naturally cancels out, so that Δg_t^{i-Ref} is only sensitive to local mass changes and hence mostly to local hydrology. As a result, only the absolute gravity reference g_t^{Ref} needs to be corrected from gravity contributions arising from other causes than local hydrology (see section 3.2).

We applied a distributed physically based hydrological model called NIHM (Normally Integrated Hydrological Model, Weill et al., 2017; Lesparre et al. 2020) to the Strengbach catchment to simulate the coupled surface and underground water flows. NIHM provides as output 3D maps of the subsurface water content at requested times, from which we compute gravity temporal changes at the gravity stations using a 3D forward modelling code. This modelling exercise highlights the supply of observed temporal gravity changes.

The main goal of this study is to show the pertinent contribution of hybrid gravimetry to evidence water storage spatio-temporal dynamics occurring in a small mountain catchment. The paper is organized as follows: In section 2 we describe the field context. In section 3 we describe the acquisition and processing of gravity data. In section 4, we present the gravity temporal changes measured over the full observation network, and we show how the acquired gravity data supply an information that is not straightly depicted by gravity changes estimated from the

catchment water balance assuming homogeneous water storage changes in the subsurface. So we analyse the scattering of gravity time series potentially related to the relief pattern by computing the topographic wetness index. Finally, we show in section 5 how the measurements supply unpredicted information by a previously calibrated physically based distributed hydrological model and we discuss the use of hybrid gravity measurements to characterize the water storage spatiotemporal dynamics in mountainous catchments.

2. Studied site

2.1 The Strengbach catchment

The Strengbach catchment is a small (i.e., 80 ha) headwater granitic catchment drained by the Strengbach creek and located in the French Vosges mountains (Fig. 4.8). It is part of the OZCAR French network of critical zone observatories (Gaillardet et al., 2018). Catchment climate, hydrology and geochemistry of soil and water are closely monitored by the Observatoire Hydro-Géochimique de l'Environnement (OHGE, <http://ohge.unistra.fr>; CNRS/University of Strasbourg) since 1986 (Pierret et al. 2018). Climate is temperate of oceanic-mountainous type and forest cover represents 80% of the catchment surface (Fig. 4.8). Topography of the studied area was achieved at a 0.5 m horizontal resolution with a LiDAR survey made in 2011, with horizontal and vertical precision of respectively 0.1 m and 0.05 m. The catchment altitude ranges from 851 m to 1151 m, with steep slopes up to 30°. The bedrock consists in fractured granite and a gneiss body along the northern crest, both are covered with a high-porosity saprolite layer of variable thickness, estimated to vary from 1 m to 9 m (El Maghri, 1995). Soils are of about 1 m thick with a coarsely grained texture, sandy, and rich in gravel that favors fast infiltration (Fichter et al., 1998a; Pierret et al. 2018). As a result, no surface run-off is observed. Then, water flow within the catchment reduces to the river flow and to subsurface flow. The saprolite layer is considered as the main active component of the groundwater flow compartment (Weill et al., 2017; Pierret et al., 2018). Therefore, more deeply connected fractures of the bedrock are assumed to have a negligible contribution to flows joining the river network at the Strengbach catchment scale. In the valley bottom, a saturated area of variable extension is connected to the Strengbach stream (Ladouche et al., 2001).

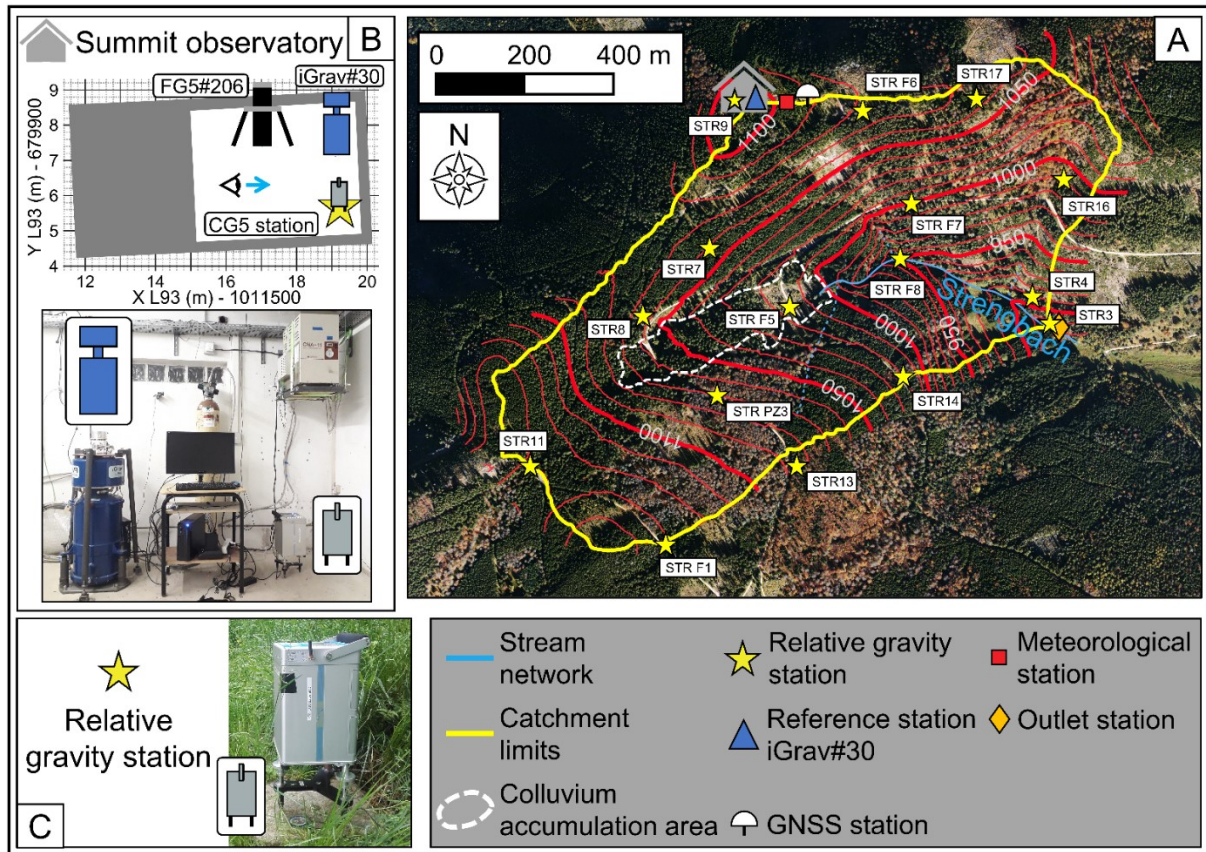


Figure 4.8. **Strengbach catchment instrumentation map.** A) Catchment instrumentation map with meshing and zonation of the hydrological model). B) Organization of the reference gravity station, showing the iGrav#30 SG which serves as gravity reference, and the Scintrex CG5 reference station. C) A relative gravity station of the microgravimetric network.

2.2 Water cycle monitoring

Overall catchment water storage changes (Fig. 4.9 (C)), referred as CWSC hereafter, results from the balance between: i) precipitation (bar plot Fig. 4.9 (B)) measured at a 10-minute rate at the summit meteorological station (red square, Fig. 4.8), ii) actual evapotranspiration (green line Fig. 4.9 (A)) modeled at a daily rate using the BILJOU model (Granier et al., 1999) and meteorological data from the summit meteorological station, and iii) Strengbach stream outflow (see blue line Fig. 4.9 (A)) measured at a 10-minute rate (orange diamond, Fig. 4.8). Note that CWSC is a relative quantity of which only the variations have a meaning (Chaffaut et al., 2021). By convention, the minimum of CWSC is set to zero. CWSC exhibits seasonal variations whose yearly range is comprised between 0.20 and 0.25 m for years 2018 and 2019. For the same years, it reached its minimal value at the end of summer, from the end of July to the beginning of October, and its maximal value from January to the end of February, in coincidence with major precipitation events (Chaffaut et al., 2021). The gravity signal is measured at the catchment summit by the superconducting gravimeter iGrav30 (Fig. 4.8 (B)) and results from local water storage dynamics (Chaffaut et al., 2020; Chaffaut et al., 2021; Fig. 4.9 (D)).

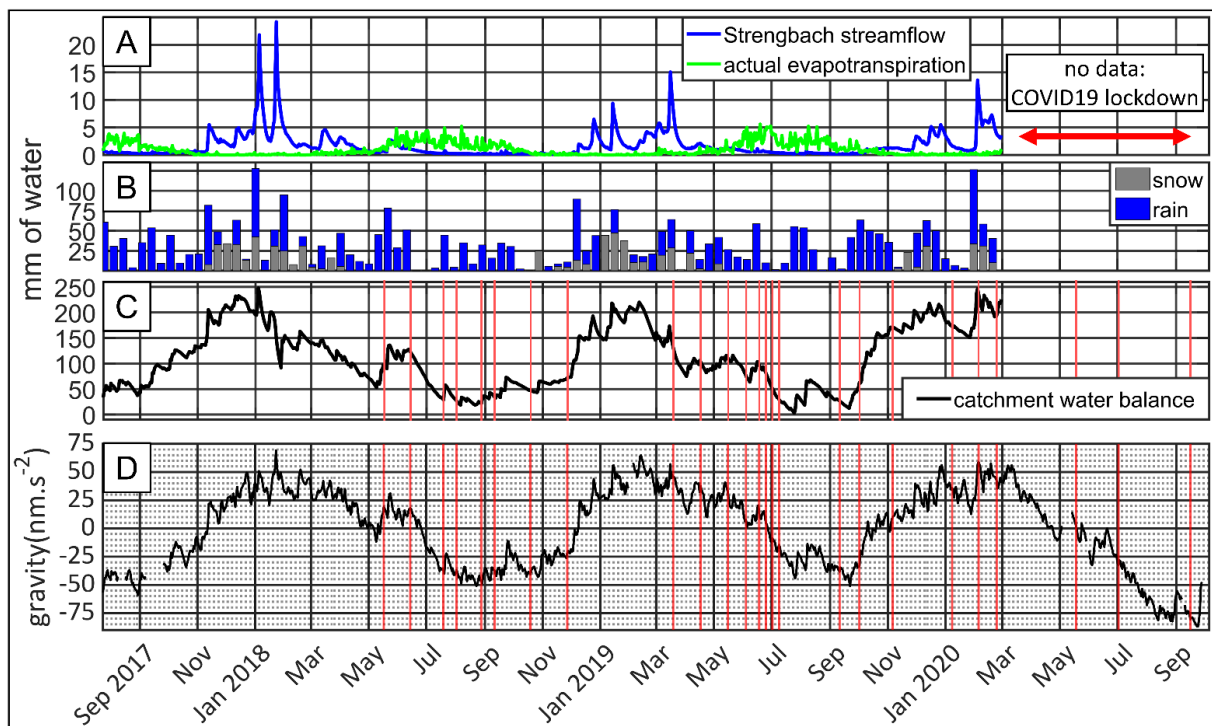


Figure 4.9. **Strengbach catchment hydro-meteorological fluxes together with continuous gravity monitoring at the summit gravity station.** A) Catchment averaged actual evapotranspiration (in green) and Strengbach streamflow (in blue). B) Catchment averaged precipitations averaged over a 15 days timestep. C) Catchment water storage changes (CWSC). D) Temporal gravity changes measured at the summit gravity station. Red lines correspond to the date of the relative gravity surveys.

2.3 Hydrogeological characteristics

A dense Magnetic Resonance Sounding (MRS) measurement campaign has been performed in April-May 2013 and revealed strong heterogeneities of water volume within the Strengbach catchment (Boucher et al. 2015). MRS data inversion revealed a high water volume per unit of area (up to $0,75 \text{ m}^3/\text{m}^2$), referred as specific water volume hereafter, in the flat area upstream the creek main spring and filled by colluvium as well as in the wetland located in the valley bottom. Because of a thinner weathered zone, the specific water volume is lower under the slopes, ranging from intermediate values (i.e., 0.20 to $0.35 \text{ m}^3/\text{m}^2$) in the northern slope to low values (i.e., $< 0.25 \text{ m}^3/\text{m}^2$) in the southern slopes of the catchment.

More recently, a study combining field observations of pedological, geological and geomorphological features allowed to build a pedological map of the Strengbach catchment that gathered in 8 zones (Fig. 4.15). Lesparre et al. (2020) used this pedological map together with MRS measurements from Boucher et al. (2015) and the flow measured at the catchment outlet to condition a hydrological model, described in section 5.1. This approach allowed to interpret the water volume distribution in terms of subsurface hydrodynamic properties of the active layers made by the soil and the saprolite. As a result, a first spatial distribution of the hydrodynamic parameters in the 8 identified zones has been proposed for the Strengbach catchment (Tab. 3). Among these zones, the relatively flat colluvium zone upstream the creek main spring (zone 2 Fig. 4.15) and the wetland from Boucher et al. 2015, that corresponds to zone 1 and 3 in Lesparre et al., 2020 and herein (Fig. 4.15) are characterized by large porous

volumes per unit area (i.e., from 1.24 to 0.69 m³/m²), referred as specific porous volume hereafter. Other zones located on the slopes or along the crests are characterized by lower specific porous volume (i.e., from 0.52 to 0.12 m³/m²).

As mentioned in the introduction, a first time-lapse microgravity study has been conducted on the Strengbach catchment during the dry spring of 2011 (Masson et al. 2012). The authors showed that the trends of the relative temporal gravity changes were significantly different from one station to the other, meaning that for the 2011 spring period, gravity decreased more, or increased more at some stations than on average. The authors observed a clear spatial consistency of the trend of relative temporal changes and could hence distinguish between 3 groups of stations located in contrasted hydrogeological context: i) stations located in the valley bottom with flat trends, due to a constant water saturation during the full experiment ii) stations located on the southern crest with a large gravity increase related to a low water storage capacity iii) stations with a strong gravity decrease owing to a high water storage capacity at these sites located on the northern part of the catchment and in the colluvium zone.

3. Gravimetric data

3.1 Hybrid gravity network and relative gravity surveys

The gravity network consists in a reference gravity station and a relative gravity network. The reference station is equipped with i) an absolute station which measured each year with the FG5#206 absolute gravimeter to constrain the SG instrumental drift, ii) an SG station (blue triangle, Fig. 4.8 (B)) that provides continuous monitoring of gravity changes (Fig. 4.9 (D)), iii) a relative gravity station (STR9, Fig. 4.8 (B)) used as reference for the relative surveys (Chaffaut et al., 2022).

The relative gravity network consists in 16 relative gravity (RG) stations and is designed to sample hydrologically different areas in the catchment (yellow stars Fig. 4.8 A): i) five stations are located on a crest (STR F1, STR11, STR F6, STR17 and the reference station STR9), ii) seven stations are located on the slopes (STR13, STR14, STR4, STR7, STR F7, STR16, STR PZ3), iii) stations STR8 and STR F5 are located in the area filled by colluvium that corresponds to the pedological zone number 2 or at immediate vicinity, iv) stations STR F8 and STR3 are located nearby the Strengbach creek.

The RG stations correspond to concrete pillars (0.35 m x 0.35 m x 0.30 m) or to large and stable rocks equipped with a geodetic benchmark. Most of stations have been precisely measured using differential GNSS, using the permanent GNSS station named AUBU (French RENAG network) operating 40 m to the East from the reference station shelter (Fig. 4.8 (A)). Stations that did not provide satisfactory GNSS observing conditions (i.e, trees cover or inside shelter) were observed using a digital level or a total station. The Strengbach catchment zone is not subject to ground uplift or subsidence associated with tectonic activity as shown by the permanent GNSS station (Henrion et al., 2020; Chaffaut et al., 2021), and there is no active landslide on the site. The soil is sandy, so no upward or downward vertical motion of pillars due to soil compaction or expansion induced by clay swelling is expected. In addition, because of the small volume of pillars (0.04 m³), the gravity effect resulting from soil elastic compaction

after installing the pillars is likely much lower than 10 nm.s^{-2} , as modeled by Pfeffer (2011). As a result, no significant absolute and/or differential vertical motion should affect the gravity stations.

Our gravity time-lapse monitoring consists in 25 surveys performed between May 2018 and September 2020 with a 1 to 2 months interval. Unfortunately, it was interrupted from March to May 2020 because of the COVID19 lockdown. Depending on instrument availability, we used the Scintrex CG5 #1224 or #1317 to perform the gravity surveys that were accurately calibrated to integrate both instruments measurement in the same gravity timeseries (see section 3.3). We made a strong effort to catch the wettest and the driest states of the hydrosystem with the gravity surveys, as revealed by the CWB and SG residual time series (Fig. 4.9 (C) and 4.9 (D)). Wet periods were sampled by a survey in March 2019, and 3 ones in January and February 2020. Dry periods were sampled by 3 surveys in August and September 2018, one survey in September 2019 and a last one September 2020 (Fig. 4.9 C & D). The relative gravity network together with the microgravity measurement procedure and gravity data processing is described in Chaffaut et al., 2022.

3.2 Reference station

The SG is installed on the eastern edge of an 8.4 m x 4.4 m shelter with concrete foundations but without gravimetric pillar, while the RG station is installed on the South-East corner, one meter South from SG (Fig. 4.8 (B)). The SG and Scintrex CG5 test masses are located respectively 0.23 meter and 0.27 meter above the ground. As both are installed on the edge of the shelter and measuring at a similar height, one can consider that both instruments are measuring the same time-varying gravity signal, so that the SG signal - once appropriately corrected - can serve as absolute gravity reference g^{Ref} for the relative gravity measurements (Eq. 1). The SG signal contains several time-variable gravity contributions (the tides, the polar motion, the local and continental scale atmospheric signal as well as the local and continental scale hydrology) from which we extract the gravity hydrological residual g^{Ref} (Fig. 4.9 (D)). g^{Ref} results from the local hydrology, defined as the water storage spatio-temporal dynamics that occurs within 11 km from the SG. Chaffaut et al. (2020; 2021) provide a full description of the corrections applied on the SG signal to obtain g^{Ref} . Corrections are implemented on g^{Ref} only as we assume that the contributions not related to the local hydrology are the same for every gravity station of the Strengbach catchment that is of small extent.

g^{Ref} exhibits a seasonal cycle ranging from -77 to 74 nm.s^{-2} (Fig. 4.9 (D)), whose minima occur in August-September in correspondence with the end of the dry summer period, while maxima occur from January to March, in coincidence with major precipitation events falling as snow or rain (Chaffaut et al., 2021). Chaffaut et al. (2021) showed that 72 to 85 % of g^{Ref} comes from a circular area of 1 km radius centered on the SG. The Strengbach catchment accounts for 25% of this area, while two other neighboring catchments account for the rest of the surface. Therefore, g^{Ref} contains an extensive gravity contribution coming from outside of the Strengbach catchment. In the following, the reader has to keep in mind that the absolute gravity signal g_i^i obtained at each station by combining the gravity reference g^{Ref} and the relative gravity measurements Δg (Eq. 1) is mainly sensitive to the WSC around each station. g_i^i results

from the water dynamics occurring mainly inside the Strengbach catchment for stations (STR F5, STR PZ3, STR7, STR F7, STR8, STR16, STR F8, STR4). Nevertheless, peripheral stations (i.e., STR F1, STR11, STR9, STR13, STR14, STR F6, STR17 STR3) are more impacted by contributions coming from outside the catchment.

3.3 Calibration of relative gravimeters

Scintrex CG5 sensors are relative gravimeters that need to be calibrated by comparison with a reference absolute gravimeter. Gravimeters are originally calibrated by the manufacturer (Scintrex Limited, 2012) but calibration needs to be regularly updated because of slight changes in time of the elastic properties of the spring (Cheraghi et al. 2019). The calibration update consists in multiplying gravity simple differences with a corrective calibration factor C_f (Jacob et al., 2010, Eq. 2).

$$C_f = \frac{\Delta g Abs_{station\#2}^{station\#1}}{\Delta g_{station\#2}^{station\#1}} \quad Eq. 2$$

$\Delta g Abs_{station\#2}^{station\#1}$ is the gravity difference measured by an absolute gravimeter on a calibration line composed of station #1 and #2, while $\Delta g_{station\#2}^{station\#1}$ is the gravity difference measured by a CG5 relative gravimeter.

The calibration line we used consists in two gravity stations equipped with SG and maintained by EOST (School and Observatory of Earth Sciences of the University of Strasbourg, <https://eost.unistra.fr/en/observatory/geodesy-gravimetry>). The first one is located in a buried shelter at the Strasbourg gravity observatory at 180 m of altitude (Longuevergne et al. 2009), while the second one is located at the Strengbach catchment observatory at 1104 m of altitude (Chaffaut et al., 2020; Chaffaut et al., 2021). Thanks to the important height difference between these stations, the gravity difference $\Delta g Abs_{Strasbourg}^{Strengbach}$ reaches as much as $2.13 \cdot 10^6 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$. The calibration line is therefore covering a large gravity range, whose temporal changes (up to $100 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$, mostly resulting from hydrology) are accurately monitored allowing reliable calibration experiments (Flury et al., 2007). Scintrex CG5 #1224 and #1317 have been calibrated twice in a two-year long interval to check the stability of sensors bias. The first calibration was made on the 14th of November 2016 (Portier et al. 2018) and the second was made on the 6th of May 2019 (Tab. 1).

Table 1 Calibration correction factor of Scintrex CG5 #1317 and #1224. As assessed by comparison with absolute gravimeter FG5#206 on the Strasbourg-Strengbach calibration line. 14th November 2016 calibration results are from Portier et al. 2018.

		$C_f = \Delta g Abs_{Strasbourg}^{Strengbach} / \Delta g_{Strasbourg}^{Strengbach}$	
		14 th November 2016	6 th May 2019
Instrument	Scintrex CG5 #1317	$1.000323 \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$	$1.000332 \pm 2,1 \cdot 10^{-5}$
	Scintrex CG5 #1224	$1.000956 \pm 2,5 \cdot 10^{-5}$	$1.000976 \pm 2,1 \cdot 10^{-5}$

The corrected calibration factor of CG5 #1317 and #1224 did not change significantly between 2016 and 2019 (Tab. 1). We obtained an accuracy of $2 \cdot 10^{-5}$ (-), which is comparable to the value of $1 \cdot 10^{-5}$ to $2 \cdot 10^{-5}$ (-) reported by Flury et al., (2007). On the Strengbach microgravity network, the largest gravity simple difference reaches $5 \cdot 10^5 \text{ nm.s}^{-2}$, so that a change of the calibration factor of $2 \cdot 10^{-5}$ (-) would induce a bias of 10 nm.s^{-2} , which is the reading precision of the Scintrex CG5 gravimeter (Scintrex Limited, 2012). Then, after CG5 measurements have been corrected by applying the C_f coefficient (Eq. 2), no significant bias is expected to disrupt the microgravity measurements.

3.4 Error budget

The error time series at station i $\varepsilon(g_t^i)$ results from the one standard deviation of the reference gravity value $\varepsilon(g_t^{Ref})$ and from the one standard deviation of the gravity difference between station i and the reference station $\varepsilon(\Delta g_t^i)$. $\varepsilon(g_t^{Ref})$ corresponds to the standard deviation of SG residual time series during the time interval of the relative gravity survey t extending from t_{Start} to t_{End} :

$$\varepsilon(g_t^{Ref}) = \sigma[gSG(t_{Start} \leq t \leq t_{End})] \quad Eq. 3$$

$\varepsilon(g_t^{Ref})$ ranges between 0.6 and 4 nm.s^{-2} , which is negligible compared to relative gravity measurement error.

$\varepsilon(\Delta g_t^i)$ is more challenging to assess because it depends on: i) the instrument performance which is related to e.g., the quality of internal temperature regulation (Jacob et al., 2010, Fores et al. 2016), ii) on the method used to operate the gravimeter in the field, particularly the loop design (Kennedy and Ferré, 2016b) and the handling of the instrument (Repanic et Kuhar, 2018), iii) on the data selection process and on the method used to compute simple gravity difference. Gravity differences errors are usually computed a-posteriori from observations as the standard deviation of residuals from the least square adjustment of distinct gravity loops (e.g., Flury et al., 2007; Christiansen et al. 2011a; Pfeffer et al. 2013; Hector et al., 2015), or by simultaneous adjustment of the full gravity network (e.g., Jacob et al., 2010; Mc Clymont et al., 2012). We refer to this type of error as “formal errors” in the following. In this study, formal errors are considered as a reliable estimate of gravity difference errors $\varepsilon(\Delta g_t^i)$.

Both $\varepsilon(g_t^{Ref})$ and $\varepsilon(\Delta g_t^i)$ errors are assumed to be independent so:

$$\varepsilon(g_t^i) = \sqrt{[\varepsilon(g_t^{Ref})]^2 + [\varepsilon(\Delta g_t^i)]^2} \quad Eq. 4$$

Once correctly calibrated, simple differences obtained from CG5 measurements are considered as bias free.

Median error (i.e., the median of the error time series as defined by eq. 4) on hybrid gravity measurements ranges from 20 nm.s^{-2} for STR8 to 60 nm.s^{-2} for STR F1 (Fig. 4.10 and Tab. 2). Stations with small median error ($< 30 \text{ nm.s}^{-2}$) correspond to stations that benefited from redundant measurements during surveys. On the contrary, stations with (relatively) large median error ($> 50 \text{ nm.s}^{-2}$) were less repeated as they are far from the reference station and/or

poorly. As a result, the implemented gravity monitoring campaign should allow to detect gravity temporal changes that are twice the error bar level, which corresponds to 40 nm.s^{-2} for station STR8 and to 120 nm.s^{-2} for station STRF1.

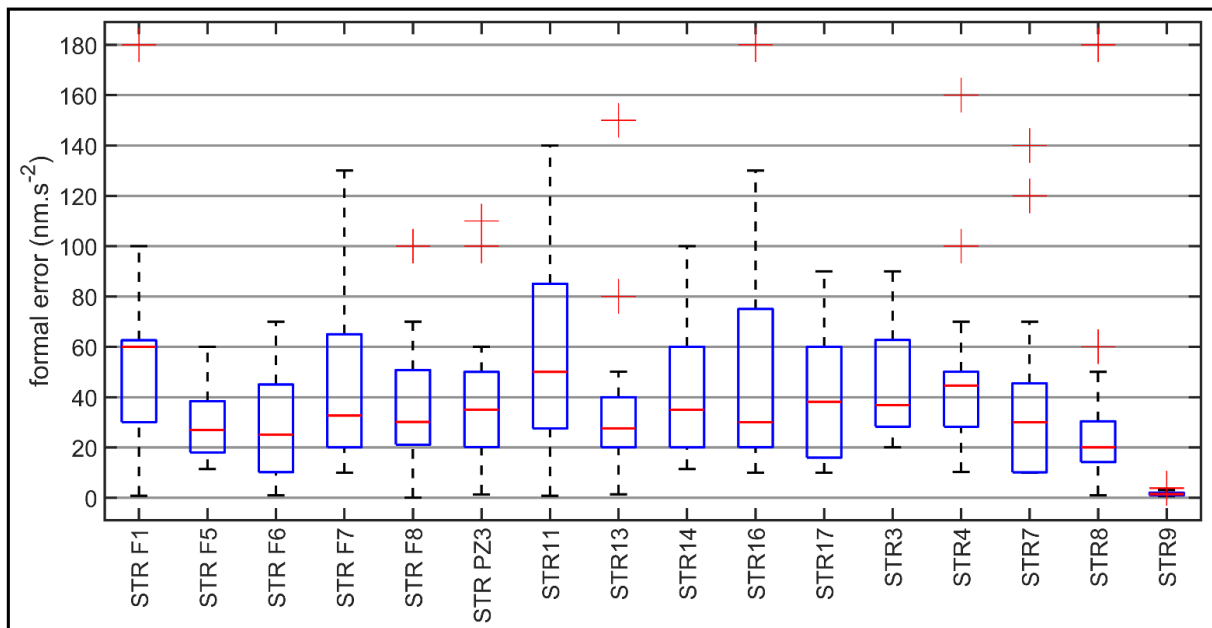
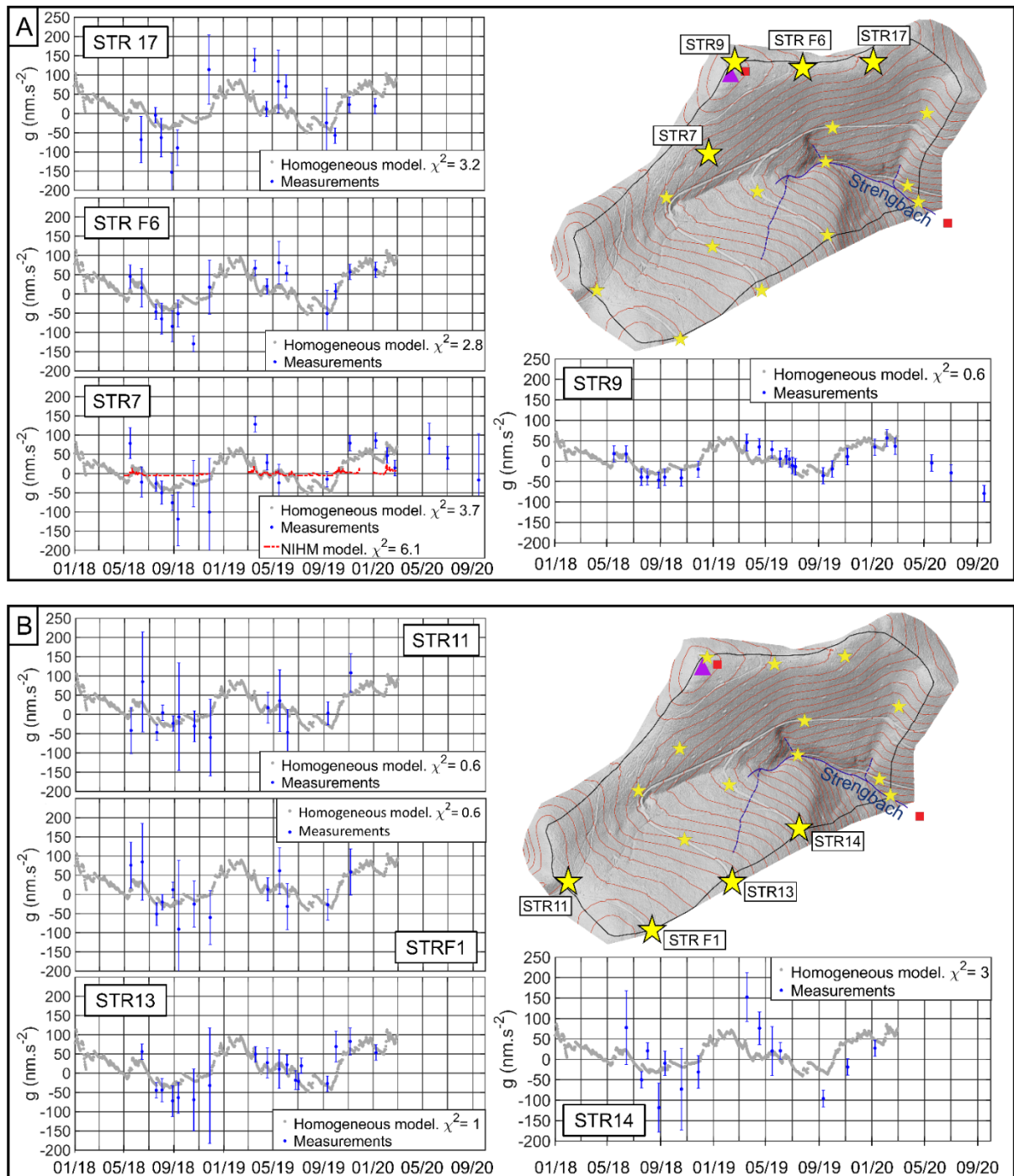


Figure 4.10. **Hybrid gravity error distribution by station.** The lower and upper end of the whisker respectively indicates the minimum and maximum error, the lower and higher blue line corresponds respectively to the first and the third quartile, the red line corresponds to the median error, and the red crosses correspond to outliers.

4. Measurement results

4.1 Gravity time series

Gravity time series of stations located in the vicinity of the crest or along the slope are respectively presented in Fig. 4.11 (A-B) and in Fig.4.11 (C). Results for stations located in the valley bottom or nearby the spring of the main creek are presented in Fig. 4.11 (D).



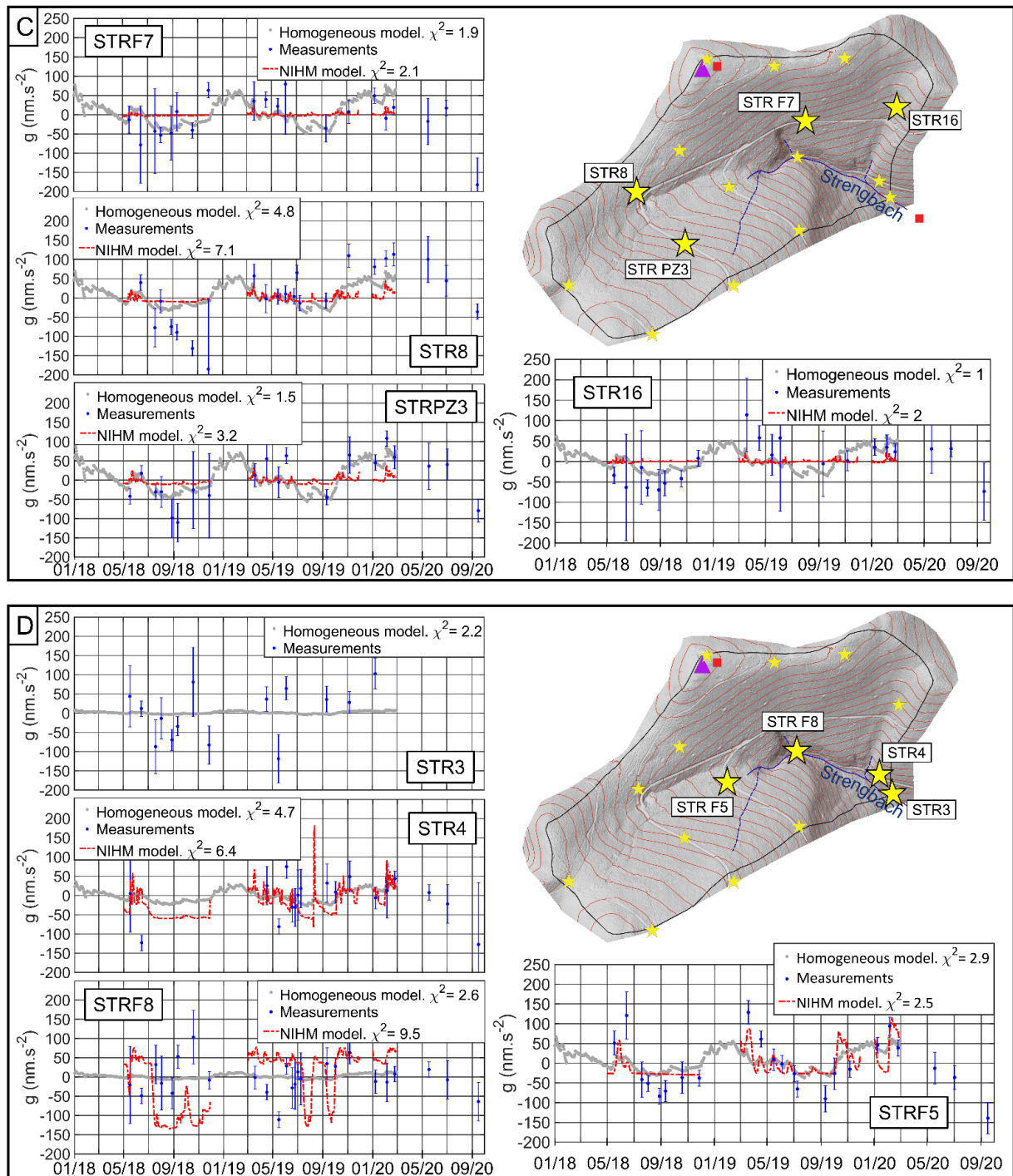


Figure 4.11. **Observed and modeled gravity temporal changes on the gravity stations network.** A-B) Time series of stations located in the vicinity of the catchment boundaries. C) Time series of stations located along the slope. D) Time series of stations located in the valley bottom or nearby the spring of the Strengbach creek.

Stations STR F5, STR14, STR F6, STR13, STR8 and STR9 exhibit a seasonal temporal pattern (Fig. 4.11) with maximal gravity values in May 2018, March 2019 and end of February 2020, when catchment water storage is high, as assessed from catchment WSC (i.e., from 150 to 250 mm of water, Fig. 4.9 (C)). For those stations, the gravity signal gradually decreases to a minimum in September 2018, 2019 and 2020 when catchment storage is low (i.e., from 0 to 50

mm of water, Fig. 4.9 (C)). Among these stations, STR F5 exhibits little inter-annual variability as it shows a similar range of gravity changes for the 2019 and 2020 discharge periods (respectively $219 \pm 45 \text{ nm.s}^{-2}$ and $233 \pm 46 \text{ nm.s}^{-2}$). On the contrary, STR8 exhibits a significant inter-annual variability with a gravity decreases by $129 \pm 22 \text{ nm.s}^{-2}$ between the 14 of June and the 11 of September in 2018, a similar decrease of $149 \pm 36 \text{ nm.s}^{-2}$ between the 24 of February and the 16 of September in 2020, while in the gravity decreases by only $64 \pm 33 \text{ nm.s}^{-2}$ between the 19 of March and the 11 of September in 2019. Other stations are characterized by i) more complex temporal changes as STR F8, STR4 and STR3 or ii) temporal changes of lower amplitude with lower signal to noise ratio as for stations STR11 or STR F1. For comparing the gravity signals measured at the different stations, we use the gravity time series scattering σ as indicator of stations time variability. We define σ^i as the error weighted standard deviation of the gravity time series of station i :

$$\sigma^i = \sqrt{\sum_{t=1}^N \frac{\omega_t^i}{\sum_{t=1}^N \omega_t^i} \left(g_t^i - \sum_{t=1}^N \frac{\omega_t^i}{\sum_{t=1}^N \omega_t^i} g_t^i \right)^2}, \quad Eq. 5$$

where N is the number of measurements, and $\omega_t^i = \frac{1}{\varepsilon_t^i}$ is a ponderation factor that corresponds to the inverse of the measurement error (as defined by Eq. 4)

There are strong contrasts of σ between stations, revealing spatially heterogeneous gravity temporal changes (Fig. 4.12). The STR8, STR F5, STR7, STR17 and STR F6 stations are characterized by high σ ($> 62 \text{ nm.s}^{-2}$), while stations STR9, STR11, STR F1, STR F8, STR F7 and STR13 have low σ ($< 46 \text{ nm.s}^{-2}$). Stations with low σ (i.e., low temporal variability) correspond to areas with low WSC and/or areas with low topographic amplification (see section 4.2), while stations with high σ (i.e., high temporal variability) correspond to areas with high WSC and/or areas with high topographic amplification. Note that due to its location in the reference station shelter (Fig. 4.8 (B)), station STR9 is subject to the umbrella effect, which likely explains the low σ . The shelter acts as an umbrella which prevents water infiltration below the gravimeter and consequently reduces WSC occurring in the close surrounding of the gravity sensor (Creutzfeldt et al. 2008; Deville et al. 2013; Reich et al. 2019). These hypotheses are tested in sections 4.2, 4.3 and 5, where we model gravity changes from WSC assuming different spatial distributions for WSC and compare them with observed gravity changes.

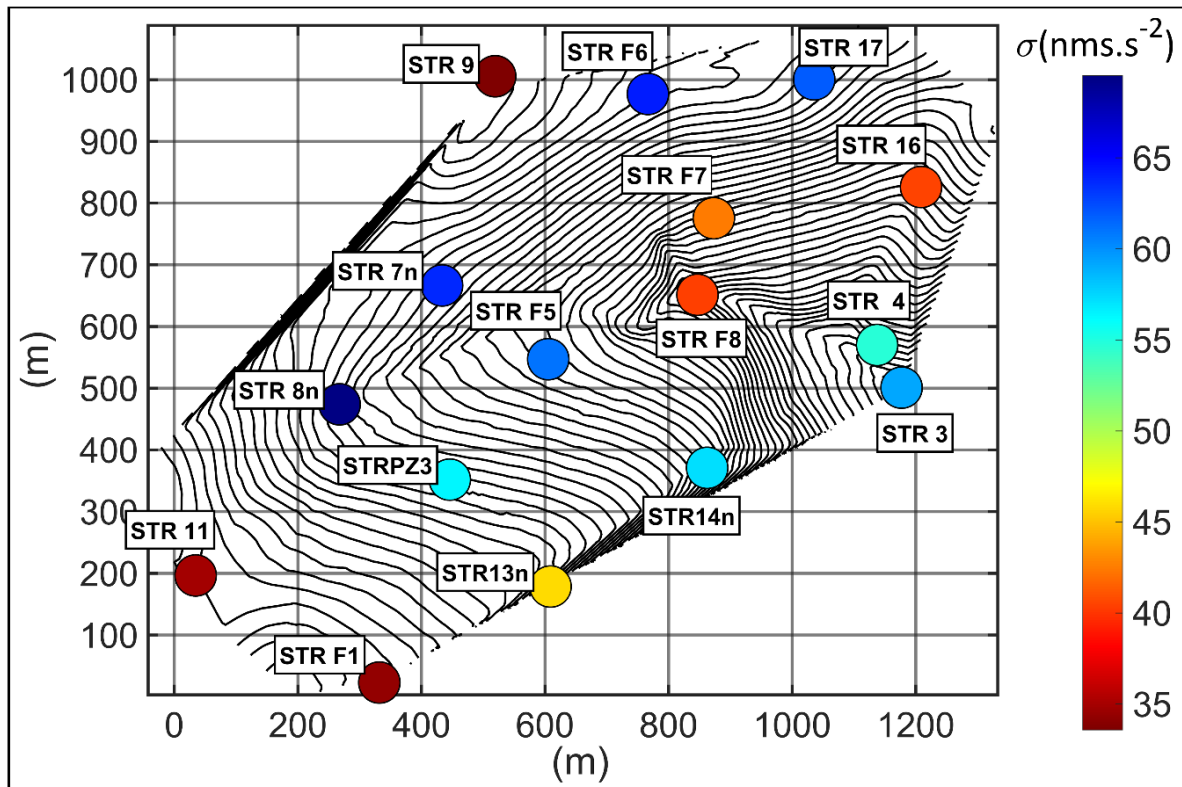


Figure 4.12. **Observed gravity time series scattering.** Time series scattering σ is computed using Eq. 5

4.2 Homogeneous WSC distribution

As already pointed by Masson et al. (2012) and Halloran et al. (2021), the topography modulates the gravimetric effect of water storage changes, so that even spatially homogeneous WSC produces spatially heterogeneous gravity changes. In order to investigate this topography effect, we modeled the gravity changes resulting from spatially homogeneous WSC distributed over the topography. For this purpose, we computed the topographic admittance map, where the topographic admittance corresponds to the conversion factor between gravity changes and WSC assumed to be spatially homogeneous.

The topographic admittance A_{topo} is defined as the gravity effect of a 1 mm thick water layer draped on the topography (Fig. 4.13 (B)). For that, we assume that A_{topo} corresponds to the gravity effect of a 0.1 m thick layer with a volumetric mass of 10 kg.m^{-3} (i.e., which is equivalent to a 1 mm thick water layer) whose top follow the topography. We compute the topographic admittance, using the method developed by Leirião et al. (2009) and applied in Chaffaut et al., (2020; 2021), for virtual gravity stations distributed over the Strengbach catchment with a spacing of 6 m between each station. The gravity signal is higher on the ridges with values $> 0.7 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ compared to the classical Bouguer value of $0.42 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ for a flat terrain (red area Fig. 4.13 (A)). In such regions, the water layer induces a downward gravitational attraction added to the standard gravity field. On the contrary, in the valley bottom, the water layer induces a decrease of the gravity $< 0.2 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ compared to the Bouguer value (blue area Fig. 4.13 (A)). As a result, one can expect a higher gravity signal for stations located on the crest such as STR F1, STR11, STR F6 and STR17,

with admittance values ranging > 0.6 (Tab. 2). The topography also leads to a low gravity signal at stations located in the valley bottom as STR3, STR4 and STR F8, with admittance values $< 0.27 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ (Tab. 2). Note that despite its summit location, the station STR9 has a rather low topographic admittance of $0.40 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mmWater}^{-1}$ as a result of the mentioned umbrella effect.

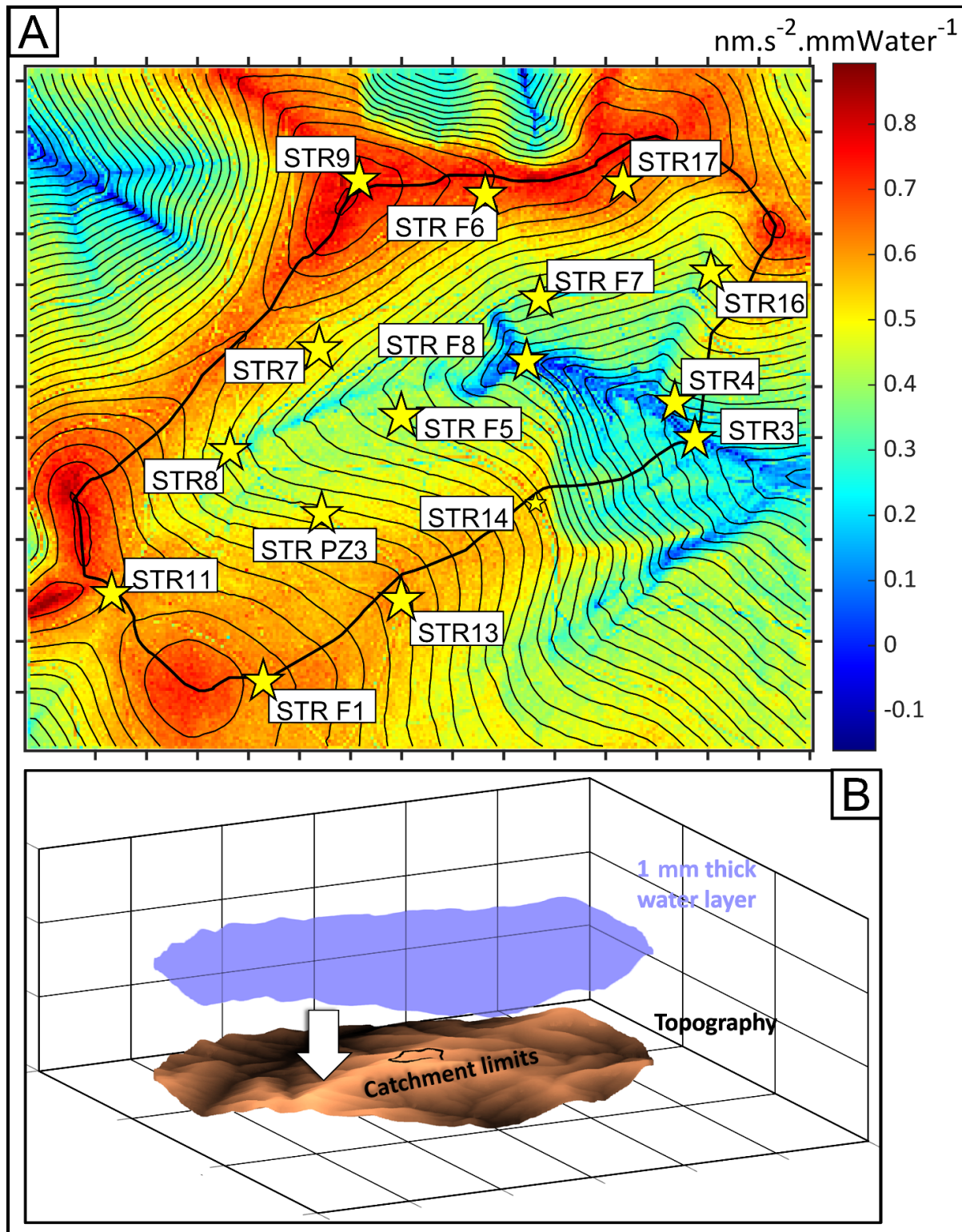


Figure 4.13. **Hydro-gravimetric modeling assuming spatially homogeneous water storage changes.** A) Topographic admittance map i.e., gravity effect due to of a uniform layer of 1 mm of water draped over the topography. B) Schematic view showing the water body used to compute the topographic admittance map

Table 2. Characteristics of observed and modeled gravity time series. Scattering and median error of gravity stations timeseries, gravity stations topographic wetness index (TWI) and topographic admittance, fit between observed and modeled gravity time series for both the homogeneous model and NIHM model.

Stations	Location	Scattering (nm.s ⁻²)	Median Error (nm.s ⁻²)	TWI (-)	Topographic admittance (nm.s ⁻² .mmWater ⁻¹)	Specific porous volume below the station (m ³ /m ²)	χ^2 homogeneous model (-)	χ^2 NIHM model (-)
STR F1	Crest	34	60	6.2	0.62	/	0.6	/
STR PZ3	Southern slope	56	35	6.9	0.60	0.12 (Zone#6)	1.5	3.2
STR F5	Flat area upstream from the spring of the main stream	61	27	8.2	0.44	0.69 (Zone#2)	2.9	2.5
STR F6	Crest	64	25	5.2	0.70	/	2.8	/
STR F7	Southern slope	42	33	6.6	0.53	0.22 (Zone#5)	1.9	2.1
STR F8	Valley bottom	40	30	9.4	0.11	0.95 (Zone#3)	2.6	9.5
STR3	Valley bottom	59	37	7.0	0.06	/	2.2	/
STR4	Valley bottom	55	45	6.5	0.27	0.95 (Zone#3)	4.7	6.4
STR7	Northern slope	64	30	6.3	0.56	0.12 (Zone#6)	3.7	6.1
STR8	Flat area upstream from the spring of the main stream	69	20	6.6	0.46	0.12 (Zone#6)	4.8	7.1
STR9	Reference gravity station on the crest	34	1	5.2	0.40	/	0.6	/
STR11	Crest	35	50	6.2	0.61	/	0.6	/
STR13	Crest	46	28	6.3	0.67	/	1	/
STR14	Crest	57	35	5.8	0.53	/	3	/
STR16	Southern slope	40	30	7.2	0.42	0.22 (Zone#5)	1	2
STR17	Crest	62	38	5.2	0.65	/	3.2	/

Assuming that water storage changes are spatially homogeneous, one can directly compute temporal gravity changes at station i as the product of the catchment water storage changes $CWSC$ (Fig. 4.9 (C)) and the topographic admittance A_{topo}^i at station i :

$$gMod^i(t) = A_{topo}^i * CWSC(t) \quad (Eq. 6)$$

We compute χ_i^2 as an error weighted misfit value to evaluate the discrepancy between measured gravity changes g_t^i and modeled gravity changes $gMod_t^i$. Best fits should have χ^2 close to 1, indicating that differences between measured and modeled gravity changes are close from the measurement error (defined by Eq. 4):

$$\chi_i^2 = \sum_{t=1}^N \frac{(gMod_t^i - gMes_t^i)^2}{N * (\epsilon_t^i)^2} \quad (Eq. 7)$$

For stations STR F1, STR F7, STR11, STR9, STR13 STR16 and STR PZ3 $\chi^2 \leq 1.9$ (Tab. 2) and Fig. 4.11), so that for these stations, measured and modeled gravity changes does not differ significantly from each other as both exhibit a seasonal cycle (with higher values during the wetter period) of similar range. Hence, gravity temporal changes observed at these stations can be explained by spatially homogeneous catchment water storage changes. Other stations are characterized by higher values with $2.2 \leq \chi^2 \leq 4.8$ for stations STR3, STRF8, STRF6,

STRF5, STR14, STR17, STR7, STR4 and STR8. At such stations, the observed gravity changes indicate that local WSC differ from catchment averaged WSC. For stations STR F5, STR7, and STR14, and to a lesser extent for stations STR F6 and STR 17, although both observed and modeled gravity changes exhibit a similar seasonal pattern, observed gravity changes have significantly larger ranges indicating WSC of larger amplitude around these stations compared to the catchment averaged WSC. For station STR F5, the observed gravity range is $>200 \text{ nm.s}^{-2}$ for the May-September 2018 and March-September 2019 periods, while the range of modeled gravity estimated at the same dates is $\leq 44 \text{ nm.s}^{-2}$ (Fig. 4.11). Observed Gravity changes suggest that in the surrounding of STR F5, WSC range is at least 5 times higher than the catchment averaged WSC, i.e., $\geq 0.5 \text{ m}$ of water. For station STR7, the observed gravity range is $>140 \text{ nm.s}^{-2}$ for the May-September and March-September 2019 periods, while modeled gravity range is respectively $\leq 57 \text{ nm.s}^{-2}$ (Fig. 4.11). For station STR14, observed gravity range is $248 \pm 63 \text{ nm.s}^{-2}$ for the March-September 2019 period, while modeled gravity range is 54 nm.s^{-2} (Fig. 4.11). For station STR8, observed gravity range is $129 \pm 28 \text{ nm.s}^{-2}$ for the May-September 2018 period and observed gravity continues to decrease until the end of November 2018, while modeled gravity stops decreasing in September 2018 and it's range is only 39 nm.s^{-2} (Fig. 4.11). For the March-September 2019 period and in contrast with the 2018 period, STR8 observed gravity exhibits a much smaller range of $71 \pm 36 \text{ nm.s}^{-2}$ which is similar to the modeled gravity range of 45 nm.s^{-2} .

For stations STR3, STR4 and STR F8 that are located in the valley bottom, observed and modeled gravity significantly differ from each other, both in term of temporal patterns and ranges, indicating that these stations exhibit complex WSC in their surrounding that cannot be modeled with this single topographic admittance approach.

Thus, the topography effect alone cannot explain the observed spatio-temporal gravity changes, so spatially heterogeneous WSC conspicuously occur within the catchment, in the sense that local WSC differ from catchment averaged WSC for at least 10 of the 16 stations of the gravity network. Note that because of the low sensitivity of gravimetry to the depth at which WSC occur, we would have obtain very similar results when computing the topographic admittance assuming a different vertical distribution for water, e.g., by considering a 0.1 m thick layer with the same volumetric mass but located at 1 m of depth, or by considering a 1 m thick layer with a volumetric mass of 1 kg.m^{-3} located between the ground surface and 1 m of depth. We now have to identify the hydrological processes that lead to the spatially heterogeneous WSC we inferred from the comparison between the homogeneous model and the gravity observations.

4.3 Variability of gravity timeseries in light of Topographic wetness index estimates

We use the topographic wetness index (TWI), to evaluate the role of the topography on the flows in the Strengbach catchment and to identify preferential storage areas that could explain the large WSC inferred from the gravity observations around stations STR F5, STR8 or STR14. TWI is defined as $\ln(\alpha/\tan(\beta))$, where α is the surface of the upslope draining area and $\tan(\beta)$ the local slope (Beven and Kirkby, 1979). The TWI relies on the assumption that the local slope is an adequate proxy for the effective downslope hydraulic gradient, which is very likely for the Strengbach catchment because it is characterized by steep slopes, so that other factors like subsurface spatial heterogeneities might exert a second-order control on the

hydraulic gradient (Weill et al., 2017). TWI is a widely used indicator to assess the topographic control on the spatial pattern of saturated area (Grabs et al. 2009) or groundwater depth and soil wetness (Sorensen et al., 2006). Mouyen et al. (2013) also found a correlation between TWI and gravity changes caused by a strong typhoon in Taiwan.

The TWI is used here as a proxy of water storage potential within the Strengbach catchment in relation with the relief pattern (Fig. 4.14 (A)). High TWI values might be related to areas with high water storage potential as valley bottom (with low slopes and large upslope draining area) while low TWI values might indicate areas with low water storage potential as crests (with steep slopes and small upslope draining area). The average TWI is computed from the topography within disks of 20 m radius centered on gravity stations.

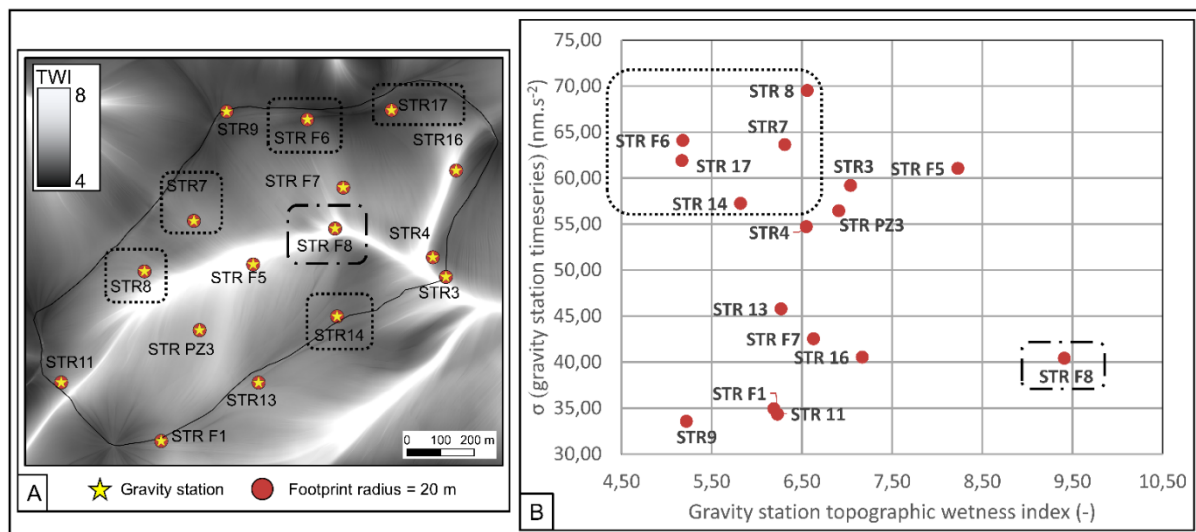


Figure 4.14. Comparison between topographic wetness index (TWI) and gravity time series scattering. A) TWI map. B) Gravity time series scattering vs TWI

STR F5 and STR F8 have the largest TWI values ≥ 8.2 because of the small local slope and the large upslope draining area of both stations. STR F5 is located inside a flat area which collects water from the northern and southern slopes, while STR F8 is located in the narrow valley bottom at a crossing point between the Strengbach stream (Fig 8(A)). Stations located on the slopes exhibit intermediate TWI values while those located on the upper crest line exhibit the lowest TWI values ranging from ≤ 6.2 (Tab. 2).

For each station, we compare the gravity time series σ (Eq. 5) to the average TWI (Fig. 4.14 (B)) and distinguish four categories of stations: i) station F8 with the highest TWI of 9.4 and a low $\sigma = 40 \text{ nm.s}^{-2}$, (rectangle with large dashes Fig. 4.14 (B)) ii) stations STR F6, STR8, STR7, STR17, STR14 with low TWI (< 6.6) and high $\sigma > 57 \text{ nm.s}^{-2}$ (rectangle with small dashes Fig. 4.14 (B)). For other stations there is a positive correlation between the TWI and σ , so we distinguish two other categories: iii) stations STR4, STR PZ3, STR3 and STR F5 with a relatively high TWI > 6.55 and high $\sigma > 55 \text{ nm.s}^{-2}$, iv) stations STR9, STR F1, STR11, STR13, STR F7, STR16 with a relatively low TWI < 7.2 and low $\sigma < 46 \text{ nm.s}^{-2}$.

For stations of the iii and iv categories, TWI shows a linear relationship with σ (Fig. 4.14 (B)), and hence provides clues on the hydrogeological characteristics around these sites. Stations STR F1, STR11, STR13, STR F7 and STR16 are characterized by low TWI and σ values despite relatively large admittance values (Fig. 4.14 (B) and Tab. 2). So for such stations, water flow related to the topography compensate the relief amplification effect. These sites are characterized by low seasonal water storage changes, which is consistent with the low water storage proposed by Masson et al. (2012). The small storage capacity under such stations can be related to the stations position on the southern crest, by the small upstream draining area or by the steep slope beneath the stations. MRS also evidenced the low amount of stored water around such sites (Boucher et al. 2015, Lesparre et al., 2020).

Stations STR3, STR4, STRPZ3 and STRF5 are characterized by high TWI and σ values (Fig. 4.14 (B)). The local topography around such stations favours water storage and gravity measurements confirm the underground storage capacity enabling the observed temporal WSC. MRS measurement also show a relatively high water content close to STRF5 (Boucher et al., 2015) located in the colluvium zone on a small slope and with a large upstream draining area. Interestingly, such large water storage changes have been already proposed by Masson et al. 2012 to explain the large gravity changes observed at the STR15 station (not monitored here) located inside this zone.

The low σ of STR F8 associated to a high TWI value likely results from the fact that it is located in a saturated area (Ladouche et al. 2001). This implies limited water storage changes across the hydrological cycle and hence leads to small absolute gravity changes, as proposed by Masson et al. (2012) for the station STR5 (not monitored in our study), located 50 m downstream from STR F8.

Stations STR F6, STR17, STR7, STR8 and STR14 are characterized by gravity changes of large amplitude (Fig. 4.11, Fig 5 and Tab. 2), already pointed by Masson et al. (2012) for stations STR14 and STR8. We could not explain these observations by the topography amplification effect nor by relatively low TWI (Tab. 2) due to a small draining area and/or a high local slope. Preferential water storage might thus occur around these sites, possibly because of a low hydraulic conductivity downstream and/or a relatively large porous space to store water. Indeed, the station STR F6 is located nearby a gneiss body on the northern crest with a clay-rich weathered zone (Boucher et al., 2015; Pierret et al. 2018), which could favor water storage by preventing efficient draining of water. Furthermore, this station is also located nearby a pond and an intermittent spring at the granite-gneiss interface which usually flows until June-July that indicates water storage in the Gneiss body of the northern crest.

5. Distributed hydrogravimetric model

5.1 NIHM

For modeling the water storage dynamics in the Strengbach catchment we use the Normally Integrated Hydrological Model (NIHM), which is a low dimensional distributed and physically based hydrological model that couples surface and subsurface flows (Weill et al., 2017, Jeannot et al., 2018). Surface flow is handled with a 1D river model that describes runoff in a ramified stream network (blue lines, Fig. 4.15; Jeannot et al., 2018). Note that a 2D overland runoff model is also available in NIHM but was not activated because surface runoff is not observed on the Strengbach catchment. Assuming that subsurface flows are mainly parallel to the substratum, underground flows are handled with a 2D subsurface flow model. The flow computation is performed by integrating the 3-D Richards equation along the direction z normal to the bedrock surface, with integration bounds corresponding to the land surface and the substratum (Fig. 4.15; Weill et al., 2017; Jeannot et al., 2018). This low-dimensional modeling approach was proven successful for modeling both water table and fluxes when compared with a full resolution of the Richards equation in the case of the Strengbach catchment (Weill et al., 2017). In this last study, authors conducted synthetic test cases showing that NIHM can address the 3D spatial heterogeneity of the mountain hydro-system while significantly reducing the computational cost involved.

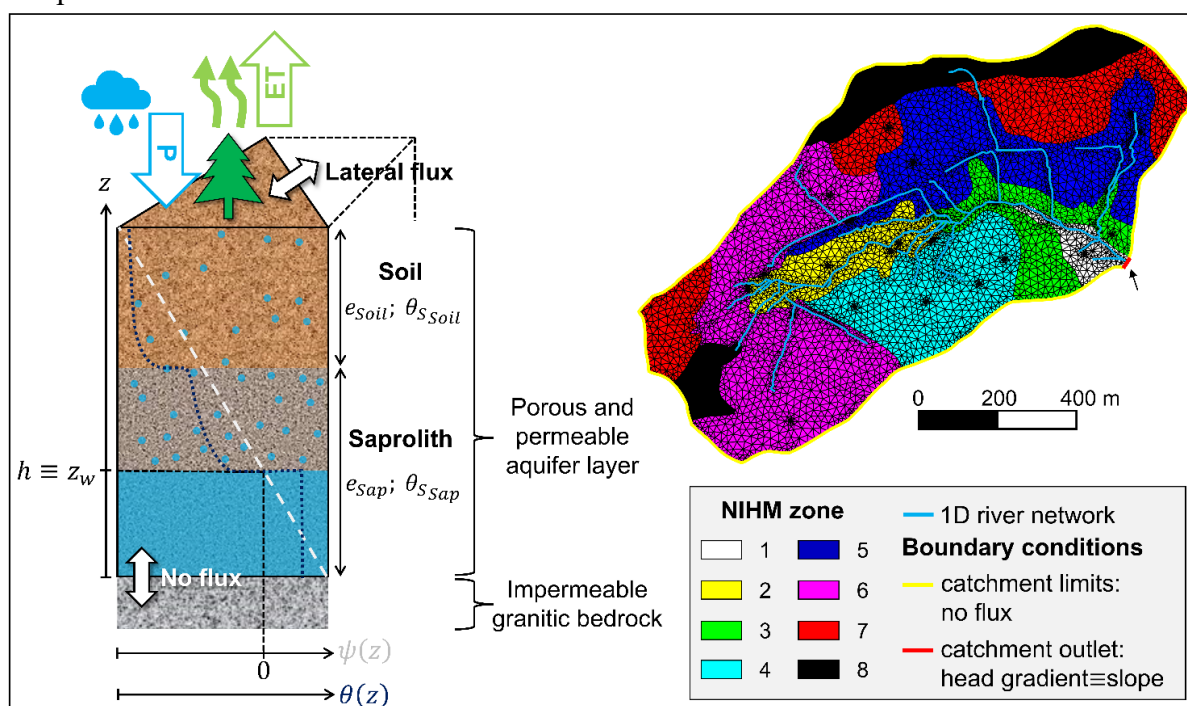


Figure 4.15. **Schematic diagram of the NIHM hydrological model.** Left: vertical view showing the vertical parameterization of the NIHM model and the water content distribution in a cell, z_w referring to the aquifer level. Right: Horizontal view showing the parametrization of NIHM in 8 hydrological zones.

NIHM provides as output 3D maps of water content at each specified date (Lesparre et al., 2020). The resolution of the 2D flow equation provides the hydraulic head h (in each cell of NIHM (Fig. 4.15)). The water pressure profile $\psi(z)$ along the z direction is then rebuilt in each cell assuming hydrostatic equilibrium (grey dashed line, Fig. 4.15):

$$\psi(z) = h - z \quad \text{Eq. 8}$$

The water content profile $\theta(z)$ (deep blue dotted line, Fig. 4.15) is then deduced from $\psi(z)$ using the van Genuchten equations (1980):

$$\theta(z) = \begin{cases} (\theta_S - \theta_R) \cdot [1 + (\alpha|\psi(z)|)^n]^{-(1-1/n)} + \theta_R & \text{if } \psi < 0 \\ \theta_S & \text{if } \psi \geq 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 9}$$

with θ_S and θ_R corresponding respectively to the saturated and the residual water content while α is a parameter related to the mean pore size and n is related to the pore-size distribution. As a reminder, all the NIHM hydrodynamic parameters can vary with depth.

NIHM provides as outputs: (i) the water table level z_w , which allows us to estimate the water content profile from the substratum to the water table (i.e., $\psi \geq 0$) knowing $\theta_S(z)$, and (ii) the water content profile in the unsaturated zone (i.e., $\psi < 0$) sampled at 6 depth levels between the water table and the surface. We therefore obtain the surface-to-substratum profile of water content in each cell of NIHM, leading to a 3D map of water content for each required date.

The area modeled by NIHM exactly corresponds to the Strengbach catchment area so that the model outlet coincides with the outlet of the watershed (orange diamond, Fig. 4.8 (A) and Fig. 4.15). No-flow conditions are prescribed at the uphill and substratum boundaries of the subsurface domain (yellow line, Fig. 4.15; Weill et al., 2017) so that water can only flow out of the system at the outlet, where the hydraulic head gradient is kept equal to the slope. NIHM was calibrated in Lesparre et al. 2020 using the Strengbach catchment pedological map, the streamflow monitored at the outlet and the MRS measurements. 8 hydrological zones were identified from the pedological map, each zone showing laterally uniform subsurface hydraulic properties (see the map of the hydrological zones, Fig. 4.15). For each zone, the subsurface domain is divided in 2 vertical layers (Fig. 4.15): the upper layer related to the soil is thin and porous while the lower layer, corresponding to the saprolite, is thicker and less porous (Tab. 3). Only the thickness of the subsurface layers e and the saturated porosity θ_S vary spatially, while uniformly distributed values are prescribed for the other parameters: the hydraulic conductivity at saturation K_S is set to $1.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, while θ_R , α and n are respectively set to 0.01, 1.5 m^{-1} and 2 (Lesparre et al., 2020).

Table 3 Calibrated values of thickness and porosity in the two layers used to describe the subsurface domain

Zone number	e_{tot} [m]	e_{soil} [m]	e_{sap} [m]	$\theta_{s_{soil}}$ [-]	$\theta_{s_{sap}}$ [-]
1	10	2	8	0.5	0.03
2	14	1	13	0.5	0.03
3	4	1.5	2.5	0.6	0.02
4	3	1	2	0.3	0.02
5	7	1	6	0.1	0.02
6	4	0.5	3.5	0.1	0.02
7	2	1	1	0.5	0.02
8	3	0.5	2.5	0.2	0.05

5.2 Hydrogravimetric estimate

Although TWI provides clues on the location of potential preferential water storage areas, it does not allow to model WSC for comparison with observed gravity changes. For this purpose, we use NIHM which explicitly simulates surface and subsurface flow occurring in spatially heterogeneous subsurface compartments, providing a quantitative depiction of 3D water storage dynamics within the Strengbach catchment that we compare with observed gravity dynamics.

We developed a Matlab® code to compute gravity temporal changes at gravity stations from the water content field $\theta_{NIHM}(x, y, z, t)$ simulated by NIHM. The modeling code follows a 3-step workflow (Fig. 4.16) inspired from Pearson-Grant et al. (2018) that consists in 3 functions: i) *cellcorners.m* that discretizes the volume extending from the surface to the hydrological model substratum into a 3D gravity grid with prismatic cells based on a digital elevation model of the topography, ii) *density.m* that computes water content of the gravity grid cells $\theta_{gravi}(x, y, z, t)$ by linear interpolation of $\theta_{NIHM}(x, y, z, t)$ on a 3D grid finer than NIHM to avoid aliasing effects, iii) *gravity.m* that computes the Green function G^i for each stations i (i.e., a vector whose elements correspond to the unit gravity response of the gravity grid cells on a given station) from the gravity grid and stations locations, based on the method described in Leirião et al. (2009). In a second step, *gravity.m* computes gravity changes $g^i(t)$ at station i by convolving the density $\rho_w \theta_{gravi}$, where ρ_w corresponds to the volumetric mass of water, with the corresponding Green function vector G^i . The Green functions are only calculated once for a given gravity grid, so that only θ_{gravi} needs to be computed at each timestep. The gravity mesh is refined in the vicinity of the gravity stations to consider detailed topography and water content changes in the near-field, while a coarser grid is designed in the far-field (Annex A). As gravity is only sensitive to fine scale topographic features in the near field, this approach allows to significantly reduce the calculation time while keeping accurate gravity calculation (Creutzfeldt et al., 2008).

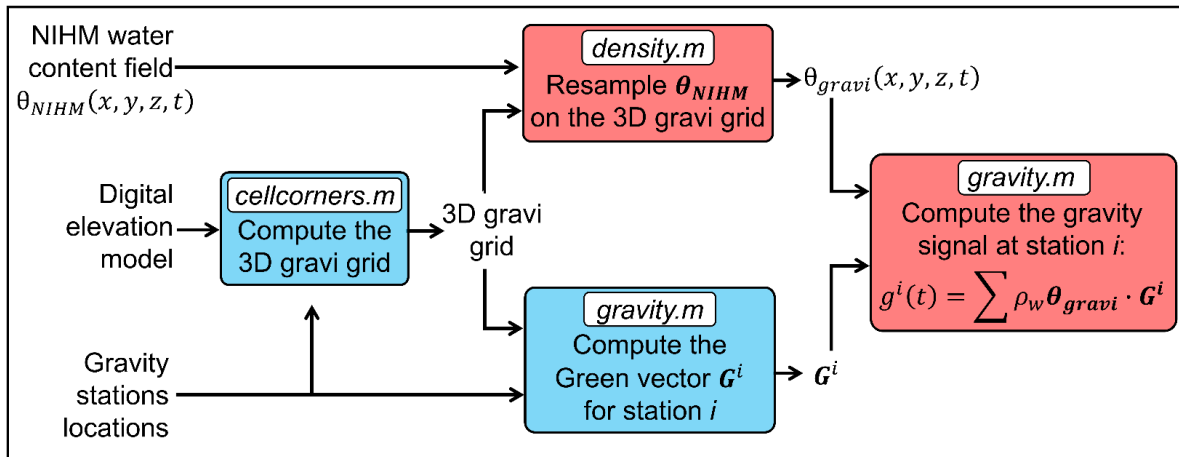


Figure 4.16. Principle of the Matlab® gravity forward modeling code developed to compute temporal gravity changes at the gravity stations from the 3D NIHM water content field. Blue boxes correspond to functions that are run only once while red boxes correspond to functions that are run at each timestep.

We only computed gravity changes for the 8 innermost stations (STR F5, STR PZ3, STR8, STR7, STR F8, STR F7 and STR4), because they are the less sensitive to the water dynamics occurring outside from the Strengbach catchment, which was not modeled by NIHM. These stations are defined so that the maximal external gravity signal i.e., coming from outside the catchment, is less than 25 nm.s^{-2} , which corresponds to half the typical uncertainty found when performing relative gravity measurements with a Scintrex CG5 gravimeter (e.g., Christiansen et al., 2011a, McClymont et al., 2012, Arnoux et al., 2020). We computed this maximal external signal as the gravity effect of a 0,250 m thick water layer draped on the topography outside from the Strengbach catchment. This water layer is an upper bound of catchment water balance range within the last 10 years as inferred from OHGE data.

5.3 Estimated hydrogravimetric variations versus measurements

Observed and modeled gravity time series are shown in Fig. 4.11, and the state of the water content estimated by NIHM is shown Fig. 4.17 for two dates. The first date (the 19 of March 2019) corresponds to a gravity survey made in wet conditions with high water volume stored in the catchment (Fig. 4.17 (A)), while the second one (the 12 of September 2019) corresponds to a gravity survey made in dry conditions with low water volume stored in the catchment (Fig. 4.17 (B)). Water storage simulated by NIHM exhibits low change between the wet and the dry period (Fig. 4.17 (C)), except in the colluvium accumulation area and in the valley bottom where the water stock decrease can reach respectively -0.46 and -0.90 m of water. Hence, WSC beneath the gravity stations is only significant for STRF8 (-0.60 m), STRF5 (-0.30 m) and STR4 (-0.30 m), while it is smaller than -0.05 m for the other stations.

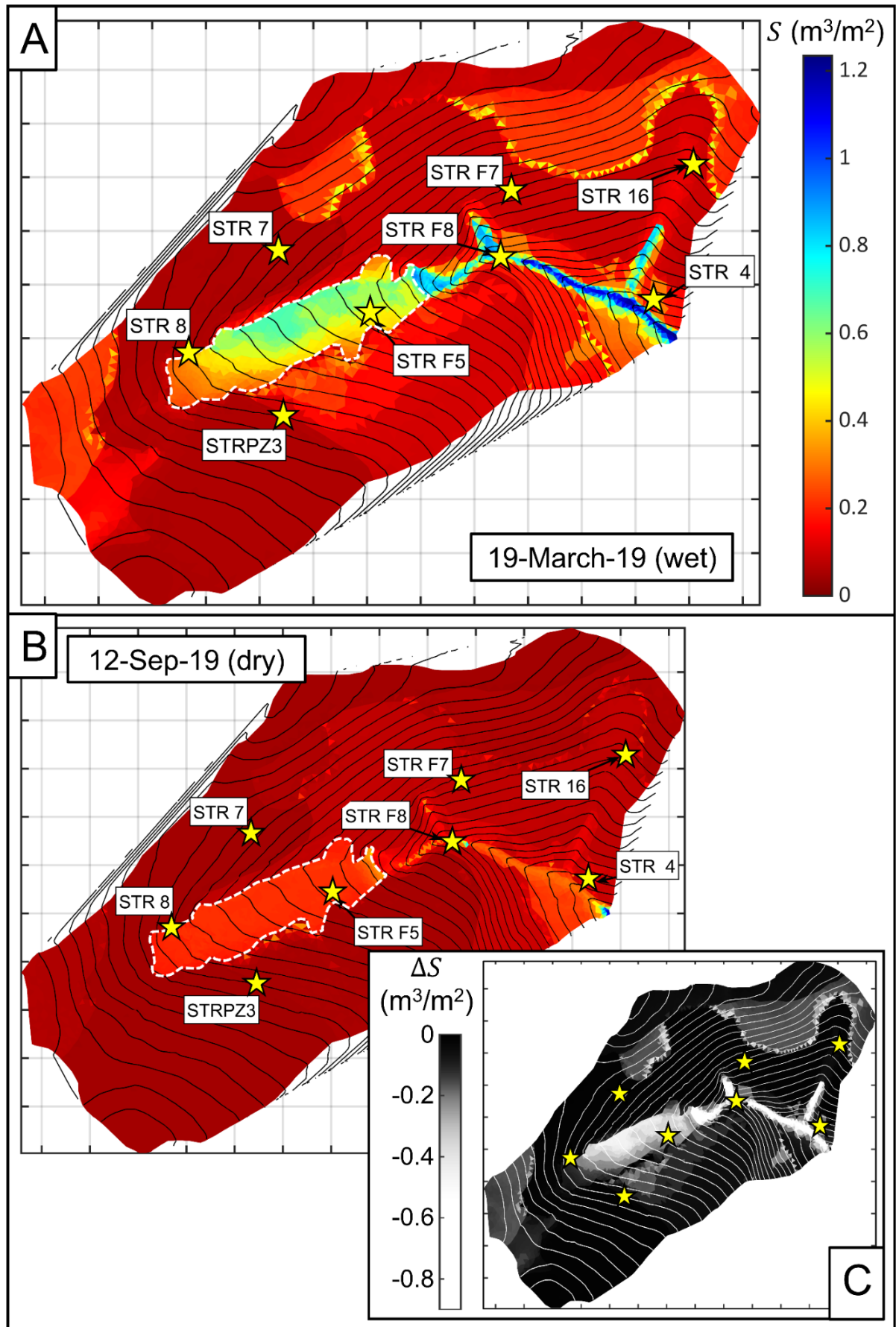


Figure 4.17. **Spatial distribution of water storage as modeled by NIHM.** A) Water volume estimated by NIHM for a wet period (19th March 2019), just after a snowmelt event. B) Water volume estimated by NIHM for a dry period (12th September 2019) at the end of Summer. C) Difference of water storage between the wet and the dry period.

For the station STR F5, there is a good coincidence in time between observed and modeled maximal values occurring on the 19th March of 2019 and on the 2nd of February 2020 (Fig. 4.11 (D)). The gravity decrease observed during the March-September 2019 discharge period is relatively well reproduced by the model, and one can also note the good correspondence between observed and modeled gravity changes during the January-February 2020 period. However, for both May-September 2018 and March-September 2019 periods, observed gravity changes have a significantly larger range (respectively $192 \pm 65 \text{ nm.s}^{-2}$ and $219 \pm 45 \text{ nm.s}^{-2}$) than modeled gravity changes estimated at the measurement dates (respectively 29 nm.s^{-2} and 110 nm.s^{-2}). This range difference results from a lower decrease of modeled gravity compared to observed gravity during the dry periods of July-September 2018 and 2019, as modeled gravity reached a low plateau in July while observed gravity continued decreasing until September. The range difference also results from a lower maximal value for modeled gravity changes compared to the gravity value measured in March 2019 and June 2018. In June 2018, measured gravity reached $121 \pm 60 \text{ nm.s}^{-2}$ while modeled gravity value is 1 nm.s^{-2} . In March 2019, observed gravity reached $129 \pm 30 \text{ nm.s}^{-2}$ while modeled gravity value is 84 nm.s^{-2} .

For the station STR F8, although both observed and modeled gravity changes exhibit a similar range, they significantly differ from each other (Fig. 4.11 (D)), resulting in a high χ^2 value of 9.5 (Tab. 2). Modeled gravity varies between a high plateau, when the medium beneath the station is water saturated, and a low plateau, when the underlying medium is desaturated. We do not observe these features in measured gravity, which is increasing during the May-September 2018 draining period while modeled gravity is increasing, and which is decreasing during the March-May 2019 period, while modeled gravity is stable.

For station STR4, modeled and observed gravity have a similar range (Fig. 4.11 (D)), but they also significantly differ from each other, as during the June-July 2019 period when modeled gravity decrease while observed gravity increase, resulting in a χ^2 value of 6.4 (Tab. 2).

For the station STR7, observed gravity changes have a much larger range than modeled gravity changes as a result of the very low WSC beneath the gravity station (Fig. 4.11 (A) and Fig. 4.17): the observed gravity range is $154 \pm 45 \text{ nm.s}^{-2}$ for the May-September 2018 period, and $144 \pm 14 \text{ nm.s}^{-2}$ for the March-September 2019 period, while the range of modeled gravity estimated at the measurement dates is respectively 8 and 12 nm.s^{-2} . The same observation also applies for stations STR PZ3, STR F7, STR8 and STR16, which result in high χ^2 values (Fig. 4.11 and Tab. 2).

5.4 Limits of the approach

In this study, instead of directly converting Δg into WSC which require strong hypothesis about the spatial distribution of WSC (Arnoux et al. 2020; Halloran et al., 2021), we compared the gravity observations with gravity changes modeled from NIHM to infer water storage dynamics in the catchment. So that we use NIHM to interpret the gravity measurements in the one hand,

and we use the gravity measurements to evaluate the model in the other hand. In accordance with the TWI approach, NIHM predicts the existence of an area with large WSC in the colluvium zone (Fig. 4.17), which can explain the seasonal gravity changes of large amplitude observed at the STR F5 station, although the range of observed gravity changes is larger (Fig. 4.11 (D) and Tab. 2). For other stations, we could not reproduce observed gravity changes with the current version of the NIHM model (i.e., only calibrated on MRS and streamflow data), even qualitatively: For stations located in the valley bottom, observed and modeled gravity exhibit large discrepancies in term of temporal pattern (Fig. 4.11 (D)), while for stations located along the slopes, modeled gravity changes are of much lower amplitude than the observed one (Fig. 4.11), as a result of the too low WSC modeled by NIHM (Fig. 4.17 (C)).

When computing temporal gravity changes, we made an explicit 3D calculation, so that discrepancies between modeled and observed gravity result either from: i) the NIHM model structure or ii) the NIHM model calibration. By construction, NIHM can only model shallow water dynamics (section 2.2), so that deeper water circulation pathways in the granitic bedrock fractures (as evidenced in deep boreholes, Ranchoux et al., 2021) is not taken into account with this modeling approach, which makes hypothesis i) plausible. However, the analysis of the geochemical signatures of the spring water and the water collected from observation wells (>50m deep boreholes and <15m deep piezometer) showed that the springs water and the piezometers water circulate within the same surface aquifer with a low water residence time, while the water from the deep boreholes circulates in a distinct circulation system, within the fracture network of the granitic bedrock, and is characterized by much higher residence times (Chabaux et al., 2017; Ranchoux et al., 2021). So that when modeling water dynamics inside the Strengbach catchment, neglecting deep water circulation – as it is done by NIHM- is a reasonable hypothesis. Hence, hypothesis ii) is our preferred hypothesis to explain the misfit between observed and modeled gravity. Indeed, when calibrating NIHM, only the thickness e and the saturated water content profile $\theta_s(z)$ were explored to fit the MRS data and the discharge at outlet, while other parameters were set to uniform values across the whole catchment (see section 5.1 and Lesparre et al., 2020) although most of them, especially the hydraulic conductivity, are certainly spatially variables. Lesparre et al. (2020) also noted that MRS and discharge data are subjected to equifinality issues when seeking the porosity and the thickness of the watered layers, so that complementary information is required to better constrain these parameters. Hence, these equifinality issues and the lack of constrains on the hydraulic conductivity could explain the misfit between NIHM and observed gravity. Hybrid gravity data point toward a large increase in WSC amplitude compared to the current NIHM model, which could be obtained by increasing the porous volume (i.e., the product of the thickness with the porosity) below the gravity stations and decreasing the hydraulic conductivity downstream of the stations. Hybrid gravity data could hence contribute to build a more robust model of the subsurface hydrodynamic properties, which would improve the understanding of water dynamics inside a mountain catchment within a multi-method calibration exercise.

5.5 Perspectives

In this study we showed that the current version of NIHM (i.e. only calibrated on MRS and streamflow) cannot simulate the water dynamics properly, especially along the slopes where modeled WSC are of much too small amplitude. So that a multi method calibration exercise of the NIHM model is required. Such multi-method calibration would take advantage of the complementarity between gravimetry and MRS which brings constraints on the vertical distribution of the water content (Mazzilli et al., 2016), as well with seismic refraction (Flinchum et al., 2018) that bring information on the subsurface structure, in particular on the saprolite thickness. So that we first need to: i) finely understand the impact of gravity station locations on the gravity signal footprint by using the hydro-gravimetric framework we presented in this study and ii) analyze the sensitivity of the gravimetric signal to hydrodynamics parameters, in order to identify parameters that can be effectively constrained with gravimetry.

From a pure measurement point of view, the monthly gravity monitoring we performed allowed to identify STR F5 as a station with large - and thus easily measurable - temporal gravity changes. It would hence be very interesting to implement at STR F5 a high-frequency gravity timelapse measurement campaign (i.e., with a weekly interval during 2 months) to highlight possible rapid variations of the water stock, taking place on a daily or weekly scale. Such measurement campaign would ideally target the draining period that occur just after the last large snowmelt event of the winter season, like the one that occurred in mid-March 2019 (Fig. 4.9 (C); Chaffaut et al., 2021). Such experiment will be implemented in a future work. It should allow to confirm the large storage capacity of the colluvium zone revealed by monthly hybrid gravity monitoring but also to finely constrain its hydraulic conductivity.

In this study, we focused on a particular granitic mountain catchment with an oceanic-mountainous climate. However, it would be particularly interesting to take advantage of the international network of critical zone observatories (e.g., Anderson et al., 2008; White et al., 2015; Brantley et al., 2017; Gaillardet et al., 2018) to implement hybrid gravity monitoring on mountain watersheds with different geology and/or climate. Indeed, most of these study sites are already well characterized in term of topography and geomorphology, and basic hydro-climatic variables - such as those used in this study - already benefit from continuous monitoring and fulfill the FAIR requirement (e.g., for the OZCAR infrastructure: see Gaillardet et al., 2018 and Braud et al., 2020). These sites would therefore benefit the best from time-lapse hybrid gravity monitoring. A similar hybrid gravity approach should hence be transposed to these sites with some modifications: the high-cost superconducting gravimeters which serve as gravity reference in this study could be replaced by an FG5 absolute gravimeter (e.g., Sugihara and Ishido, 2008; Jacob et al., 2010), which would be deployed for each timelapse at a reference station accessible by car. As far as possible, the reference station should be located on a summit, so that all of WSC are occurring below it and hence contribute in a cumulative way to the measured gravity signal, which would maximize its amplitude and ease the interpretation of gravity observations (Chaffaut et al., 2021). Micro-gravimetric stations should then be deployed on areas exempt from landslides or strong erosion-deposition processes, because those also induce temporal gravity changes that are indistinguishable from gravity changes due to hydrological processes, in the absence of comprehensive complementary information (Mouyen

et al., 2013). Micro-gravimetric stations should be located on stable outcropping rocks or cemented pillars, and their positions should be regularly measured by differential GNSS or leveling techniques, to assess stations vertical motion (Ferhat et al., 2017). For performing the micro-gravimetric measurements, relative gravimeters (Scintrex CG5 or CG6) should be carried by hand between stations to minimize transport-induced perturbations (mechanical shocks, instrument tilting) which can induce significant hysteresis and measurement offsets (Flury et al., 2007; Reudink et al., 2014; Repanic et al., 2018). Micro-gravimetric stations should be measured several times in independent measurement loops during the same survey to assess the repeatability of the relative gravity measurements. We also remind that in a mountainous context, time-lapse gravimetry requires accurately calibrated relative gravimeters (i.e., at the 10^{-5} level, see section 3.3), whose calibration factor stability needs to be checked regularly (Cheraghi et al., 2019).

We note the recent arrival of new field gravimeters such as the Muquans® Quantum Absolute field Gravimeter (AQG) (Ménoret et al., 2018; Cooke et al., 2021), whose ability to accurately measure gravity changes (i.e., on the order of $10 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$) caused by rainfall events has been clearly demonstrated by Cooke et al. (2021) while the instrument was in continuous acquisition mode in an observatory. AQG presents the twofold advantage of being easier to transport than the state-of-the-art FG5 absolute gravimeter (although it still requires a car) and much easier to operate in field condition (Güntner et al., 2021), as the setting up is faster (i.e., approx. 30 mins) and the measurement time is shorter (i.e., approx. 1 hour). Güntner et al. (2021) conducted a preliminary experiment demonstrating a repeatability of $40\pm 35 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-2}$ for the field version of the AQG. So that this instrument could be used to perform potentially less labor-intensive time lapse gravity monitoring experiments, with a repeatability similar to that obtained in this study.

We also note the particularly rapid development of new types of MEMS (Micro Electro Mechanical Systems) gravimeters, which are more robust, less cumbersome and much cheaper than usual gravimeters. These MEMS gravimeters are currently "only" capable of measuring the tidal signal (e.g., Tang et al., 2019). However, the level of achieved accuracy will likely increase substantially in the coming years, so that they could potentially be used to monitor WSC on a continuous basis on a stations network.

Conclusion

We performed a hybrid gravity monitoring experiment to assess the spatio-temporal dynamics of water storage changes within the Strengbach mountain catchment. For this purpose, we measured gravity temporal changes over a network of 16 stations during two hydrological cycles combining a continuous gravity monitoring at a reference station made with a superconducting gravimeter with time lapse microgravimetry made with a Scintrex CG5 field relative gravimeter. Depending on the station, there are strong contrasts in terms of amplitude of gravity temporal changes but also in terms of temporal pattern as some stations exhibit a clear seasonal cycle while others exhibit lower or more complex temporal changes. These characteristics of the gravity signal reveal seasonal water storage changes heterogeneities within the catchment. Gravity observations have been discussed by means of the topographic

wetness index and by means of a physically based distributed hydrological model. This study demonstrates the ability of hybrid gravimetry to assess the water storage dynamics in the Strengbach mountain catchment, which contributes to a better understanding of the hydrological processes occurring in mountain hydro-systems in general. Last but not least, our gravity dataset provides observations not presumed by the applied physically based distributed hydrological model, indicating that this model is currently under-constrained, which likely result from the relatively large number of parameters required to capture the spatial heterogeneity of the catchment subsurface. Hybrid gravimetry therefore appears as a very promising measurement method to condition such distributed hydrological model. This calibration exercise will be put into practice and presented in a coming paper.

Data Availability statement

The raw data supporting the conclusions of this article are available at: <https://hplus.ore.fr/en/chaffaut-et-al-2021-frontiers-in-water-data>

CRedit authorship contribution statement

Quentin Chaffaut: Conceptualization, Methodology, Software, Formal analysis, Investigation, Data curation, Writing - original draft, Writing – review & editing. Nolwenn Lesparre: Conceptualization, Methodology, Software, Data Curation, Writing – review & editing. Frédéric Masson: Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing, Supervision. Jacques Hinderer: Conceptualization, Methodology, Writing – review & editing, Supervision, Funding acquisition. Daniel Viville: Resources, Data curation, Supervision. Jean-Daniel Bernard: Resources, Data curation. Gilbert Ferhat: Resources, Data curation, Writing – review & editing. Solenn Cotel: Resources, Data curation, Writing – review & editing.

Funding

The installation of the iGrav30 superconducting gravimeter has been funded by EQUIPEX CRITEX (<https://www.critex.fr>). The doctoral school ED413 from the Strasbourg university, as well as ANR HYDROCRIZSTO ANR-15-CE01-0010-02 and the OZCAR network (<http://ozcar-ri.prod.lamp.cnrs.fr/>) provided the funding for this study.

Acknowledgments

We are very grateful for the considerable work done by the editor and three anonymous reviewers which greatly improved the quality of this paper. We thank OHGE (<http://ohge.unistra.fr/>) for providing all hydro-meteorological data used in this study. We thank Julie Croisette and Célia Grün for having performed the microgravity surveys during Summer 2019. We also thank Sylvain Pasquet, Guillaume Modeste, Romain Pestourie, Matthias Oursin, Damian Kula and Sophie Chaffaut for their generous support during the extensive fieldwork. Last but not least, we thank Marianne Oudin for her warm welcome at “Les Grands Prés” guesthouses in Aubure.

Annex A: Optimization of the mesh used for 3D forward gravity modeling

We tested different meshes in order to reach a good compromise in terms of accuracy of gravimetric calculation and speed of calculation. Figure 4.18 shows the temporal variations of gravity calculated at a daily timestep from the NIHM model at STR F5 (Fig. 4.18 (A)) and STR F8 (Fig. 4.18 (B)) for 3 different gravity meshes: (i) a fine mesh with a constant horizontal step of 1 m, (ii) a coarse mesh with a constant step of 10 m, or (iii) an horizontally variable mesh, with a step of 1 m in a 40 m square area centered on the gravity stations, and 10 m elsewhere. The vertical step of the mesh is 0.2 m for the 3 meshes tested. The duration of the hydro-gravimetric calculation depends on the number of mesh elements, it is thus maximum for mesh (i) (640 s per date), minimum for mesh (ii) (7 s per date), and intermediate for mesh (iii) (23 seconds per date). The gravity signal modeled using the variable mesh at stations STR F5 and STR F8 (dashed green lines Fig. 4.18 (A) and (B)) differs very little from that computed with the fine mesh (dotted red lines Fig. 4.18 (A) and (B)). This variable mesh thus ensures an accurate calculation of gravity variations, while being particularly efficient in term of computation time compared to a fine mesh with constant step.

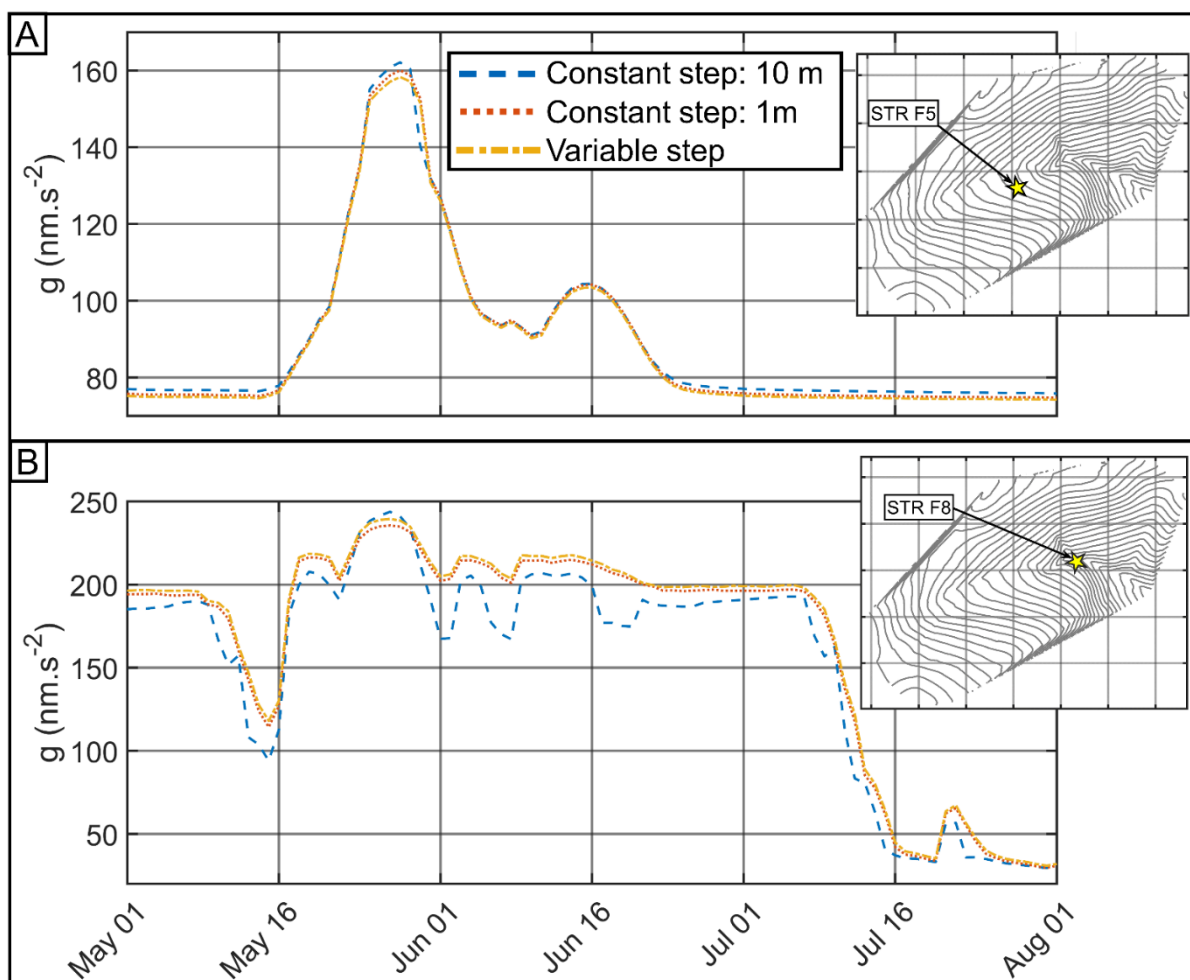


Figure 4.18. **Search for the optimal mesh for gravity forward modeling.** A) Gravity modeled at station STR F5 from the NIHM model at a daily timestep, using: (i) a coarse mesh with a constant horizontal step of 10 m (dashed blue line), (ii) a fine mesh with a constant horizontal step of 1 m (red

dotted line) or (iii) a mesh with variable horizontal step which is finer (1m) in 40 m wide squares centered on the gravity stations, and larger everywhere (10 m). B) same as A) but for station STR F8.

4.5.3 Synthèse de la publication

Cette étude révèle de forts contrastes d'amplitude des variations temporelles de gravité selon les stations. Certaines présentent un cycle saisonnier de forte amplitude tandis que d'autres présentent des variations temporelles plus faibles ou qui suivent un schéma temporel plus complexe. On montre que ces contrastes d'amplitude peuvent être attribués à l'hétérogénéité spatiale des variations temporelles de stock d'eau au sein du bassin versant.

Le suivi par gravimétrie hybride permet notamment de mettre en évidence une zone de stockage préférentielle au sein d'une zone d'accumulation de colluvions située en fond de vallée en amont de la source du ruisseau du Strengbach. La station STR F5, située au centre de cette zone présente en effet des variations saisonnières supérieures à 200 nm.s^{-2} , ce qui correspond à un battement saisonnier du stock d'eau ΔS de l'ordre de 500 mm au voisinage de la station, alors que la lame d'eau du bassin versant a un ΔS de l'ordre de 250 mm. De façon intéressante, on note que le ΔS de la zone stockage préférentielle est identique au stock d'eau total mesuré par RMP S_{RMP} lors d'une campagne de mesure effectuée au printemps 2013 pendant une période humide ($S_{RMP}=500 \text{ mm}$). A contrario, le suivi gravimétrique montre que certaines zones présentent de faibles variations de stock telle que les versants (station STR F7) ou les zones de fond de vallée constamment saturées (station STR F8). Ces zones à faible ΔS coïncident également avec des zones à faible S_{RMP} .

4.6 Conclusion

Dans ce chapitre, on montre que le suivi par gravimétrie hybride est suffisamment précis pour mesurer les faibles (i.e., de l'ordre de la centaine de nm.s^{-2}) variations temporelles de gravité associées au fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach. Il est important de rappeler que la forte topographie du bassin versant représente un défi de taille. En effet, le transport du gravimètre de terrain Scintrex CG5 requiert des précautions particulières (transport à la main) du fait du contexte montagneux, et la réalisation des boucles de mesures à double redondance nécessite beaucoup d'efforts. Toutefois, la topographie représente également un atout car en amplifiant l'hétérogénéité spatiale des variations de stock d'eau, la topographie amplifie également le signal gravimétrique, qui serait sous la limite de détection dans le cas d'une topographie plane.

Pour la première fois à notre connaissance dans un contexte montagneux, on compare les variations temporelles de gravité observées aux variations de gravité modélisées à partir d'un modèle hydrologique distribué à base physique. On montre que les variations temporelles de gravité modélisées et observées sont du même ordre de grandeur et que le modèle reproduit correctement la zone de stockage préférentielle mise en évidence par le suivi gravimétrique. On montre également que le suivi par gravimétrie hybride mis en œuvre est suffisamment précis pour contraindre quantitativement un tel modèle hydrologique. On développe ce point dans le chapitre suivant.

Chapitre 5. Modélisation hydro-gravimétrique dans un bassin versant de moyenne montagne

SOMMAIRE

5.1 INTRODUCTION	133
5.2 MODELISATION HYDRO-GRAVIMETRIQUE DIRECTE	134
5.2.1 LE MODELE HYDROLOGIQUE DISTRIBUE NIHM	134
5.2.2 DU CHAMP DE TENEUR EN EAU NIHM AU SIGNAL GRAVIMETRIQUE	137
5.2.3 PARAMETRISATION ET PRE-CONDITIONNEMENT DE NIHM	140
5.2.4 COUVERTURE EN STATIONS MICRO-GRAVIMETRIQUES	141
5.2.5 EMPREINTE DE MESURE DES STATIONS MICRO-GRAVIMETRIQUES	142
5.3 TESTS SYNTHETIQUES	144
5.3.1 CONSTRUCTION DES SYNTHETIQUES	144
5.3.2 SENSIBILITE DES STATIONS MICRO-GRAVIMETRIQUES PAR ZONES HYDROLOGIQUES	147
5.3.3 SENSIBILITE AUX PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES LOCAUX	149
5.4 CONDITIONNEMENT DU MODELE NIHM AVEC LA GRAVIMETRIE	154
5.5 PERSPECTIVES	158
5.5.1 PERSPECTIVES A COURT TERME : ANALYSE DE SENSIBILITE ET IDENTIFICATION DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES	158
5.5.2 PERSPECTIVES A MOYEN TERME : MESURES COMPLEMENTAIRES	159
5.6 CONCLUSION	160

5.1 Introduction

La compréhension du fonctionnement d'un hydrosystème de montagne complexe tel que le bassin versant du Strengbach requiert une "approche" « naturaliste » afin d'identifier les processus hydrologiques à l'œuvre au sein de l'hydrosystème dans l'optique de proposer un modèle hydrologique de l'hydrosystème le plus réaliste possible (Loague and Van der Kwak, 2004 ; Kirchner, 2006 ; Sidle, 2006). Des mesures hydrologiques (mesure de débit à l'exutoire du bassin versant, mesures de hauteur d'eau dans des puits, etc.) et hydro-géophysiques permettent ensuite de contraindre les paramètres du modèle hydrologique et d'évaluer la performance du modèle.

Parmi les différents types de modèles hydrologiques, seuls les modèles hydrologiques distribués à base physique (« modèles à base physique » dans la suite) fournissent un calcul explicite des variations spatiotemporelles de la teneur en eau au sein de l'hydrosystème. Ces modèles décrivent les mécanismes régissant l'écoulement de l'eau (en surface et en subsurface) en faisant intervenir des paramètres hydrodynamiques variables spatialement (e.g., porosité, conductivité hydraulique, etc.). Les modèles à base physique permettent ainsi de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques de l'hydrosystème, ainsi que l'hétérogénéité du forçage climatique.

Toutefois, les méthodes de mesures hydrologiques usuelles ne permettent pas de contraindre les paramètres hydrodynamiques d'un modèle hydrologique distribué de manière univoque. Par exemple, la mesure du débit à l'exutoire est une mesure intégrative à l'échelle du bassin versant, plusieurs jeux de paramètres très différents permettent ainsi d'expliquer de façon également satisfaisante le débit observé (on parle dans ce cas de « problème d'équifinalité », Ebel et Loague, 2006). Les mesures piézométriques sont quant à elles coûteuses, invasives et difficiles à mettre en place, particulièrement dans le cas d'un bassin versant forestier montagneux tel que le Strengbach. En outre, les hauteurs d'eau ne sont pas forcément représentatives du stock d'eau local (Chap. 4) et ne fournissent pas d'information sur le contenu en eau de la zone vadose, qui constitue pourtant un compartiment de stockage important. Dans ce contexte, la gravimétrie apparaît comme une méthode de mesure particulièrement pertinente pour contraindre les modèles hydrologiques distribués à base physique. En effet, du fait de sa grande représentativité spatiale (Bogena et al., 2015), la gravimétrie est en mesure d'estimer les variations de stock d'eau à une échelle comparable à la maille - métrique à décimétrique - d'un tel modèle hydrologique. Cette méthode de mesure permet ainsi d'évaluer localement (i.e., dans la zone de sensibilité des stations gravimétriques) la performance du modèle hydrologique distribué.

Dans le cas du bassin versant du Strengbach, on dispose du modèle hydrologique distribué à base physique NIHM (Normally Integrated Hydrological Model), ainsi que du jeu de données de gravimétrie hybride présenté au chapitre 4. Dans ce chapitre, on se propose de caractériser la sensibilité des stations gravimétriques aux paramètres hydrodynamiques du modèle NIHM via des tests synthétiques. On montre également que le suivi par gravimétrie hybride permet effectivement d'apporter des informations sur les propriétés hydrauliques du milieu souterrain. On présente tout d'abord brièvement le modèle NIHM, puis le code de calcul hydro-gravimétrique direct permettant de calculer le signal gravimétrique au niveau des stations de mesure micro-gravimétriques à partir du champ de teneur en eau simulé par NIHM. On explore

ensuite la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques de NIHM via une série de tests synthétiques. On confronte finalement les simulations aux observations gravimétriques, ce qui permet d'identifier les modèles synthétiques qui présentent un accord satisfaisant avec les observations, et par la même, de déterminer les valeurs des paramètres hydrodynamiques expliquant au mieux les observations.

5.2 Modélisation hydro-gravimétrique directe

L'objectif de cette section est de présenter brièvement le modèle hydrologique distribué à base physique NIHM que l'on utilise pour simuler l'évolution temporelle du champ de teneur en eau au sein du bassin versant du Strengbach. Je présente également en détail le code de calcul hydro-gravimétrique que j'ai mis en place dans le cadre de cette thèse afin de calculer les variations temporelles de gravité résultant du champ de teneur en eau simulé par NIHM.

5.2.1 Le modèle hydrologique distribué NIHM

On utilise le modèle hydrologique distribué à base physique NIHM (Weill et al., 2017 ; Jeannot, 2018) afin de simuler les variations de teneur en eau au sein de la subsurface à partir du forçage climatique (évapotranspiration, précipitations) et d'un jeu de paramètres hydrodynamiques variables spatialement permettant de décrire les propriétés hydrauliques de la subsurface. La couche de saprolite est considérée comme le principal compartiment hydrologiquement actif au sein de la subsurface (Weill et al., 2017 ; Pierret et al., 2018), par conséquent, les fractures du substratum granitique sont supposées avoir une contribution négligeable aux flux rejoignant le réseau hydrographique à l'échelle du bassin versant du Strengbach. Le domaine spatial modélisé par NIHM se limite donc à la couche de saprolite qui se trouve entre la surface et le substratum granitique (Fig. 5.1).

NIHM (Normally Integrated Hydrological Model) est un modèle hydrologique intégré à dimension réduite. Le terme « intégré » renvoie au fait qu'un tel modèle décrit explicitement les interactions entre ruissellement de surface (voir le réseau hydrographique Fig. 5.5.A) et écoulements souterrains (Jeannot, 2018). Le modèle NIHM repose sur la résolution de l'équation de Richards 3D intégrée dans la direction perpendiculaire au substratum, on passe donc d'une équation 3D à une équation 2D, d'où le qualificatif de « dimension réduite ». Cette technique permet de diminuer drastiquement le nombre d'éléments de maillage nécessaires, et donc de réduire le temps de calcul de façon conséquente, tout en préservant la physique des écoulements (Jeannot et al., 2018). La réduction de dimensionnalité opérée repose sur l'hypothèse selon laquelle les écoulements souterrains sont parallèles à l'interface saprolite – substratum (Fig. 5.1). Dans cette section on décrira les paramètres hydrodynamiques régissant les écoulements d'eau dans le compartiment souterrain, pour une description exhaustive du modèle NIHM (incluant notamment la description des écoulements de surface), on se réfère à la thèse de Benjamin Jeannot (2018).

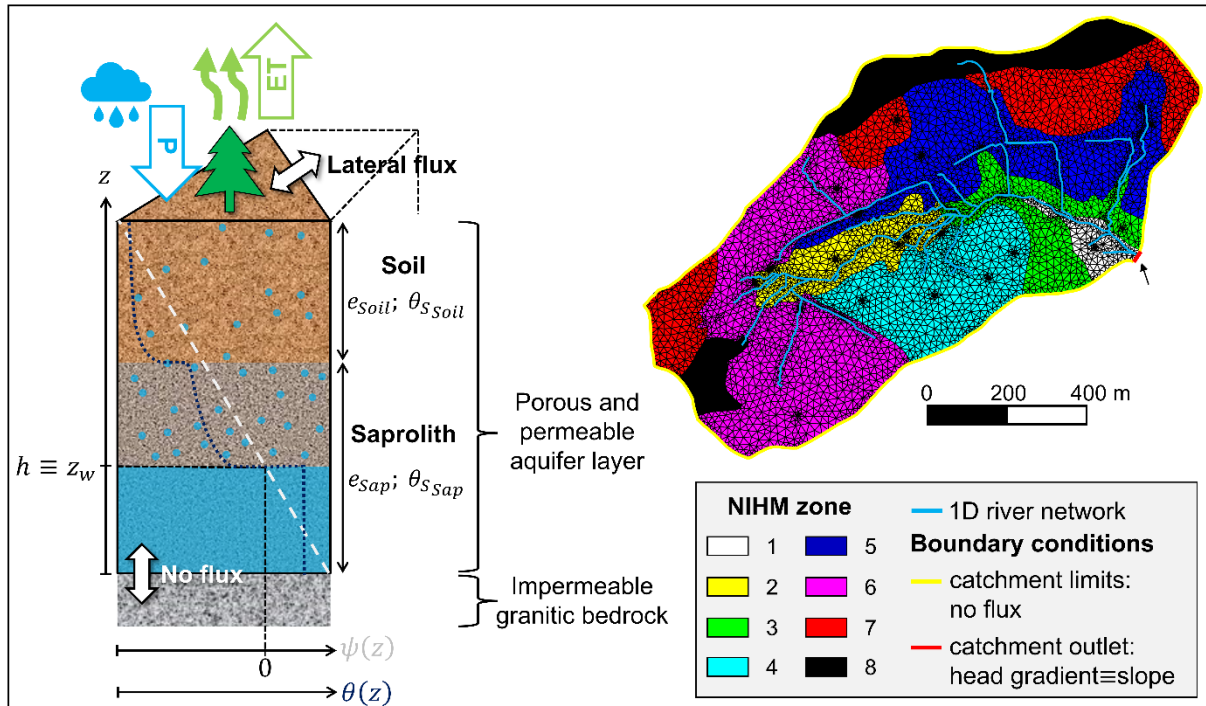


Figure 5.1. **Représentation du bassin versant du Strengbach par le modèle NIHM.** A gauche : Un élément de maillage du modèle NIHM, montrant la paramétrisation verticale de NIHM ainsi que la distribution verticale de la teneur en eau, z_w correspond au niveau de nappe. A droite : Vue horizontale montrant la paramétrisation de NIHM en 8 zones hydrologiques.

Le bassin versant est discrétisé selon un maillage 2D constitué d'éléments triangulaires (Fig. 5.1). Les mailles sont définies plus finement le long du ruisseau et à proximité des stations gravimétriques. NIHM calcule la hauteur d'eau totale dans chaque élément du maillage et à chaque pas de temps. Le niveau de la nappe ainsi que la distribution de la teneur en eau dans la zone vadose (sur 6 niveaux s'échelonnant de la nappe jusqu'à la surface du sol) sont ensuite reconstruits à partir de cette carte de hauteur d'eau 2D via le modèle de Van Genuchten (Jeannot, 2018 ; Lesparre et al., 2020), ce qui permet d'obtenir le champ de teneur en eau 3D $\theta^{NIHM}(t)$ pour chaque temps t . On détaille ci-dessous la méthode employée par NIHM pour reconstruire le champ de teneur en eau 3D (Lesparre et al., 2020). Pour une description plus détaillée de NIHM, on renvoie le lecteur à l'article présenté dans le chapitre 4.

NIHM suppose que le profil de sol est à l'équilibre hydrostatique, dans ce cas, la pression d'eau ψ à la hauteur z est donnée par (Eq. 5.1) où z_{nappe} correspond à la hauteur de la nappe :

$$\psi = z_{nappe} - z \quad \text{Eq. 5.1}$$

Connaissant ψ , le modèle de van Genuchten (1980) permet de calculer la teneur en eau à partir de la teneur en eau à saturation θ_S , la teneur en eau résiduelle θ_R , ainsi que les paramètres α et n (Eq. 5.2). La figure 5.2 présente plusieurs profils de teneur en eau calculés avec le modèle de van Genuchten pour différentes valeurs du paramètre α .

$$\theta(z) = \begin{cases} (\theta_S - \theta_R) \cdot [1 + (\alpha|\psi(z)|)^n]^{-(1-1/n)} + \theta_R & \text{si } \psi < 0 \\ \theta_S & \text{si } \psi \geq 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 5.2}$$

Dans la zone saturée (c'est-à-dire pour $\psi \geq 0$ car on se trouve **en-dessous** du niveau de la nappe), la teneur en eau est par définition égale à la teneur en eau à θ_S , tandis que dans la zone vadose (c'est-à-dire pour $\psi < 0$ car on se trouve **au-dessus** du niveau de la nappe), la teneur en eau est comprise entre θ_R (paramètre qui permet de rendre compte du fait que la saturation en eau du milieu n'est jamais nulle dans des conditions usuelles) et θ_S . On note que les paramètres θ_S et θ_R peuvent être mesurés en laboratoire. La distribution de la teneur en eau dans la zone vadose est contrôlée par les paramètres empiriques α (qui est relié à la taille moyenne des pores) et n (qui est lié à l'uniformité de la distribution de la taille des pores) qui sont obtenus par ajustement à la courbe de rétention d'eau mesurée en laboratoire (van Genuchten 1980).

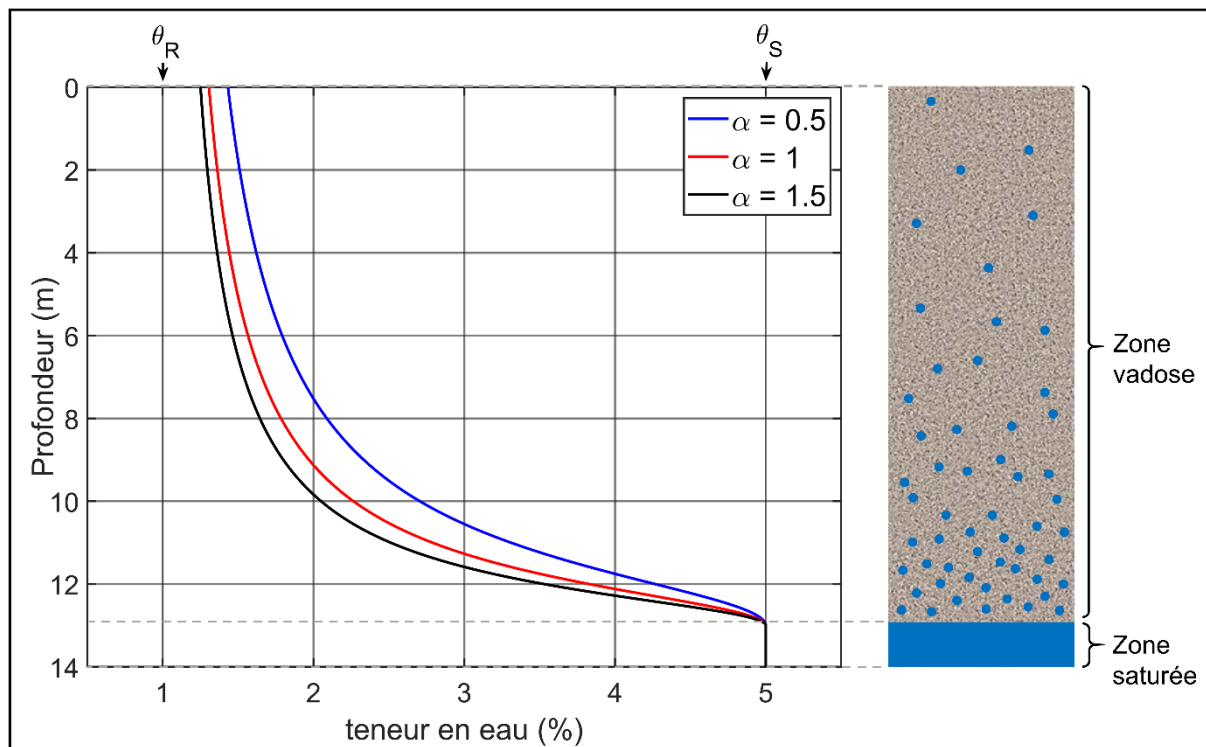


Figure 5.2 **Influence du paramètre α de van Genuchten sur la répartition verticale de la teneur en eau dans la zone non saturée.** Les trois courbes de saturation sont calculées à partir du modèle de Van Genuchten pour une porosité résiduelle θ_R de 1 %, une porosité à saturation θ_S de 5 %, et pour un indice n valant 2. La nappe se trouve à une profondeur de 13 m.

NIHM fait également intervenir la conductivité hydraulique à saturation K_s qui est un paramètre physique traduisant la résistance du milieu poreux à l'écoulement, ce paramètre correspond au coefficient de proportionnalité intervenant dans la loi de Darcy, qui relie la vitesse d'écoulement au gradient de charge hydraulique. K_s peut être mesuré en laboratoire ou sur le terrain.

5.2.2 Du champ de teneur en eau NIHM au signal gravimétrique

Le calcul précis de l'effet gravimétrique de NIHM au niveau des stations micro-gravimétriques nécessite de rééchantillonner le champ de teneur en eau θ^{NIHM} sur un maillage 3D constitué de parallélépipèdes rectangles (i.e., « maillage gravimétrique », Fig. 5.3.A). On dispose en effet d'une formule mathématique exacte pour calculer l'effet gravimétrique des parallélépipèdes rectangles constituant le maillage gravimétrique, ce qui n'est pas le cas pour les prismes à base triangulaire constituant le maillage de NIHM. On note que le maillage gravimétrique est figé, de tel sorte qu'on ne calcule qu'une seule fois la matrice contenant l'effet gravimétrique de chaque élément de maillage sur une station micro-gravimétrique donnée (Fig. 5.4). On pondère ensuite la matrice d'effet gravimétrique par les variations de teneur en eau au sein de chaque élément du maillage gravimétrique.

Le champ de teneur en eau rééchantillonné $\theta^{gravi}(t)$ est obtenu par interpolation linéaire du champ de teneur en eau simulé par NIHM $\theta^{NIHM}(t)$ à chaque temps t .

J'ai testé différents maillages afin de parvenir à un bon compromis en termes de précision du calcul gravimétrique et de rapidité de calcul. La figure 5.3.B présente les variations temporelles de gravité calculées à un pas journalier à partir du modèle NIHM de référence (Tab. 5.1) à la station STR F5 et à la station STR F8 pour 3 maillages gravimétriques différents : (i) un maillage fin à pas horizontal constant à 1 m, (ii) un maillage grossier à pas horizontal constant à 10 m, ou (iii) un maillage à pas horizontal variable dont la maille fait 1 m de côté dans une zone carrée de 40 m de côté centrée sur les stations gravimétriques, et 10 m ailleurs. Le pas vertical du maillage est de 0.2 m pour les 3 maillages testés. La durée du calcul hydro-gravimétrique dépend du nombre d'éléments de maillage, elle est donc maximale pour le maillage fin à pas constant (640 secondes par date), minimale pour le maillage grossier à pas constant (7 secondes par date), et intermédiaire pour le maillage à pas variable (23 secondes par date). On constate que le signal gravimétrique calculé avec le maillage à pas variable aux stations STR F5 (qui se situe dans une zone relativement plate) et STR F8 (qui se situe dans une zone encaissée) diffère très peu de celui calculé avec le maillage fin (Fig. 5.3.B). Le maillage à pas variable assure donc un calcul précis des variations de gravité, tout en permettant un gain de temps de calcul considérable par rapport à un maillage fin à pas constant. Dans la suite, tous les calculs sont effectués avec le maillage à pas variable.

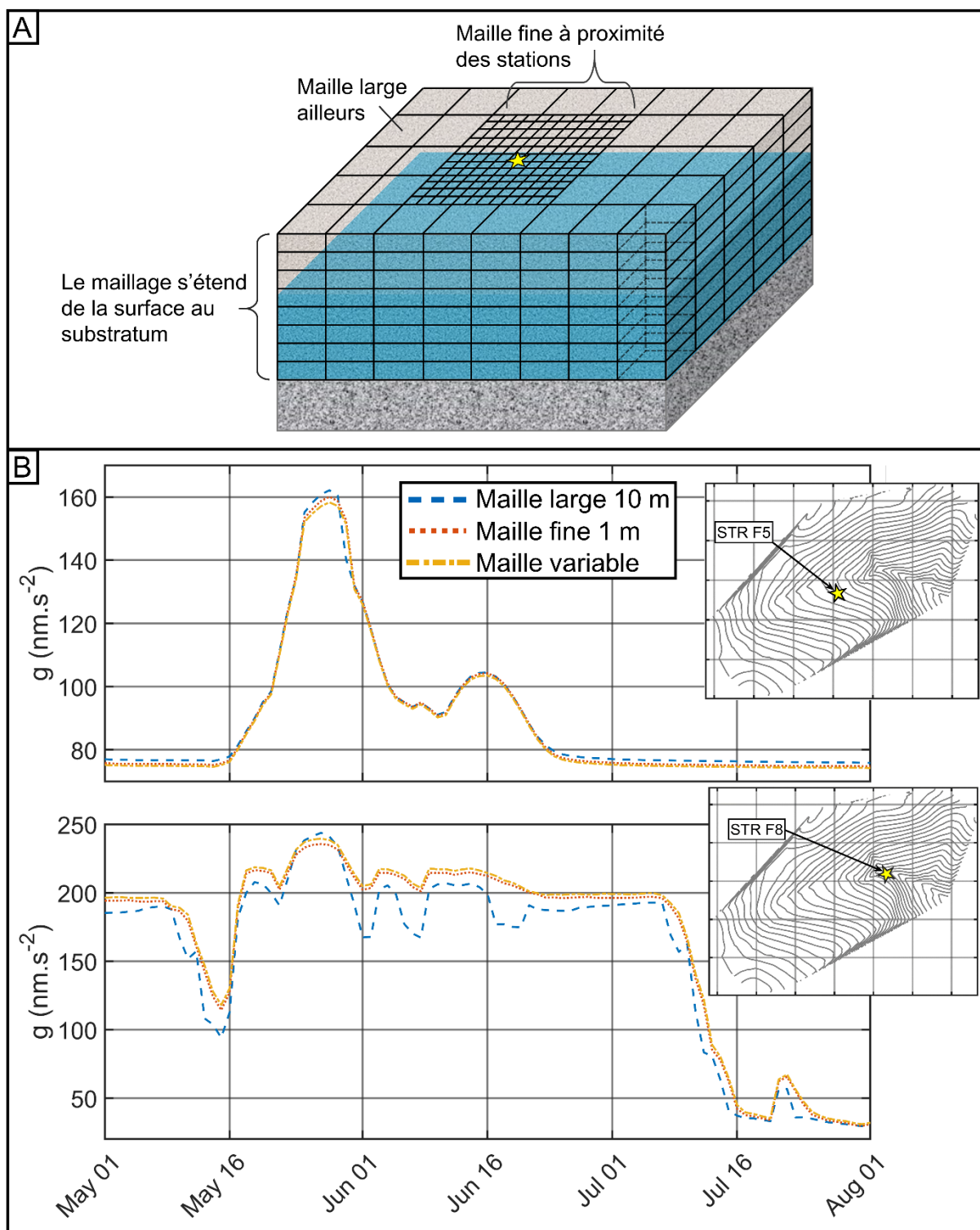


Figure 5.3 **Recherche du maillage gravimétrique optimal.** A) Schéma du maillage gravimétrique à pas variable, avec des mailles fines à proximité des stations gravimétriques et des mailles plus lâches ailleurs. B) Graphe du haut : Gravité calculée à la station STR F5 à partir du modèle NIHM13667 à un pas journalier en utilisant un maillage gravimétrique avec un pas fixe de 10 m (tirets bleus), un maillage fin avec un pas fixe de 1 m (pointillés rouges) et avec un maillage à pas variable (1 m à proximité des stations et 10 m ailleurs). B) Graphe du bas : Gravité calculée à la station STR F8.

Le signal temporel de gravité $g^i(t)$ calculé à la station micro-gravimétrique i correspond à la somme de l'effet gravimétrique $dg_k^i(t)$ des n éléments du maillage gravimétrique (Eq. 5.3) :

$$g^i(t) = \sum_{k=1}^n dg_k^i(t) \quad \text{Eq. 5.3}$$

L'effet gravimétrique de l'élément de maillage k sur la station i est obtenu en multipliant la teneur en eau de l'élément de maillage $\theta_k^{gravi}(t)$ par la composante verticale de l'attraction gravitationnelle A_k^i générée par ce même élément de maillage, dont la masse volumique est égale à celle de l'eau (Eq. 5.4) :

$$dg_k^i(t) = A_k^i \times \theta_k^{gravi}(t) \quad \text{Eq. 5.4}$$

Pour obtenir A_k^i , on utilise la méthode développée par Leiriao et al. (2009) qui permet d'adapter la formule de calcul utilisée selon la taille et la distance de l'élément de maillage à la station. Pour un élément de grande taille et proche de la station ($f^2 = \frac{\text{distance}^2}{\text{taille}^2} < 4$), A_k^i est calculé de façon exacte avec la formule du parallélépipède rectangle, tandis que pour un élément de petite taille éloigné de la station ($f^2 > 81$), A_k^i est calculé avec l'approximation de la masse ponctuelle. Pour les cas intermédiaires ($4 < f^2 < 81$), A_k^i est calculé avec la formule de MacMilan qui est une approximation de la formule du parallélépipède rectangle. Ces seuils correspondent à ceux proposés par Leiriao et al. (2009).

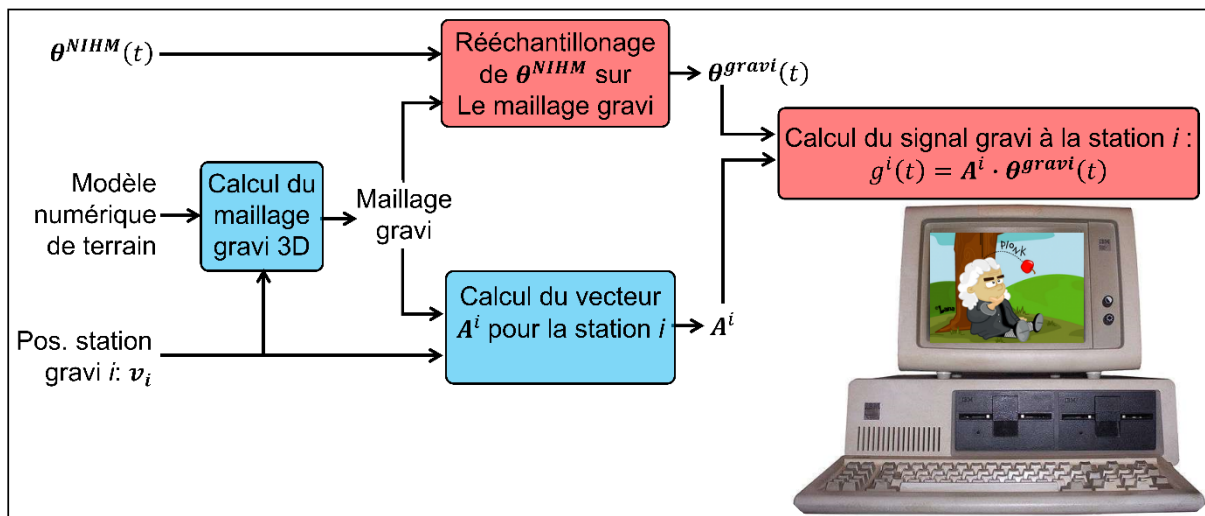


Figure 5.4 Schéma de principe du code de calcul hydro-gravimétrie directe. Les cases bleues correspondent aux calculs qui doivent seulement être effectués pour le premier pas de temps. Les cases rouges correspondent aux calculs qui doivent être effectués à chaque pas de temps.

La valeur de gravité calculée à la station i au temps t s'écrit donc comme le produit scalaire du vecteur A^i (i.e., la matrice d'effet gravimétrique de la station i) et du vecteur $\theta^{gravi}(t)$ (Eq 5.3) :

$$g^i(t) = A^i \cdot \theta^{gravi}(t) \quad \text{Eq. 5.3}$$

Comme A^i ne dépend que du maillage et de la position de la station i , on le calcule seulement pour le premier pas de temps. Pour tous les pas de temps suivants, le calcul direct gravimétrique se réduit au rééchantillonnage de θ^{NIHM} et au calcul du produit scalaire des vecteurs A^i et $\theta^{gravi}(t)$ (Fig. 5.4).

5.2.3 Paramétrisation et pré-conditionnement de NIHM

Lesparre et al. (2020) ont utilisé la carte pédologique du bassin versant du Strengbach ainsi que les mesures de résonance magnétique protonique (RMP) de Boucher et al. (2015), pour conditionner NIHM. Un premier modèle de référence permettant d’ajuster les mesures RMP a ainsi été proposé. La paramétrisation du modèle de référence est la suivante : les paramètres hydrodynamiques sont distribués selon 8 zones hydrologiques (Fig. 5.5). Chaque zone est elle-même subdivisée en une couche superficielle d’épaisseur e_{sup} et une couche plus profonde d’épaisseur e_{inf} . Chaque zone est ainsi caractérisée par un jeu de 2 couches x 6 paramètres hydrodynamiques ($e, \theta_s, \theta_R, K_S, \alpha, n$), c’est-à-dire 12 paramètres par zone.

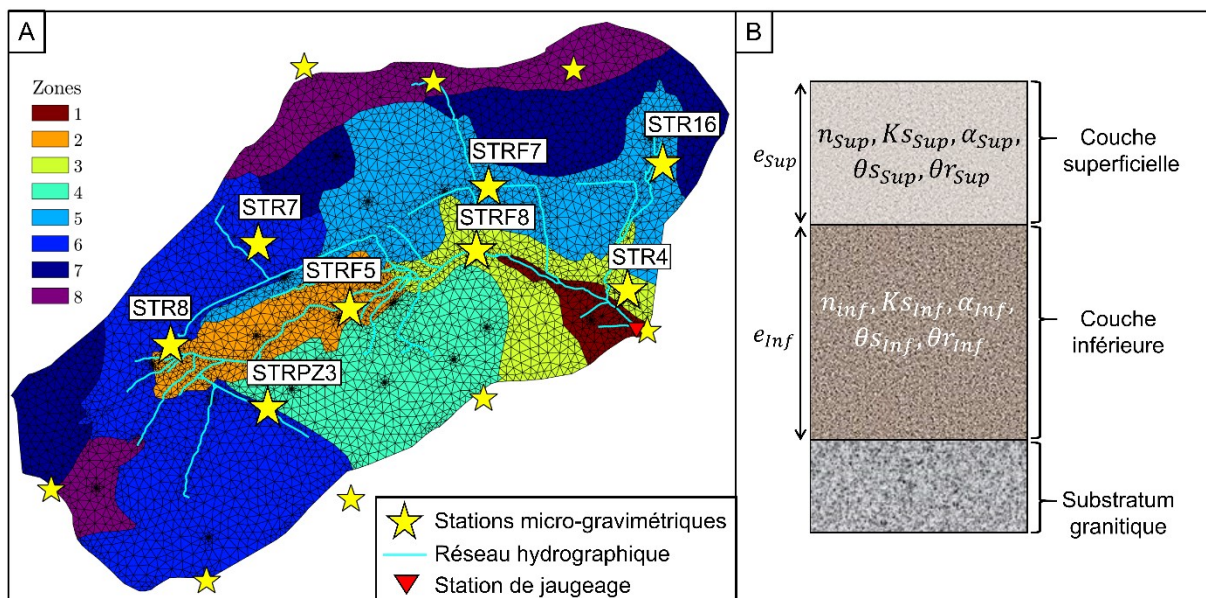


Figure 5.5 **Paramétrisation du modèle NIHM.** A) Découpage du bassin versant du Strengbach en 8 zones hydrologiques. B) Découpage vertical de chaque zone en une couche supérieure et une couche inférieure.

Pour chaque zone, la couche supérieure est caractérisée par une épaisseur e inférieure à celle de la couche inférieure, ainsi que par une porosité à saturation θ_s , une conductivité hydraulique à saturation K_S et une pression d’entrée d’air α plus élevée. L’indice de distribution des tailles de pore n a quant à lui une valeur constante à 2. Un tel découpage vertical permet de rendre compte qualitativement de l’évolution des paramètres hydrodynamiques avec la profondeur, telle qu’elle est observée sur le site du Strengbach (Biron, 1994 ; Belfort et al., 2018).

Tableau 5.1. **Paramètres hydrodynamiques utilisés pour les simulations NIHM effectuées dans le cadre de cette thèse.** En rouge : Paramètres hydrodynamiques fixés dont les valeurs sont définies selon le modèle de référence proposé par Lesparre et al. (2020). En bleu : Paramètres hydrodynamiques variables : θ_s , α et K_s avec les gammes de variation associées.

Zone	n (-)	θ_r (-)	e_{Tot} (m)	e_{Sup} (m)	e_{Inf} (m)	θ_{sSup} (%)		θ_{sInf} (%)		α (m ⁻¹)		K_s (m.s ⁻¹)	
						Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
1	2	0.01	10	2	8	2	60	2	10	0.1	2	10 ⁻⁵	10 ⁻³
2	2	0.01	14	1	13								
3	2	0.01	4	1.5	2.5								
4	2	0.01	3	1	2								
5	2	0.01	7	1	6								
6	2	0.01	4	0.5	3.5	0.5	0.02	1.5	10 ⁻⁴				
7	2	0.01	2	1	1								
8	2	0.01	3	0.5	2.5					0.2	0.05	1.5	10 ⁻⁴

Dans le cadre de cette thèse, on se focalise sur l'étude des paramètres décrivant les propriétés hydrauliques de la subsurface, car ce sont ces paramètres qui contrôlent la dynamique des stocks d'eau souterrains, du moins au premier ordre. On se concentre en particulier sur l'étude de l'effet de la porosité à saturation, de la conductivité hydraulique à saturation et du paramètre α de van Genuchten. On note que l'épaisseur e a également une influence majeure sur la dynamique des stocks d'eau, car l'espace poreux disponible pour stocker l'eau correspond au produit de la porosité et de l'épaisseur. Toutefois, la gravimétrie étant surtout sensible au stock d'eau total, il y a une équifinalité entre épaisseur et porosité. On choisit donc de travailler à épaisseur fixée, en utilisant les épaisseurs ajustées grâce aux mesures RMP.

5.2.4 Couverture en stations micro-gravimétriques

Les 16 stations du réseau micro-gravimétrique sont sensibles aux variations de stock d'eau ayant lieu à l'intérieur mais également à l'extérieur du bassin versant du Strengbach, et cela d'autant plus qu'elles sont en bordure du bassin. La comparaison entre le signal gravimétrique mesuré et le signal calculé à partir de NIHM doit donc se restreindre aux stations situées les plus à l'intérieur du bassin versant. Ces stations sont ainsi peu sensibles aux variations de stock d'eau ayant lieu à l'extérieur du bassin et qui ne sont donc pas modélisées par NIHM. On sélectionne les stations micro-gravimétriques pour lesquelles le signal de gravité externe (i.e., provenant de l'extérieur du bassin versant du Strengbach) est inférieur à 25 nm.s⁻², c'est-à-dire du même ordre de grandeur que la précision de la mesure micro-gravimétrique. 8 stations micro-gravimétriques vérifient ce critère (Tab. 5.2). Le signal de gravité externe correspond à l'effet gravitationnel d'une lame d'eau de 0.250 m drapée sur la topographie à l'extérieur du bassin versant, cette lame d'eau est une limite supérieure des variations de stock d'eau observées sur les 10 dernières années sur le site du Strengbach.

Tableau 5.2 **Stations micro-gravimétriques sélectionnées pour l'étude de la dynamique des stocks d'eau spécifique au bassin versant du Strengbach.** Les zones hydrologiques au sein desquelles se trouvent les stations sont indiquées dans la colonne de droite. Lorsque qu'une station se trouve en

bordure de zone, à proximité immédiate (i.e., à moins de 20 m) d'une autre zone hydrologique, le numéro de celle-ci est précisé entre parenthèses.

Station micro-gravimétrique	Zone hydrologique sous-jacente
STR F5	2
STR F8	3
STR F7	5
STR PZ3	6 (4)
STR4	3
STR7	6
STR8	6 (2)
STR16	5

4 des 8 zones de NIHM sont couvertes par au moins une station micro-gravimétrique (les zones 2, 3, 5 et 6), et la zone 4 est partiellement couverte par la station gravimétrique STR PZ3 qui se situe à proximité de la limite entre les zones 4 et 6.

5.2.5 Empreinte de mesure des stations de mesure micro-gravimétriques

Pour pouvoir comprendre la sensibilité des mesures gravimétriques aux paramètres hydrodynamiques de NIHM, il est tout d'abord nécessaire d'évaluer la représentativité spatiale des stations micro-gravimétriques sélectionnées, c'est-à-dire de définir le volume investigué par ces stations. Celui-ci dépend fortement de la topographie mais aussi de la géométrie de la couche aquifère (i.e., de son épaisseur et de son extension horizontale).

Pour ce faire, on calcule pour chacune des stations : (i) le signal gravimétrique temporel « total », c'est à dire l'effet gravimétrique résultant des variations de teneur en eau de l'ensemble du domaine modélisé par NIHM et (ii) le signal gravimétrique temporel « local » provenant du domaine compris dans des anneaux centrés sur les stations et dont les rayons internes et externes sont respectivement de 0 m – 20 m, 20 m – 60 m, 60 m – 120 m et 120 m – 240 m. On représente sur la Fig. 5.6 les chroniques temporelles de gravité « totale » et « locale » calculées pour les stations STR F5 et STR F8 à partir du modèle NIHM de référence.

Pour ces deux stations, plus de 90 % du signal de gravité « total » provient de la zone comprise dans un rayon de 60 m autour des stations micro-gravimétriques STR F5 et STR F8, ce qui est également le cas pour les 6 autres stations sélectionnées. Les stations micro-gravimétriques sont donc représentatives de la dynamique des stocks d'eau dans un rayon d'au plus 60 m.

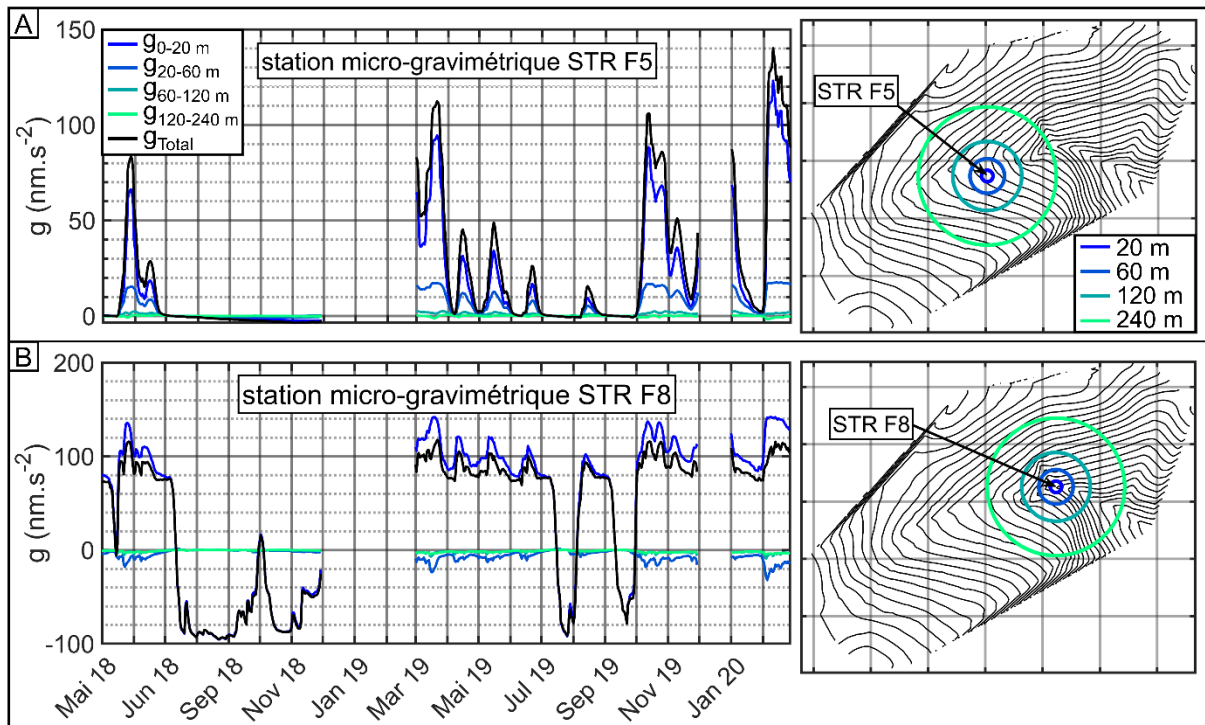


Figure 5.6 **Représentativité spatiale des stations micro-gravimétriques.** A) Signal gravimétrique "total" et "local" calculé à la station STR F5 à partir de la simulation NIHM de référence au pas journalier. B) Signal gravimétrique "local" et "total" calculé à la station STR F8.

En zone de plaine, les masses d'eau se trouvent en dessous des stations gravimétriques et les variations de gravité Δg peuvent, en première approximation, être reliées aux variations de stock d'eau Δh (en mètres d'eau) en utilisant la formule de Bouguer (e.g., Jacob et al., 2008 ; Pool, 2008), qui correspond à l'effet gravifique d'une lame d'eau d'extension latérale « infinie » (en pratique, 10 fois la profondeur à laquelle se situe la lame d'eau) d'épaisseur Δh et de densité ρ_{eau} :

$$\Delta g = 2\pi G \rho_{eau} \Delta h \quad \text{Eq. 5.5}$$

Où G correspond à la constante d'attraction gravitationnelle et ρ_{eau} correspond à la masse volumique de l'eau. En zone de montagne, les masses d'eau sont réparties au-dessus et en dessous des stations gravimétriques, ce qui complique fortement la relation entre les variations de gravité et les variations de stock d'eau. Afin d'évaluer cet effet, on calcule le signal gravimétrique provenant des zones situées au-dessus et en dessous des stations gravimétriques. On représente sur la figure 5.7 les chroniques temporelles de gravité correspondantes pour la station STR F5 qui se trouve dans une zone relativement plate (Fig. 5.7.A), et pour la station STR F8 qui se trouve dans un fond de vallon encaissé (Fig. 5.7.B).

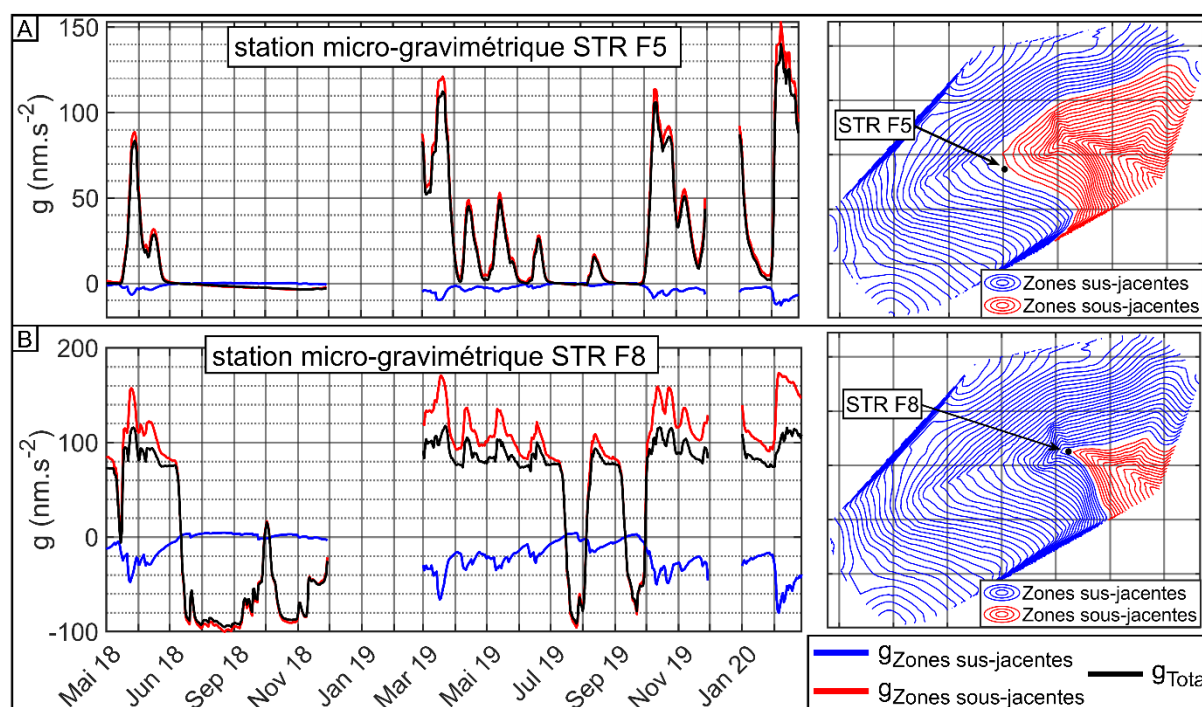


Figure 5.7 Effet des masses d'eau se trouvant au-dessus ou en dessous des stations gravimétriques. A) Pour la station STR F5 qui se trouve dans un fond de vallée relativement plat. B) Pour la station STR F8 qui se trouve dans un fond de vallon encaissé.

On constate que dans le cas où la station gravimétrique se trouve dans une zone relativement plate, l'essentiel du signal gravimétrique provient du domaine situé sous la station (Fig. 5.7.A). A contrario, dans le cas d'une station gravimétrique située dans une zone encaissée, une proportion non négligeable du signal gravimétrique provient du domaine situé au-dessus de la station, ce qui tend à diminuer l'amplitude des variations de gravité (Fig. 5.7.B).

Les résultats présentés dans cette section illustrent la complexité du signal hydro-gravimétrique en zone de montagne. Ils permettent également de montrer la pertinence de la méthode de modélisation hydro-gravimétrique 3D que j'ai mis en place dans le cadre de cette thèse. Une telle approche 3D est en effet absolument nécessaire pour garantir un calcul exact des variations de gravité générées par les variations de teneur en eau au sein du bassin versant.

5.3 Tests synthétiques

L'objectif de cette section est d'explorer la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques de NIHM (la porosité à saturation θ_s , la conductivité hydraulique à saturation K_S et le paramètre α de van Genuchten) grâce à une analyse de sensibilité globale (i.e., on fait varier tous les paramètres en même temps) basée sur une série de tests synthétiques.

5.3.1 Construction des synthétiques

Afin de caractériser la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques de NIHM, on effectue une série de test synthétiques. On se concentre sur l'effet des paramètres des zones 1 à 6 car les stations micro-gravimétriques sélectionnées ne sont pas sensibles aux zones 7 et 8 (Tab. 5.2). Tous les paramètres des zones 7 et 8 sont donc fixés selon le modèle de référence. Ce pré-conditionnement permet ainsi de réduire le nombre de paramètres à explorer

et de limiter les problèmes d'équifinalité, cela permet notamment de prévenir l'équifinalité entre l'épaisseur des couches et la porosité, parce que l'épaisseur est fixée (Tab. 5.1).

Afin que le temps de calcul et le volume de données généré restent raisonnables, on calcule seulement les champs de teneur en eau NIHM pour les dates correspondantes aux 8 campagnes de micro-gravimétrie effectuées lors de la période de vidange s'étendant de mars 2019 à juillet 2019 (Fig. 5.8.B). On dispose ainsi de 934 simulations, chacune étant constituée de 8 champs de teneur en eau NIHM. Les 934 simulations effectuées ont nécessité plus de 10 jours de temps de calcul, en incluant le temps de calcul du modèle hydrologique (plus de 90% du temps de calcul total) et le calcul hydro-gravimétrique. La période d'étude choisie est optimale car le bassin versant montre une importante diminution du stock d'eau (on note une diminution de 150 mm d'eau entre la mi-mars et la mi-juillet 2019, voir Fig. 5.8.B) et l'on dispose d'un suivi gravimétrique avec une couverture temporelle dense (8 campagnes de mesures, dont 6 sont exploitables pour la station STR F5, Fig. 5.8.C). Pour chaque calcul de données synthétique, 4 étapes sont nécessaires (Fig. 5.8.A) :

- i. Pour chaque zone, on affecte aux paramètres K_S , α et θ_S de la couche supérieure les valeurs obtenues par tirage aléatoire uniforme dans les intervalles $[K_S^{Min} K_S^{Max}]$, $[\alpha^{Min} \alpha^{Max}]$, et $[\theta_S^{Min} \theta_S^{Max}]$ (Tab. 5.1). Les valeurs des paramètres K_S , α et θ_S de la couche inférieure sont ensuite tirées aléatoirement dans les intervalles $[K_S^{Min} K_S^{Couche Sup}]$, $[\alpha^{Min} \alpha^{Couche Sup}]$, et $[\theta_S^{Min} \theta_S^{Couche Sup}]$.
- ii. A partir du lot de paramètres obtenu à l'étape (i), on calcule avec NIHM le champ de teneur en eau pour chaque date à laquelle on dispose d'une campagne gravimétrique.
- iii. A partir des champs de teneur en eau, on calcule ensuite le signal gravimétrique au niveau des stations micro-gravimétriques via le code de calcul présenté en section 5.2.2.
- iv. Pour chaque station micro-gravimétrique, on calcule la différence entre la valeur maximale et la valeur minimale du signal temporel de gravité (i.e., « l'amplitude du signal gravimétrique ») sur la période s'étendant de mars à juillet 2019.

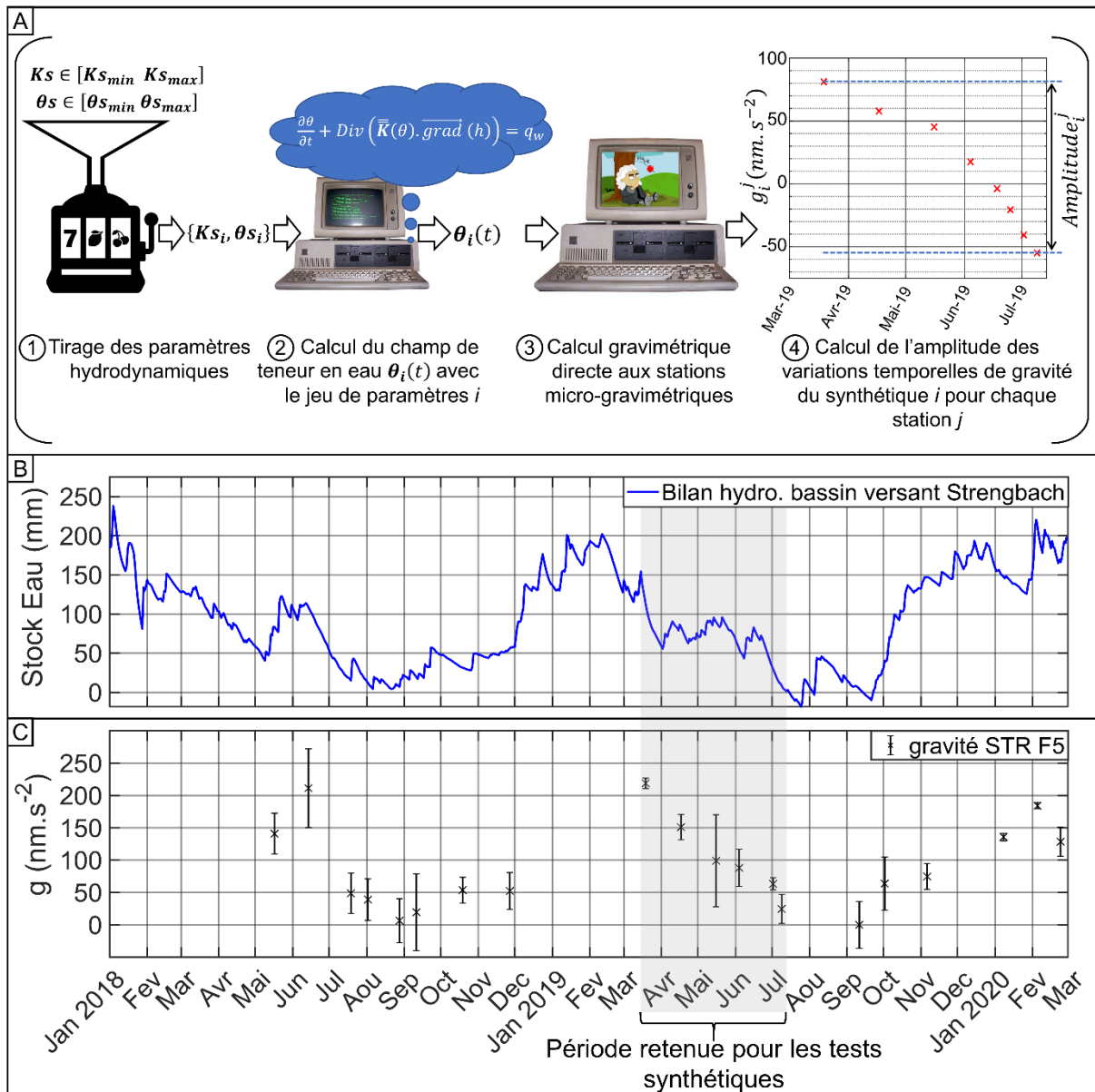


Figure 5.8 **Construction des tests synthétiques.** A) schéma de principe. B) période de vidange du bassin versant montrant une importante diminution du stock en eau. C) Suivi micro-gravimétrique à la station STR F5. On note l'importante diminution de gravité mesurée au cours de la période de vidange de mars à juillet 2019 ($200 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$).

Maintenant que l'on a décrit la méthode de construction des modèles synthétiques, il nous reste à exposer la méthode permettant d'apprécier la sensibilité d'une station gravimétrique donnée à un paramètre hydrodynamique donné. On prend l'exemple de la sensibilité de la station STR F5 à la conductivité hydraulique à saturation de la couche inférieure de la zone 2 (Ks_{Inf}). On découpe tout d'abord l'intervalle de variation de Ks_{Inf} (i.e., $[10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} - 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}]$) en 6 sous-intervalles de même largeur. Puis on sépare les 934 synthétiques en 6 sous-lots, chacun des synthétiques du sous-lot #j ayant une valeur de Ks_{Inf} comprise au sein du sous intervalle #j. On calcule ensuite le maximum, minimum, 1^{er} quartile, médiane et 3^{ème} quartile de la distribution d'amplitudes gravimétrique des synthétiques du sous-lot #j. On représente finalement ces indicateurs statistiques en fonction de la valeur moyenne de Ks_{Inf} pour chacun des 6 sous intervalles (Fig. 5.9.A).

5.3.2 Sensibilité des stations micro-gravimétriques par zones hydrologiques

Les stations micro-gravimétriques sont essentiellement sensibles aux variations de stock d'eau ayant lieu dans un rayon de moins de 60 m, elles sont donc a priori essentiellement sensibles aux paramètres hydrodynamiques des zones hydrologiques situées en dessous ou à proximité immédiate (i.e., « zones locales », voir Tab. 5.2). Toutefois, les stations micro-gravimétriques sont ainsi potentiellement sensibles aux paramètres hydrodynamiques des autres zones. En effet, du fait de la nature gravitaire des écoulements, les variations de stock d'eau au voisinage d'une station donnée dépendent également des paramètres hydrodynamiques des zones situées en amont (influence sur l'alimentation en eau de la zone locale) ou en aval (influence sur la vidange de la zone locale).

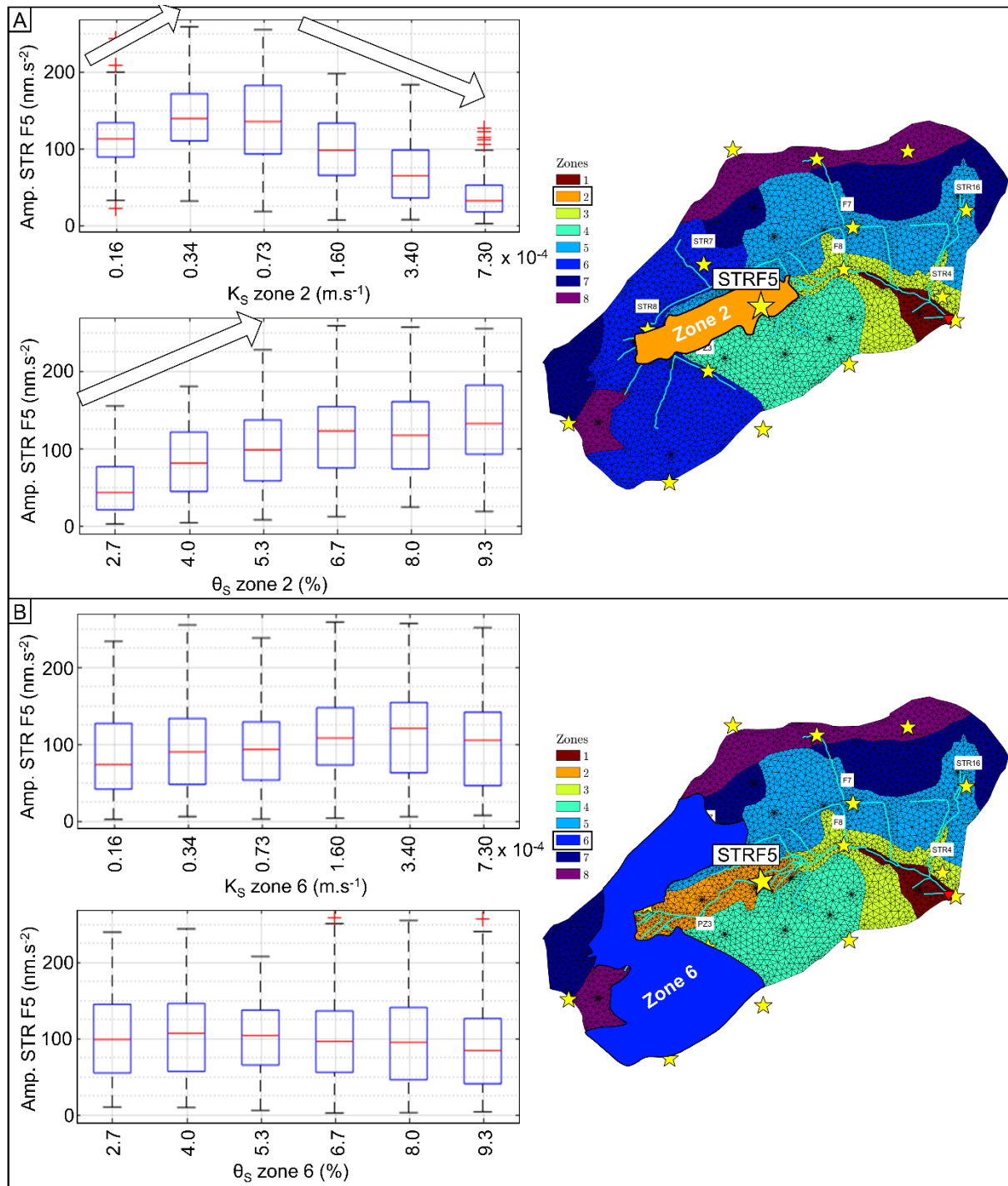


Figure 5.9 **Influence des paramètres hydrodynamiques des zones hydrologiques #2 et #6 sur l’amplitude des variations temporelle de gravité calculées à la station STR F5.** Les boîtes à moustache permettent de représenter les principaux indicateurs statistiques des lots de synthétiques : Les lignes bleues inférieure et supérieure correspond respectivement au premier et au troisième quartile, et la ligne rouge correspond à la médiane. A) Influence des paramètres θ_s et K_s de la zone locale #2. B) Influence des paramètres θ_s et K_s de la zone amont #6.

La figure 5.9 illustre la sensibilité de la station STR F5 aux paramètres hydrodynamiques de la zone #2, dans laquelle elle se trouve, et aux paramètres de la zone #6 qui se trouve en amont, suffisamment loin pour ne pas avoir d’effet gravimétrique direct sur STR F5. On constate que STR F5 présente une forte sensibilité aux paramètres de la zone 2 (Fig. 5.9.A). L’amplitude des

variations de gravité est une fonction croissante de θ_s , tandis que l'influence de K_s est plus complexe car l'amplitude des variations de gravité n'est pas une fonction monotone de K_s . A contrario STR F5 n'est - tous paramètres confondus - quasiment pas sensible aux paramètres de la zone #6 (Fig. 5.9.B). En appliquant la même démarche aux 7 autres stations, on constate que les stations gravimétriques sont seulement sensibles aux paramètres hydrodynamiques des zones locales : la stations STR PZ3 est ainsi sensible aux zones #4 et #6, la station STR8 est sensible aux zones #2 et #6, tandis que les autres stations sont seulement sensibles aux zones qui se trouvent en dessous d'elles (Tab. 5.3). Il faut toutefois noter que la méthode employée pour évaluer la sensibilité des stations (i.e., une analyse de sensibilité globale) a tendance à « écraser » les effets des paramètres influant au second ordre (paramètres des zones non locales et paramètres des zones locales ayant une influence moindre). On retiendra que l'analyse de sensibilité mise en œuvre permet d'identifier les paramètres influant au premier ordre, sur lesquels on se concentre dans la suite du chapitre.

5.3.3 Sensibilité aux paramètres hydrodynamiques locaux

On cherche ici à caractériser la sensibilité des stations gravimétriques aux paramètres hydrodynamique locaux (i.e., les paramètres des zones hydrologiques se trouvant sous, ou à proximité immédiate des stations). On se base pour cela sur l'analyse visuelle exhaustive des 288 graphes (8 stations * 6 paramètres * 6 zones) de type « boîtes à moustache » tels que ceux présentés Fig. 5.9 ou Fig. 5.10. Le tableau 5.3 rassemble les résultats de cette analyse visuelle.

Tableau 5.3 **Sensibilité des stations micro-gravimétriques aux paramètres hydrodynamiques locaux.** TWI : Indice d'humidité topographique des stations micro-gravimétriques. Med (Amp. Gravi) : Influence des paramètres hydrodynamiques locaux sur la valeur médiane de l'amplitude gravimétrique du lot de synthétiques. Q_3-Q_1 (Amp. Gravi) : influence des paramètres hydrodynamiques locaux sur l'écart interquartile. Le symbole \nearrow signifie « est une fonction croissante de », le symbole \searrow signifie « est une fonction décroissante de », et le symbole $\nearrow\searrow$ signifie « est une fonction non monotone de ».

Stations	Contexte topographique	TWI	Zone hydrologique	Med (Amp. Gravi)	Q_3-Q_1 (Amp. Gravi)
STR F5	Zone plane en amont de la source du Strengbach	8.2	2	$\nearrow\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\nearrow\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Sup}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR8	Zone plane, en amont de la source du Strengbach	6.6	2	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
			6	$\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \alpha_{\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR F8	Zone saturée de fond de vallée en aval de la source du Strengbach	9.4	2	Pas de tendance	$\nearrow K_{S\text{Inf}}$ $\searrow \theta_{S\text{Inf}}$
			3	$\nearrow K_{S\text{Sup}}$ $\nearrow K_{S\text{Inf}}$	$\nearrow \theta_{S\text{Sup}}$ $\nearrow K_{S\text{Inf}}$
STR4	Versant Nord	6.5	3	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR PZ3	Versant Sud	6.9	4	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$
			6	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR F7	Versant Nord	6.6	5	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR16	Versant Sud	7.2	5	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance
STR7	Versant Nord	6.3	6	$\searrow K_{S\text{Sup}}$ $\searrow K_{S\text{Inf}}$ $\nearrow \theta_{S\text{Inf}}$	Pas de tendance

On constate que pour une station donnée, et pour une zone donnée, les paramètres de la couche supérieure et de la couche inférieure jouent de la même façon sur l'amplitude des variations temporelles de gravité. Les stations gravimétriques sont peu sensibles au paramètre α et sont fortement sensibles aux paramètres K_s et θ_s (Tab. 5.3 et Fig. 5.10). Pour étudier l'influence de α sur le signal de gravité, il faudrait donc fixer les autres paramètres locaux et faire varier la valeur de α . Les stations se répartissent en deux catégories selon leur sensibilité à K_s et θ_s :

- i) Pour la station STR F8 (qui se situe dans la zone saturée en fond de vallée en aval de la source du Strengbach), l'amplitude des variations temporelles de gravité est une fonction croissante de K_s , et dépend peu de θ_s (Tab. 5.3 et Fig. 5.10.C). On note également que l'écart interquartile de l'amplitude est une fonction croissante de K_s .
- ii) Pour les autres stations (qui se trouvent sur les versants ou dans la vallée en amont de la source du Strengbach), l'amplitude est une fonction croissante de θ_s (Tab. 5.3, Fig. 5.10 A-B) et une fonction décroissante de K_s (Tab. 5.3 et Fig. 5.10.B). On note que l'amplitude à la station STR F5 est une fonction non monotone de K_s (Fig. 5.10.A).

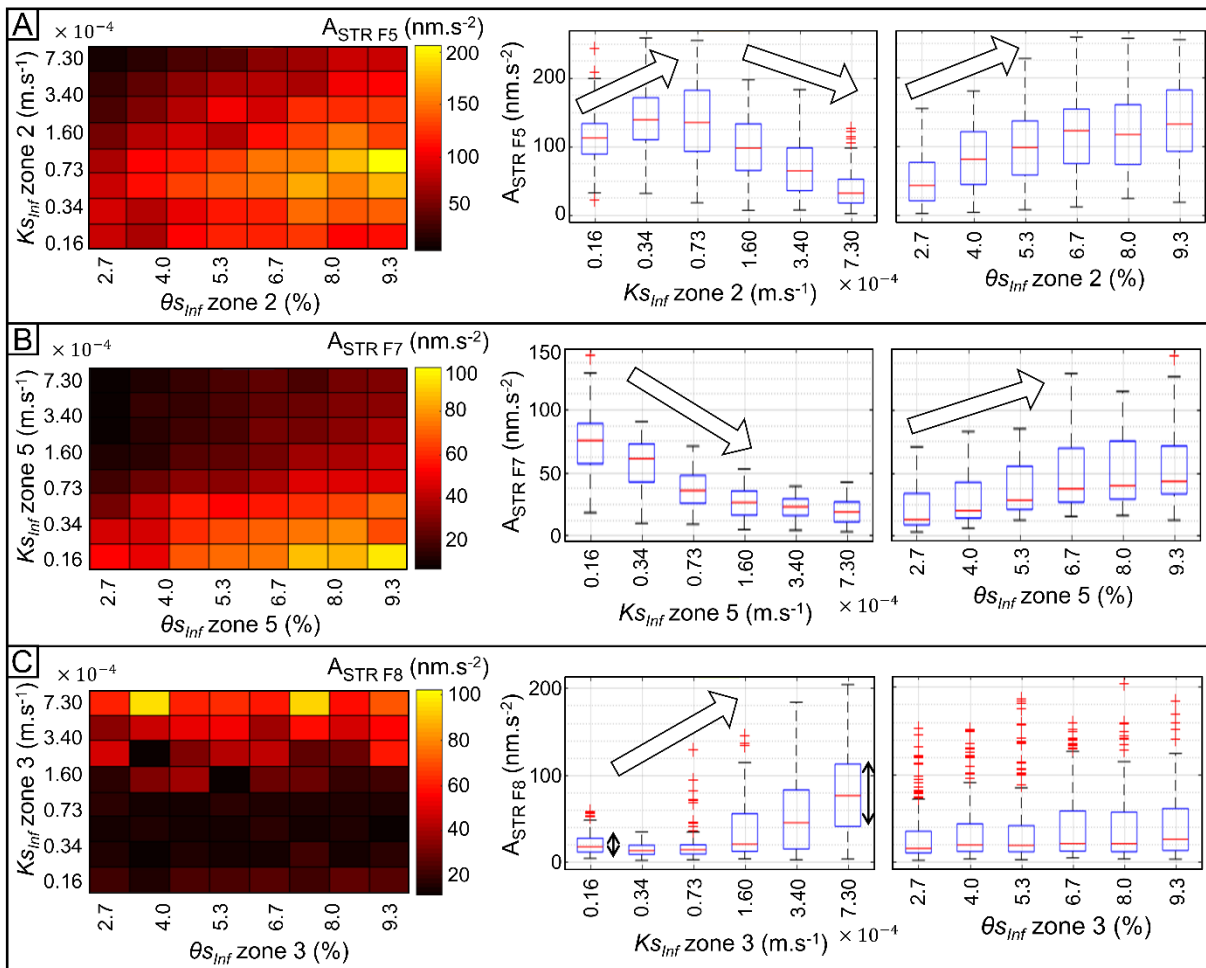


Figure 5.10 Influence des paramètres K_{sInf} et θ_{sInf} des zones locales sur l'amplitude des variations temporelle de gravité aux station STR F5, STR F7 et STR F8. A) Pour la station STR F5 située en zone #2. B) Pour la station STR F7 située en zone #5. C) Pour la station STR F8 située en zone #3, on

note l'augmentation de l'écart interquartile quand la conductivité hydraulique de la couche inférieure augmente.

On cherche maintenant à expliquer pourquoi θ_s et K_s jouent de cette façon sur le signal gravimétrique en partant du point suivant : les variations de gravité lors de la vidange de l'hydrosystème sont d'autant plus grandes que les variations de stock d'eau sont importantes.

Dans le cas de la station STR F8, les tests synthétiques montrent que l'amplitude des variations de gravité est une fonction croissante de la conductivité hydraulique à saturation (Tab. 5.3 et Fig. 5.10). STR F8 est située en fond de vallée à proximité immédiate du ruisseau du Strengbach, dans une zone qui reste saturée toute l'année. La station est caractérisée par un indice d'humidité topographique élevé par rapport aux autres stations ($TWI = 9.2$, Tab. 5.3). STR F8 se trouve par conséquent dans une zone qui collecte une grande partie des écoulements du bassin versant amont. Une faible conductivité hydraulique locale limite le drainage du milieu souterrain au voisinage de STR F8, qui reste ainsi constamment saturé tout le long de la période de vidange, ce qui engendre de faibles variations de stock d'eau et par conséquent, de faibles variations de gravité. A contrario, une forte conductivité hydraulique locale favorise l'évacuation des écoulements de l'amont, permettant la vidange du milieu souterrain au voisinage de STR F8, ce qui engendre de fortes variations de stock d'eau et donc de fortes variations de gravité. On constate d'ailleurs que la conductivité hydraulique est le paramètre dominant car à valeur de conductivité faible, l'écart interquartile est également très faible ($< 20 \text{ nm.s}^{-2}$), tandis qu'à valeur de conductivité élevée, l'écart interquartile est élevé (80 nm.s^{-2}) (Fig. 5.10.C).

La modélisation hydrologique montre que la partie haute du bassin versant est quasiment complètement désaturée à la fin de la période de vidange. Dans le cas des stations situées sur les versants (STR4, STR PZ3, STR F7, STR16, STR7) ou dans la vallée en amont de la source du Strengbach (STR8, STR F5), l'amplitude des variations de stock d'eau locales - et par conséquent l'amplitude des variations de gravité - est donc conditionnée par la capacité de stockage du milieu souterrain. La capacité de stockage dépend essentiellement de la taille de l'espace poreux (et donc de la porosité à saturation car on travaille à épaisseurs fixées) et de la conductivité hydraulique.

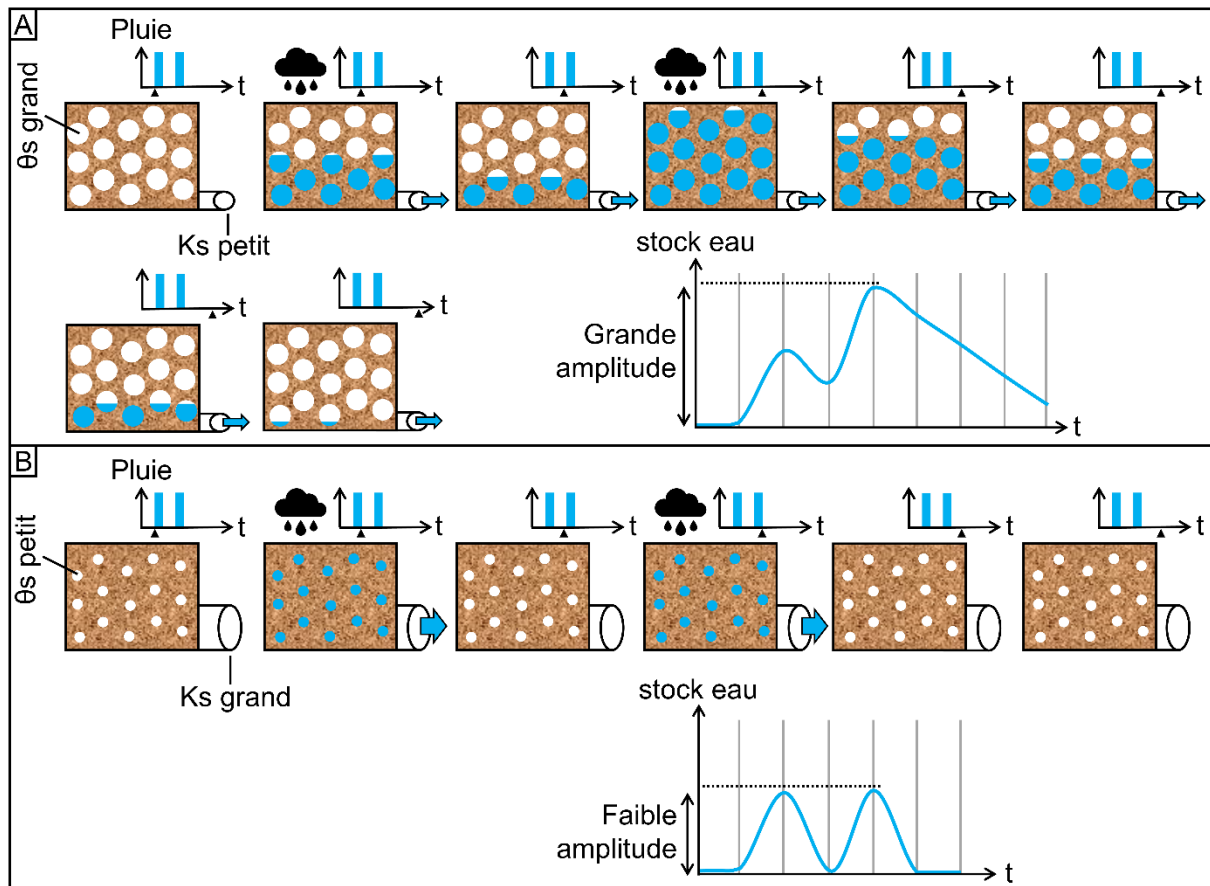


Figure 5.11 **Influence de la conductivité hydraulique à saturation et de la teneur en eau à saturation sur l'amplitude des variations de stock d'eau.** A) Pour un milieu présentant une grande Θ_s et une faible K_s . B) Pour un milieu présentant une faible porosité à saturation et une grande conductivité à saturation. N.B : Dans ce schéma, on considère que seules les précipitations contribuent à la recharge du milieu souterrain, bien qu'en réalité les écoulements souterrains provenant de l'amont contribuent également à recharger le stock d'eau local.

Afin de générer de grandes variations de stock d'eau il est nécessaire de disposer d'un large espace poreux ainsi que d'une conductivité hydraulique suffisamment faible pour permettre le stockage de l'eau. Les variations de stock d'eau - et donc les variations de gravité - sont ainsi relativement lisses et présentent une grande amplitude (Fig. 5.11.A). Dans le cas d'une conductivité hydraulique élevée, l'eau qui arrive via les précipitations ou les écoulements souterrains en provenance des zones amonts, est immédiatement évacuée vers l'aval et ne peut pas s'accumuler, même dans le cas d'une porosité à saturation élevée. Les variations de stock d'eau présentent alors une faible amplitude et un aspect « haché » (Fig. 5.11.B). De même, dans le cas d'une conductivité hydraulique faible, si la porosité à saturation est faible alors le milieu souterrain ne pourra pas stocker une quantité d'eau importante (pour une épaisseur donnée).

Les tests synthétiques permettent ainsi de comprendre la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques. On retiendra que les stations gravimétriques sont essentiellement sensibles aux paramètres hydrodynamiques locaux. Elles sont sensibles à la conductivité hydraulique à saturation K_s ainsi qu'à la teneur en eau à saturation θ_s , et montrent une moindre sensibilité au paramètre α de van Genuchten.

5.4 Conditionnement du modèle NIHM avec la gravimétrie

On cherche ici à déterminer les gammes de valeur des paramètres hydrodynamiques permettant de reproduire au mieux les observations gravimétriques. Pour ce faire, on compare les synthétiques avec les variations temporelles de gravité mesurées au cours de la période de vidange de mars à juillet 2019. On utilise le χ^2 comme indicateur de l'écart entre la gravité modélisée $g_{Synthétique}$ et la gravité mesurée $g_{Mesuré}$, pondéré de l'incertitude sur les mesures $\sigma_{Mesuré}$ (Eq. 5.6). Lorsque $\chi^2 \leq 1$, cela signifie que l'écart entre le synthétique et les observations est du même ordre ou inférieur à l'erreur sur les observations, et donc que le synthétique explique de façon satisfaisante les observations de la station i . On note que les séries temporelles synthétiques et observées sont moyennées à zéro avant d'être comparées. Pour chaque station # i on a :

$$\chi_i^2 = \sum_{j=1}^N \frac{(g_{Synthétique}^i(t_j) - g_{Mesuré}^i(t_j))^2}{N * (\sigma_{Mesuré}^i(t_j))^2} \quad \text{Eq. 5.6}$$

La figure 5.11 permet de visualiser l'effet des paramètres hydrodynamiques K_s et θ_s sur l'ajustement des tests synthétiques aux observations gravimétriques pour les stations STR F5, STR F7 et STR F8. Le tableau 5.4 rassemble les résultats des autres stations, que l'on présente brièvement ci-dessous.

Pour toutes les stations sauf STR4, le χ^2 varie de manière significative selon la valeur des paramètres hydrodynamiques, ce qui signifie d'une part que la gravimétrie est sensible à ces paramètres (ce que l'on a montré dans la section 5.3.3), et d'autre part que le suivi gravimétrique effectué pendant la période de vidange est suffisamment précis pour contraindre lesdits paramètres. Pour les stations STR16, STR PZ3, et STR F7, les meilleurs modèles ont un χ^2 proche ou inférieur à 1, ce qui signifie que l'on a exploré une gamme suffisamment large de valeurs de paramètres, les « meilleurs modèles » sont donc en accord avec les observations gravimétriques. On note toutefois que pour la station STR16, le fait que le χ^2 soit proche de 1 résulte en partie de l'erreur de mesure relativement importante à cette station. Les stations STR F5, STR F8, STR8, et STR7 présentent un χ^2 systématiquement supérieur à 2.25, pour STR7 il est même supérieur à 4. Pour ces stations, il faudrait donc étendre les gammes de variation des paramètres et/ou ajuster les limites des zones hydrologiques. On retiendra que même si les tests synthétiques ne permettent pas de reproduire les observations gravimétriques à l'erreur de mesure près à toutes les stations (c'est-à-dire $\chi^2 \leq 1$), les variations de gravité modélisées sont du même ordre de grandeur que les variations de gravité observées, ce qui montre la pertinence du modèle NIHM pour simuler les variations de stock d'eau dans le compartiment souterrain.

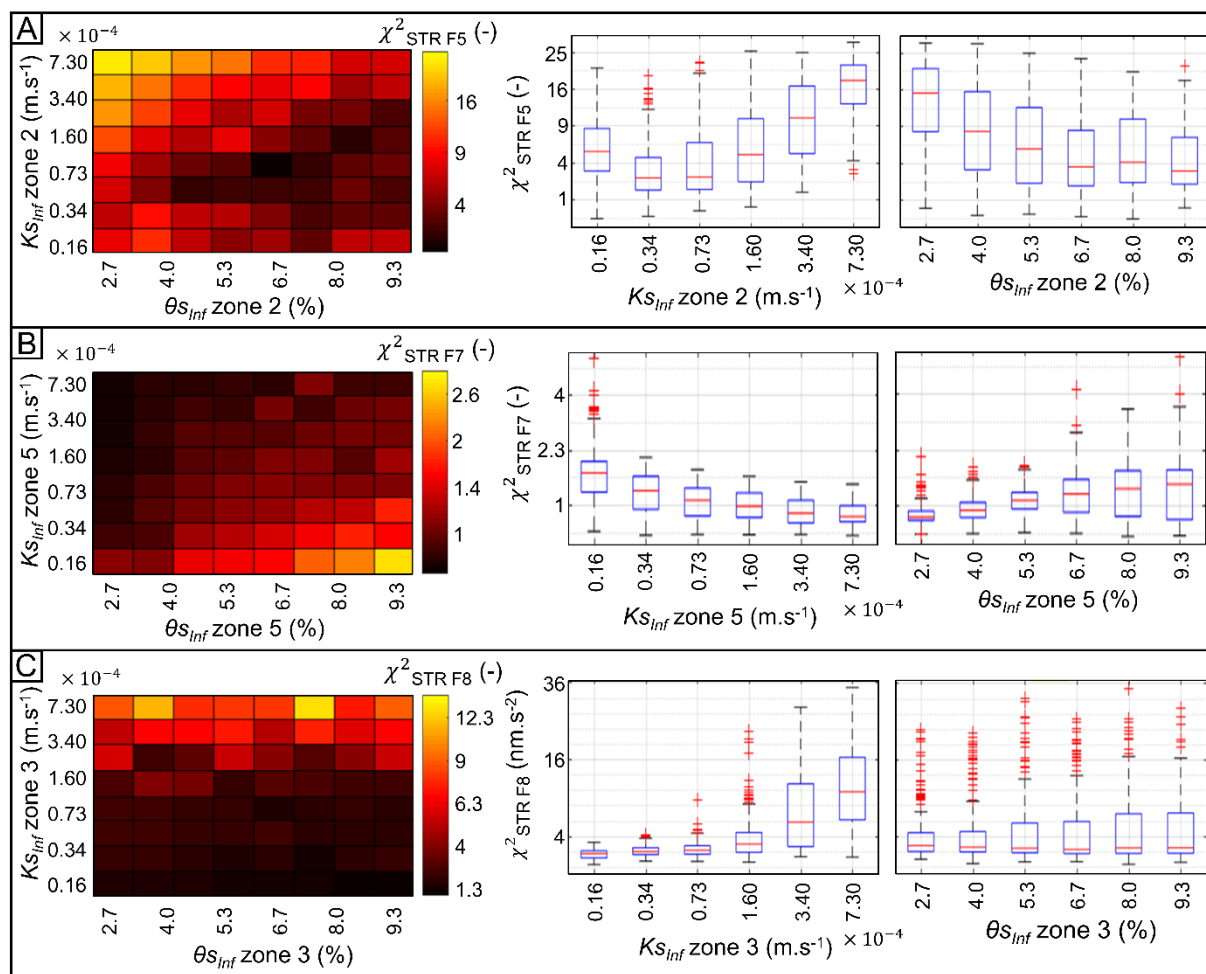


Figure 5.12 Influence des paramètres $K_{S_{inf}}$ et $\Theta_{S_{inf}}$ des zones locales sur l'ajustement des tests synthétiques aux variations temporelles de gravité observées. A) Station STR F5. B) Station STR F7. C) Station STR F8.

Pour la station STR F5 (Fig. 5.12.A), on constate que les synthétiques présentant un ajustement optimal (i.e., un χ^2 minimal) se caractérisent par de grandes porosités à saturation pour les couches supérieures et inférieures ($\theta_{S_{Sup}} = 46 - 55\%$ et $\theta_{S_{Inf}} = 9.3\%$), ainsi que des conductivités à saturation modérées pour la couche supérieure ($K_{S_{Sup}} = 7.3 \times 10^{-5} m.s^{-1}$) à faible pour la couche inférieure ($K_{S_{Inf}} = 3.4 \times 10^{-5} m.s^{-1}$, Fig. 5.12.A et Tab. 5.4). On remarque que ces valeurs correspondent à celles permettant de maximiser l'amplitude des variations de gravité à la station STR F5 (Fig. 5.10.A et Tab. 5.3). Les tests synthétiques permettent ainsi, d'expliquer la forte diminution de gravité mesurée à la station STR F5 pendant la période de vidange de mars à juillet 2019 (Fig. 5.8.C). Cette importante diminution de gravité résulte très probablement de la vidange progressive (du fait d'une conductivité à saturation relativement faible) d'un vaste stock d'eau (ce qui nécessite un vaste espace poreux, et donc une teneur en eau à saturation élevée, car on travaille à épaisseur constante). Ce qui suggère que la zone de colluvion (i.e., la zone hydrologique #2) englobant STR F5 est effectivement une zone de stockage préférentielle, du fait de propriétés hydrauliques favorables. De plus, ce stockage préférentiel est aussi favorisé par la vaste surface amont qui est drainée par la zone #2

et la faible pente de cette zone, comme le montre l'indice d'humidité topographique relativement élevé de la station STR F5 ($TWI = 8.2$, Tab. 5.3).

Pour la station STR F7 (Fig. 5.12.B), on constate que l'ajustement optimal correspond à de fortes conductivités à saturation pour la couche supérieure et la couche inférieure ($K_{S_{Sup}} = K_{S_{Inf}} = 7.3 \times 10^{-4} m. s^{-1}$, Tab. 5.4) ainsi qu'à une très faible teneur en eau à saturation de la couche inférieure ($\theta_{S_{Inf}} < 4 \%$, Tab. 5.4). Tandis que l'on est faiblement sensible à la porosité à saturation de la couche supérieure. Les faibles variations de gravité observées à la station STR F7 résultent ainsi de faibles variations de stock d'eau au voisinage de la station, du fait de propriétés hydrauliques locales défavorables au stockage.

Pour la station STR F8 (Fig. 5.12.C), on constate que l'ajustement optimal correspond à une faible conductivité à saturation pour la couche supérieure et la couche inférieure ($K_{S_{Sup}} = K_{S_{Inf}} = 1.6 \times 10^{-5} m. s^{-1}$, Tab. 5.4). La teneur en eau à saturation n'a, quant à elle, pas d'effet sur l'ajustement aux observations.

Tableau 5.4 Paramètres hydrodynamiques ajustant au mieux les observations gravimétriques au cours de la période de vidange de mars à juillet 2019. Lorsqu'un paramètre donné a une influence sur l'écart entre les synthétiques et les observations, on indique la (les) valeur(s) du paramètre permettant de minimiser le χ^2 . On indique également le χ^2 médian du lot de tests synthétiques correspondant.

Zone	Station	Valeur(s) optimale(s) du paramètre			
		$\theta_{S_{Sup}}$ (%)	$\theta_{S_{Inf}}$ (%)	$K_{S_{Sup}}$ ($m. s^{-1}$)	$K_{S_{Inf}}$ ($m. s^{-1}$)
2	STR F5	Entre 46 et 55 Med(χ^2)=4	9.3 Med(χ^2)=3.2	0.73×10^{-4} Med(χ^2)=3.1	0.34×10^{-4} Med(χ^2)=2.6
	STR8	Pas de tendance	Pas de tendance	Entre 3.4 et 7.3×10^{-4} Med(χ^2)=2.9	Entre 0.34 et 7.3×10^{-4} 4 Med(χ^2)=2.6
3	STR F8	Pas de tendance	Pas de tendance	0.16×10^{-4} Med(χ^2)=2.3	0.16×10^{-4} Med(χ^2)=2.6
	STR4	Pas de tendance	Pas de tendance	Pas de tendance	Pas de tendance
4	STR PZ3	Pas de tendance	Pas de tendance	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=1.6	Entre 3.4 et 7.3×10^{-4} Med(χ^2)=1.6
5	STR F7	Pas de tendance	2.7 Med(χ^2)=0.6	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=0.8	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=0.8
	STR16	Pas de tendance	Pas de tendance	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=0.25	Entre 0.73 et 7.3×10^{-4} Med(χ^2)=0.25
6	STR7	Pas de tendance	9.3 Med(χ^2)=6.2 5	$0.16 * 10^{-4}$ Med(χ^2)=5.1	0.16×10^{-4} Med(χ^2)=5.3
	STR8	Pas de tendance	Pas de tendance	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=2.6	7.3×10^{-4} Med(χ^2)=2.3

La gravimétrie est classiquement utilisée pour contraindre la porosité drainable (i.e., la différence entre la teneur en eau à saturation θ_S et la teneur en eau résiduelle θ_R) des aquifères (Pool, 2008 ; Gehman et al., 2009 ; Chen et al., 2020), mais on montre ici qu'elle permettrait également de contraindre la conductivité hydraulique à saturation K_S . Cela est d'autant plus intéressant qu'il y a peu de méthodes non invasives permettant de mettre en évidence des variations spatiales de la conductivité hydraulique à l'échelle d'un bassin versant. Des « mesures » de conductivité hydraulique à échelle intermédiaire (i.e., entre des mesures de terrain ponctuelles et des mesures représentatives de l'ensemble du bassin versant) sont pourtant absolument nécessaires dans un milieu poreux hétérogène - tel que le bassin versant du Strengbach - où la conductivité hydraulique dépend fortement de l'échelle de mesure (Fredericia, 1990 ; Nilsson et al., 2001, cités par Sidle, 2006). On montre que la gravimétrie pourrait permettre de combler cette lacune.

On note certaines contradictions entre les stations sensibles à une même zone hydrologique. Les stations STR F5 et STR8 sont toutes les deux sensibles à la zone hydrologique #2 (Tab. 5.3). Les observations gravimétriques à STR8 sont plutôt en faveur d'une conductivité à saturation élevée (i.e., défavorables au stockage, Tab. 5.4) tandis que les observations gravimétriques à STR F5 sont favorables à une conductivité à saturation plutôt faible (i.e., favorables au stockage, Tab. 5.4). De même, les stations STR7 et STR8 sont toutes les deux sensibles à la zone hydrologique #6 (Tab. 5.3). Les observations gravimétriques à STR8 étant en faveur d'une conductivité à saturation élevée (i.e., défavorables au stockage) tandis que les observations gravimétriques à STR7 sont en faveur d'une faible conductivité à saturation (i.e., favorables au stockage). Ces contradictions résultent probablement de la paramétrisation de NIHM et notamment du découpage du bassin versant en 8 zones hydrologiques selon la carte pédologique (Fig. 5.5). En effet, la carte pédologique se base sur la nature des formations de surface, elle pourrait donc ne pas être tout à fait représentative des propriétés du milieu souterrain. Les observations gravimétriques permettraient ainsi de modifier légèrement les limites des 8 zones hydrologiques existantes.

Il est important de rappeler que l'exercice de conditionnement du modèle hydrologique NIHM mené dans cette partie repose sur la comparaison de tests synthétiques aux observations gravimétriques sur une période de mesure d'une durée relativement courte (i.e., de mars à juillet 2019) et avec relativement peu d'observations gravimétriques (8 campagnes de mesure). Il faudrait comparer les meilleurs modèles à l'entièreté du jeu de données gravimétriques, ce qui permettrait d'obtenir un conditionnement plus robuste du modèle hydrologique. On retiendra que les tests synthétiques effectués permettent de montrer de façon univoque que le suivi gravimétrique est sensible aux paramètres hydrodynamiques du modèle NIHM. On retiendra également que le suivi par gravimétrie hybride est suffisamment sensible pour pouvoir discriminer entre différents jeux de paramètres hydrodynamiques.

5.5 Perspectives

5.5.1 Perspectives à court terme : Analyse de sensibilité et identification des paramètres hydrodynamiques

Maintenant que l'on dispose d'un code de calcul hydro-gravimétrique direct efficace et exact, on pourrait approfondir l'analyse de sensibilité de la gravimétrie aux paramètres hydrodynamiques afin de quantifier cette sensibilité. On pourrait par exemple utiliser une méthode d'analyse globale basée sur la décomposition en polynômes du chaos du signal de gravité calculé aux stations micro-gravimétriques (Younes et al., 2018). Cette méthode pourrait montrer quantitativement quels paramètres influencent quelles stations et sur quelle période de mesure (étiage ou hautes eaux).

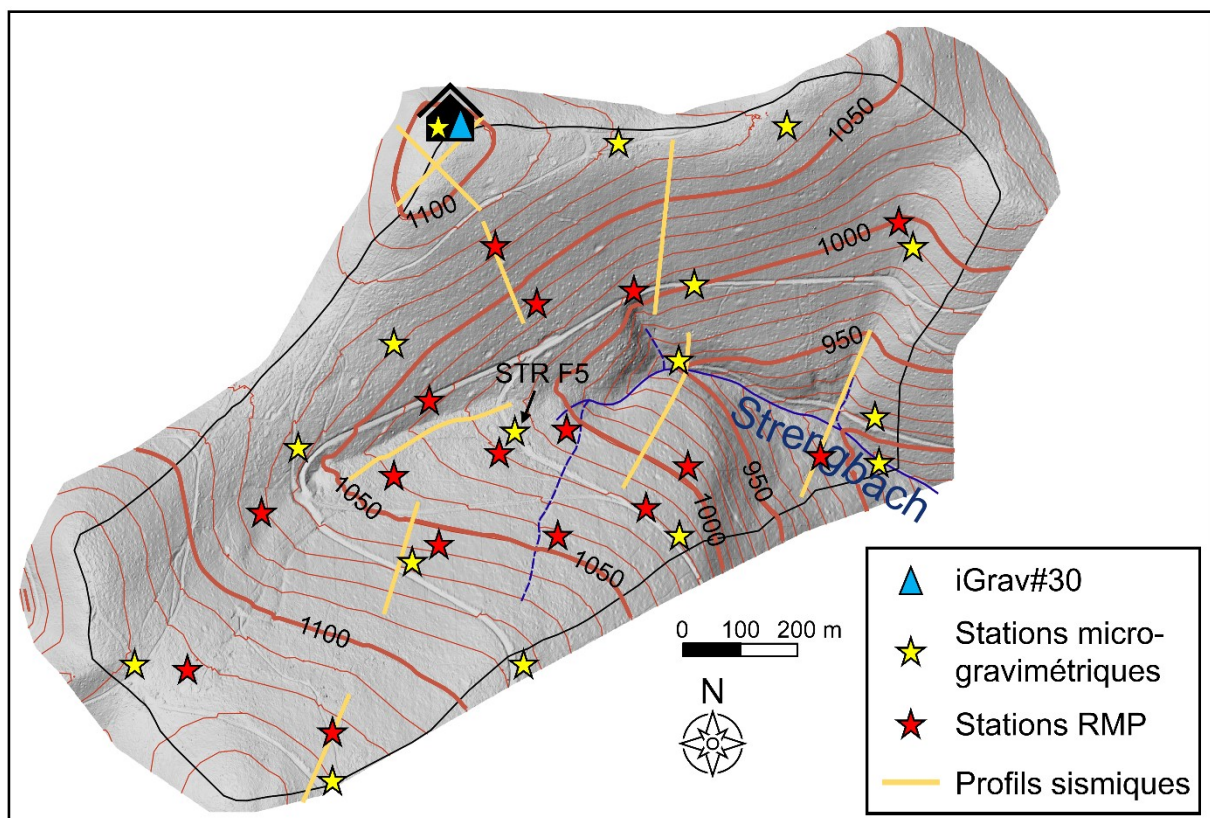


Figure 5.13 Répartitions des stations de mesure RMP, des profils de sismique active et des stations micro-gravimétriques sur le bassin versant du Strengbach.

On montre que le suivi gravimétrique mené dans le cadre de cette thèse est sensible aux paramètres hydrodynamiques de la subsurface, mais il ne permet pas à lui tout seul de résoudre l'équifinalité entre la porosité et l'épaisseur de la couche de saprolite, car la gravimétrie est surtout sensible aux variations de stock d'eau total, et peu sensible à la distribution verticale de la teneur en eau. De même, la gravimétrie ne permet probablement pas de résoudre l'équifinalité entre la conductivité à saturation et l'épaisseur. La gravimétrie présente donc une forte complémentarité avec la RMP, qui permet d'apporter des contraintes sur la distribution verticale de la teneur en eau, ainsi qu'avec la sismique, qui permet de déterminer l'épaisseur de la couche de saprolite. La combinaison des informations apportées par la RMP (Boucher et al., 2015 ; Lesparre et al., 2020), la sismique (Lesparre, Pasquet & Ackerer, 2020) et la gravimétrie

permettrait ainsi de contraindre efficacement les paramètres hydrodynamiques de la subsurface (Fig. 5.13).

5.5.2 Perspectives à moyen terme : Mesures complémentaires

Le suivi par gravimétrie hybride permet de mettre en évidence de fortes variations de stock d'eau au voisinage de la station STR F5. Toutefois, un suivi mensuel ne permet pas de mettre en évidence d'éventuelles variations rapides du stock d'eau (c'est-à-dire ayant lieu à une échelle journalière ou hebdomadaire). Deux modèles aux dynamiques très différentes peuvent ainsi expliquer de façon également satisfaisante les observations effectuées (Fig. 5.14).

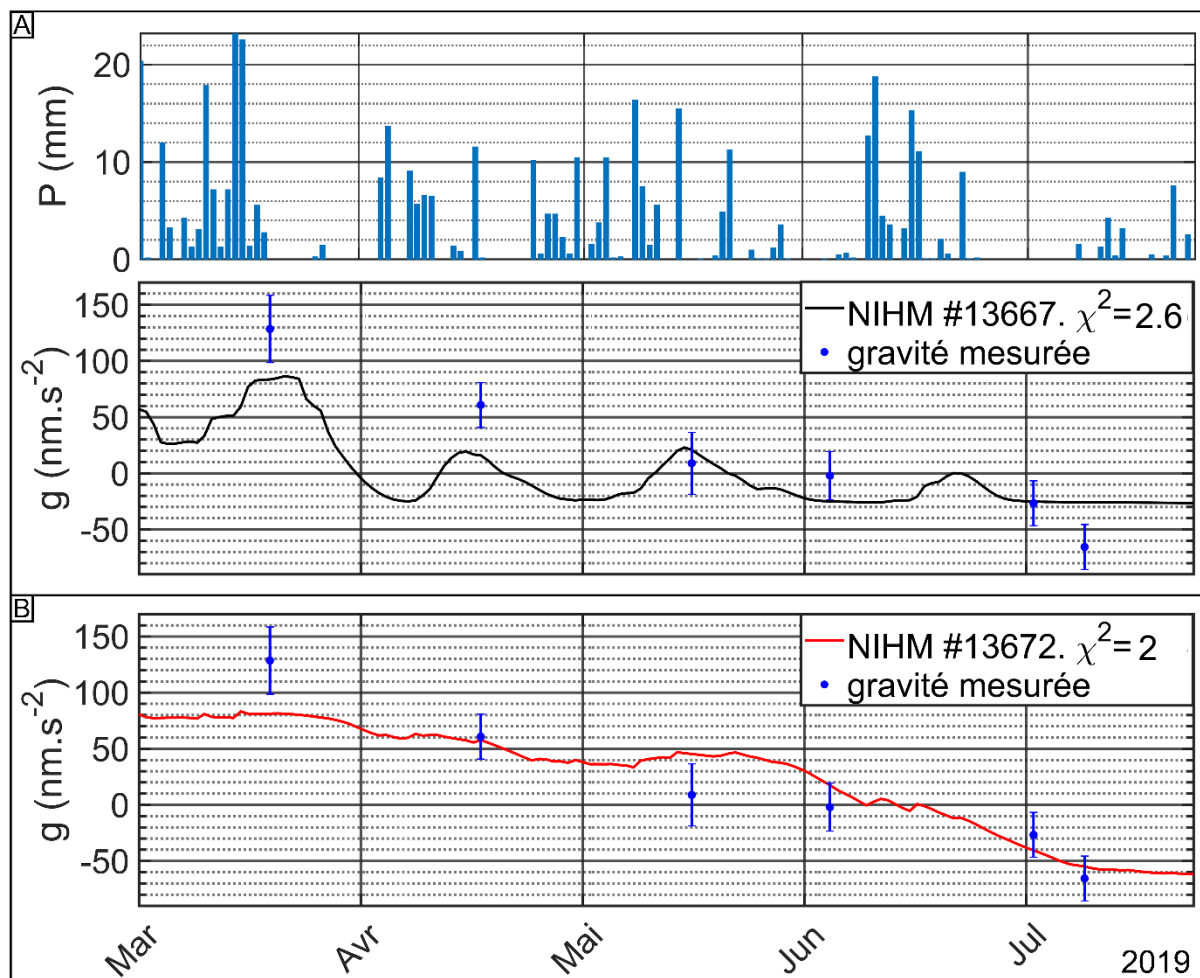


Figure 5.14 Ajustement de deux modèles aux dynamiques très différentes sur les variations de gravité mesurées à la station STR F5. A) Pour un modèle (modèle de référence #13667) qui montre des variations de stock rapides à la suite d'épisodes pluvieux. Le graphe situé dans la partie haute correspond aux précipitations journalières mesurées à la station météorologique sommitale. B) Pour un modèle (#13672) qui montre des variations de stock relativement lisses.

Il serait très intéressant de mettre en œuvre à STR F5 une campagne de mesures gravimétriques avec un pas de temps hebdomadaire ciblant la période de vidange du bassin versant entre la fin de l'hiver et le milieu de l'été. Un tel suivi permettrait de confirmer la grande capacité de stockage de la zone de colluvions dans laquelle se trouve STR F5 mais également de contraindre finement la conductivité hydraulique du milieu souterrain.

Ce suivi gravimétrique serait idéalement effectué en parallèle d'un suivi continu par résonance magnétique protonique (RMP). Un tel suivi par RMP a déjà pu être implémenté entre janvier et avril 2021 au sein de la zone de colluvion pour suivre la phase de vidange suivant la période de fonte des neiges. Cette étude a déjà fourni des résultats préliminaires très prometteurs : elle montre que les mesures RMP ont un niveau de bruit très faible, permettant ainsi de suivre la recharge (sous l'effet de la fonte du manteau neigeux) puis la vidange du milieu souterrain. Le principal intérêt d'un suivi gravimétrique et RMP colocalisé est que les deux méthodes présentent une empreinte de mesure similaire. Le couplage des deux méthodes permettrait donc une mesure très robuste de la dynamique des stocks d'eau à une échelle temporelle suffisamment fine pour comprendre le fonctionnement hydrologique de la zone de colluvion au cours de la vidange du bassin versant.

L'arrivée récente de nouveaux gravimètres de terrain tels que le gravimètre absolu quantique (AQG) (Ménoret et al., 2018 ; Cooke et al., 2021) laisse entrevoir la possibilité de réaliser un suivi gravimétrique haute précision (de l'ordre du microgal) sur un réseau de stations gravimétrique ne disposant pas d'une station de référence suivie par un gravimètre supraconducteur. L'arrivée de ce nouvel instrument de mesure permettrait donc d'étendre l'utilisation de la gravimétrie pour mesurer la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau à n'importe quel bassin versant.

5.6 Conclusion

Dans ce chapitre, on a décrit un code de calcul hydro-gravimétrique permettant de calculer de façon précise et efficace les variations temporelles de gravité à partir du champ de teneur en eau simulé par le modèle NIHM. A partir de ce code de calcul, on montre grâce à une analyse de sensibilité globale que les stations gravimétriques sont essentiellement sensibles aux paramètres hydrodynamiques locaux. Elles sont sensibles à la teneur en eau à saturation, peu sensibles au paramètre α de van Genuchten, et particulièrement sensibles à la conductivité hydraulique à saturation. On note que la forte sensibilité des stations gravimétriques à la conductivité à saturation est particulièrement intéressante car très peu de méthodes non invasives sont capables de contraindre ce paramètre à une échelle de mesure intermédiaire (i.e., sur une surface de quelques centaines à quelques milliers de m^2).

D'autre part, l'exercice de conditionnement de modèle mené dans ce chapitre montre que le suivi par gravimétrie hybride a une précision suffisante pour : (i) « calibrer » un modèle hydrologique distribué à base physique, c'est-à-dire apporter des contraintes sur la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques au sein du bassin versant et (ii) évaluer la performance du modèle hydrologique.

On montre ainsi que la gravimétrie hybride - c'est-à-dire l'utilisation combinée d'un gravimètre supraconducteur et d'un gravimètre relatif de terrain – est une méthode de mesure très prometteuse pour calibrer et/ou évaluer les modèles hydrologiques distribués à base physique dans un contexte montagneux. Ce qui est d'autant plus intéressant qu'il existe peu de mesures distribuées spatialement permettant de quantifier les variations de stock d'eau au sein de ces hydrosystème fortement hétérogènes.

Chapitre 6. Conclusion générale

SOMMAIRE

6.1 LA MESURE DES VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DU STOCK D’EAU EN ZONE DE MONTAGNE : UN DEFI OBSERVATIONNEL ET UN ENJEU CLE POUR LA COMPREHENSION DES HYDROSYSTEMES MONTAGNEUX	163
6.2 APPORT DE LA GRAVIMETRIE A LA CARACTERISATION DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES STOCKS D’EAU AU SEIN DU BASSIN VERSANT DU STRENGBACH	164
6.3 PERSPECTIVES	167
6.3.1 COUPLAGE DE LA GRAVIMETRIE AVEC LA RESONANCE MAGNETIQUE PROTONIQUE ET LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE POUR L’IDENTIFICATION DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DE LA SUBSURFACE	167
6.3.2 ADAPTATION DU DISPOSITIF DE SUIVI GRAVIMETRIQUE EXISTANT ET MESURES COMPLEMENTAIRES	167
6.3.3 EVOLUTION DE L’INSTRUMENTATION ET TRANSPOSITION A D’AUTRES SITES D’ETUDE	168

6.1 La mesure des variations spatio-temporelles du stock d'eau en zone de montagne : un défi observationnel et un enjeu clé pour la compréhension des hydrosystèmes montagneux

En montagne le stock d'eau est fortement hétérogène spatialement et temporellement. De ce fait, les mesures hydrologiques distribuées spatialement qui sont classiquement utilisées afin d'accéder à l'état hydrique des hydrosystèmes, telles que les mesures de hauteur d'eau dans des puits d'observations hydrologiques, ont une empreinte de mesure relativement faible ce qui limite leur utilisation pour caractériser la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein des bassins versants montagneux. La mesure du débit à l'exutoire est une mesure intégrative, qui apporte des informations sur l'état de stock du bassin versant, mais à elle toute seule, elle n'apporte pas de contraintes sur la distribution spatiale du stock d'eau. La caractérisation de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau nécessite ainsi des mesures distribuées spatialement ayant une empreinte de mesure suffisamment grande pour cartographier les variations temporelles de stock d'eau au sein d'un bassin versant de montagne.

La modélisation de la dynamique interne des hydrosystèmes de montagne requiert l'utilisation d'un modèle hydrologique distribué à base physique (modèle à base physique dans la suite). Un tel modèle calcule explicitement les variations spatio-temporelles de teneur en eau à partir du forçage climatique (précipitations, évapotranspiration, etc.), de la topographie et d'un jeu de paramètres hydrodynamiques variables spatialement. En théorie, les modèles à base physique sont donc capables de rendre compte de l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques de l'hydrosystème. En pratique, l'utilisation de ces modèles est toutefois fortement limitée par le manque de mesures distribuées spatialement, qui sont pourtant indispensables afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire la dynamique interne de l'hydrosystème ainsi que pour caler les paramètres hydrodynamiques du modèle (conductivité hydraulique à saturation, porosité à saturation, etc.).

Ce travail de thèse porte sur l'utilisation de la gravimétrie in situ pour caractériser le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant de montagne granitique, le bassin versant du Strengbach dans les Vosges. Ce travail a deux objectifs : (i) montrer qu'un suivi gravimétrique in situ permet d'apporter des informations sur les variations temporelles de stock d'eau à une échelle spatiale suffisamment grande pour pouvoir rendre compte de la dynamique interne d'un petit bassin versant de montagne avec un minimum de stations de mesures, et (ii) montrer que la gravimétrie permet effectivement de contraindre un modèle à base physique.

Afin de répondre au premier objectif, j'ai mis en place un suivi temporel par gravimétrie hybride combinant un suivi gravimétrique continu sur une station de référence assuré par un gravimètre supraconducteur de type iGrav® et des campagnes de mesures de gravimétrie relative répétées à un rythme mensuel avec un gravimètre de terrain Scintrex CG5 permettant de mesurer les différences de gravité entre les stations du réseau et la référence. J'ai pu répéter le réseau tous les mois ou tous les deux mois (dans les limites des restrictions imposées par la COVID-19) sur une période couvrant plus de deux cycles hydrologiques. Afin de répondre au second objectif, j'ai développé un code de calcul hydro-gravimétrique direct permettant de calculer les variations de gravité à partir des variations de teneur en eau simulées par le modèle à base physique NIHM. A partir de ce code j'ai ensuite effectué une analyse de sensibilité globale permettant de caractériser la sensibilité du signal gravimétrique aux paramètres hydrodynamiques de NIHM.

6.2 Apport de la gravimétrie à la caractérisation de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau au sein du bassin versant du Strengbach

Le suivi gravimétrique continu assuré par le gravimètre iGrav30 permet d'accéder aux variations de stock d'eau de la zone sommitale de l'échelle horaire à l'échelle pluriannuelle. A l'échelle horaire, on montre que ce suivi est suffisamment précis pour mettre en évidence les faibles variations de stock d'eau associées au cycle journalier d'évapotranspiration, ce qui montre la précision et la qualité du traitement des données du gravimètre supraconducteur. A l'échelle saisonnière, la comparaison de la dynamique des stocks d'eau de la zone sommitale et du stock de l'ensemble du bassin versant permet de mettre en évidence une dynamique de stockage différente entre la partie supérieure et la partie inférieure du bassin versant. On montre qu'en période de crue, le débit de drainage spécifique de la zone sommitale est plus faible que le débit spécifique du ruisseau du Strengbach, ce qui suggère une moindre contribution de la partie supérieure du bassin versant par rapport à la partie inférieure à la génération du débit de crue en période de hautes eaux. Durant les périodes humides, la capacité de stockage de la partie inférieure du bassin versant est probablement saturée, ce qui conduit à une forte réactivité de ce compartiment aux événements de précipitation. La vidange de la partie inférieure du bassin versant contribue ainsi rapidement et de façon importante à la génération du débit de crue, tandis que la réponse de la partie supérieure est plus lisse et retardée en raison d'une capacité de stockage d'eau plus importante ou d'une moindre connectivité. La partie supérieure de l'hydrosystème pourrait ainsi constituer un réservoir saisonnier permettant d'alimenter la partie basse du bassin versant et de soutenir le débit d'étiage du ruisseau du Strengbach (Fig. 6.1). La tomographie sismique effectuée en zone sommitale indique que l'épaisseur de saprolite au voisinage du gravimètre supraconducteur est faible (i.e., de l'ordre de 3 mètres au plus). L'eau stockée en zone sommitale pourrait donc se répartir de façon diffuse au sein du réseau de fractures de la zone altérée sous forme de « rock moisture » (Rempe, 2016) ; elle finirait ensuite par rejoindre la partie basse du bassin versant en empruntant le réseau de fractures profond (voir le trajet « a », Fig. 6.1) et/ou en empruntant un trajet plus superficiel passant par la saprolite (voir le trajet « b », Fig. 6.1).

On montre que le suivi par gravimétrie hybride est suffisamment précis pour mesurer les faibles (i.e., de l'ordre de la centaine de nm.s^{-2}) variations spatio-temporelles de gravité associées au fonctionnement hydrologique du bassin versant du Strengbach. On note que la forte topographie du bassin versant représente un défi de taille. En effet, le transport du gravimètre de terrain Scintrex CG5 requiert des précautions particulières (transport du gravimètre à pied et à la main) du fait du contexte montagneux, et la réalisation des boucles de mesures à double redondance nécessite beaucoup d'efforts. Toutefois, la topographie représente également un atout car en amplifiant l'hétérogénéité spatiale des variations de stock d'eau, la topographie amplifie également le signal gravimétrique, qui serait très proche de la limite de détection dans le cas d'une topographie plane.

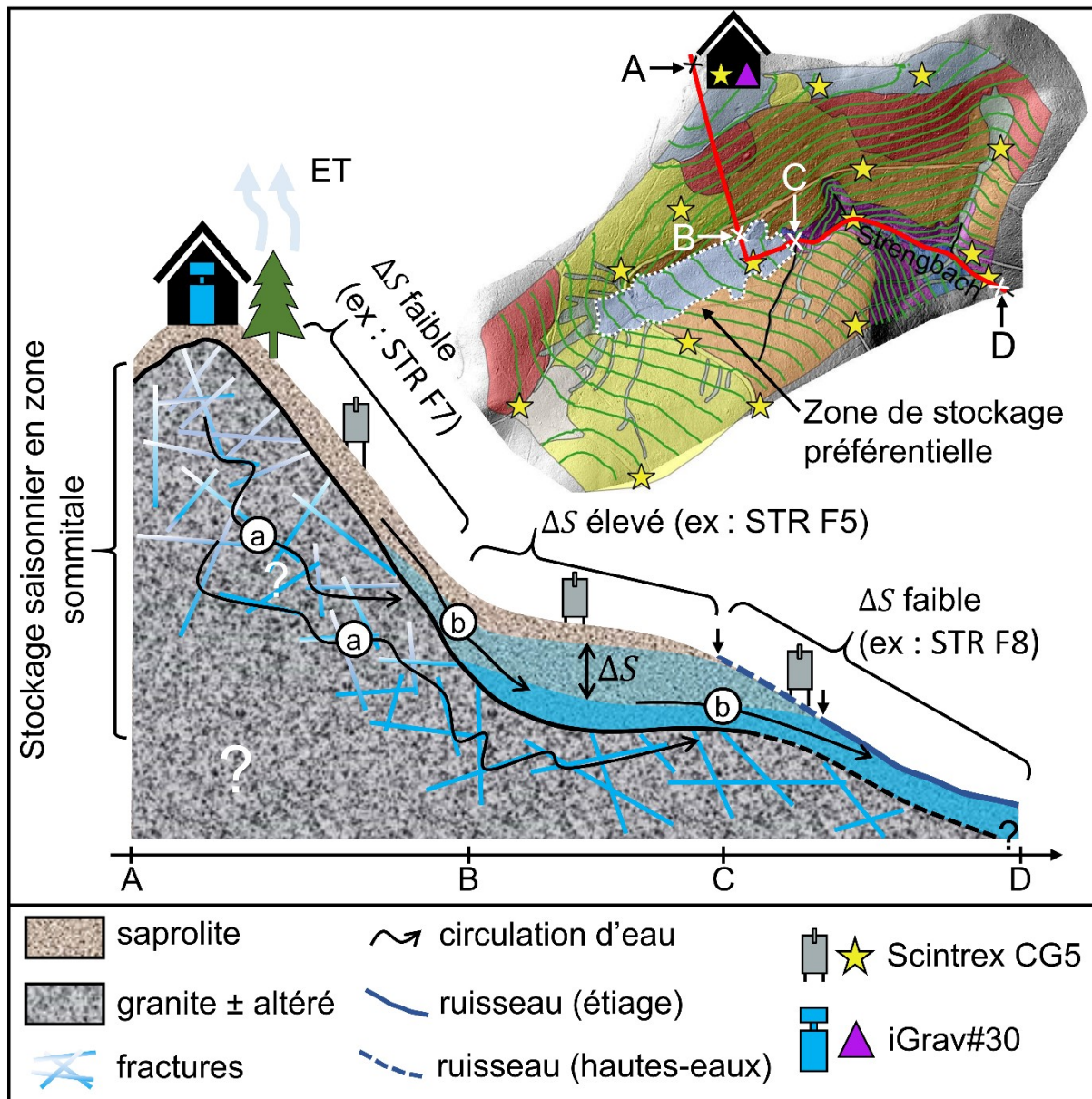


Figure 6.1 Coupe conceptuelle présentant la dynamique des stocks d'eau au sein du bassin versant du Strengbach. On représente l'état de l'hydrosystème à l'étiage où la « nappe » est basse ainsi qu'en période de hautes-eaux où la nappe est haute. En période d'étiage, la partie basse du bassin versant reste saturée, tandis que la partie haute est partiellement désaturée, on note la présence d'une zone de stockage préférentielle qui présente un fort battement de stock d'eau ΔS . Les petites flèches noires matérialisent la position de la source du ruisseau en périodes de hautes-eaux et de basses-eaux. On représente deux trajectoires pour les circulations d'eau : la trajectoire a) correspond à des écoulements profonds dans les fractures du granite, tandis que la trajectoire b) correspond à des écoulements superficiels dans la saprolite.

Grâce au suivi gravimétrique hybride, on montre la présence d'une zone présentant un fort battement de stock d'eau au sein d'une zone d'accumulation de colluvions située en fond de vallée en amont de la source du Strengbach (Fig. 6.1). Le battement de stock d'eau saisonnier ΔS au voisinage de la station STR F5, située au centre de cette zone, est en effet deux fois plus grand que le battement de la lame d'eau du bassin versant. A contrario, le suivi gravimétrique montre que certaines zones présentent de faibles variations de stock telle que les zones de

versants (station STR F7) ou les zones de fond de vallée constamment saturées (station STR F8).

J'ai mis en place un code de calcul hydro-gravimétrique 3 D direct permettant de calculer les variations temporelles de gravité à partir du champ de teneur en eau simulé par le modèle à base physique NIHM. A notre connaissance, c'est la première fois qu'une telle approche de modélisation hydro-gravimétrique directe est employée dans un contexte montagneux. L'intérêt de cette approche est triple : (i) elle permet de révéler la complexité du signal hydro-gravimétrique en zone de montagne, où les signaux gravimétriques sont sensibles aux variations de stock d'eau ayant lieu sous les stations mais également au-dessus des stations, (ii) elle permet d'interpréter quantitativement les mesures gravimétriques en termes de variations de stock d'eau, et (iii) d'utiliser les mesures gravimétriques pour contraindre les paramètres hydrodynamiques du modèle hydrologique.

A partir du code de calcul, on montre grâce à des tests synthétiques que les signaux gravimétriques sont essentiellement sensibles aux teneurs en eau du domaine situé dans un rayon de quelques dizaines de mètres autour des stations gravimétriques. On montre aussi grâce à une analyse de sensibilité globale que les signaux gravimétriques sont sensibles aux paramètres hydrodynamiques correspondant à la zone où sont situées les stations de mesure. Les signaux gravimétriques sont notamment sensibles à la teneur en eau à saturation, peu sensibles au paramètre α de van Genuchten et très sensibles à la conductivité hydraulique à saturation. On note que la forte sensibilité des signaux gravimétriques à la conductivité à saturation est particulièrement intéressante car très peu de méthodes non invasives sont capables de contraindre directement (sans relation pétrophysique) ce paramètre à une échelle de mesure intermédiaire (i.e., sur une surface de quelques centaines à quelques milliers de m^2).

On effectue ensuite un exercice de conditionnement de modèle en comparant les variations temporelles de gravité observées et modélisées sur une période de vidange s'étendant de mars à juillet 2019. On montre que le suivi par gravimétrie hybride a une précision suffisante pour apporter des contraintes sur la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques au sein du bassin versant : la zone de stockage préférentielle en amont de la source du Strengbach se caractérise par une forte porosité à saturation et une faible conductivité hydraulique à saturation, tandis que les zones de versants se caractérisent par une porosité à saturation relativement faible et une conductivité hydraulique à saturation élevée. Bien qu'il y ait certaines équifinalités entre ces deux paramètres, le suivi gravimétrique permet de réduire l'espace des solutions possibles. On montre ainsi que la gravimétrie est une méthode de mesure très prometteuse pour contraindre quantitativement les modèles hydrologiques distribués à base physique en zone de montagne. Dans le cas du bassin versant du Strengbach, le couplage entre les mesures gravimétriques et la modélisation hydro-gravimétrique est donc un succès car la modélisation hydrologique permet de comprendre le signal gravimétrique, tandis que les mesures et la modélisation gravimétrique permettent de conditionner ce modèle.

Plus généralement, on note que le suivi gravimétrique apporte une information directe sur la dynamique spatio-temporelle des masses d'eau au sein de l'hydrosystème, les masses d'eau deviennent donc une grandeur de conditionnement du modèle hydrologique. Le suivi

gravimétrie est donc une méthode de mesure pertinente pour compléter les mesures hydrologiques usuelles telles que les mesures de débit.

6.3 Perspectives

6.3.1 Couplage de la gravimétrie avec la résonance magnétique protonique et la tomographie sismique pour l'identification des paramètres hydrodynamiques de la subsurface

Les signaux gravimétriques sont directement sensibles aux variations de stock en eau total, mais il est difficile d'estimer la distribution verticale du stock d'eau au voisinage des stations de mesure en raison de la non-unicité des solutions. La gravimétrie présente donc une forte complémentarité avec la RMP, qui permet d'apporter des contraintes sur la distribution verticale de la teneur en eau (Mazzilli et al., 2016), ainsi qu'avec la sismique (Flinchum et al., 2018) et le georadar (Dal Bo et al., 2019), qui permettent tous deux de déterminer l'épaisseur de la couche de saprolite. La combinaison des informations apportées par la RMP, la sismique et la gravimétrie permettrait ainsi de contraindre efficacement les paramètres hydrodynamiques de la subsurface (Fig. 5.13).

Maintenant que l'on dispose d'un code de calcul hydro-gravimétrie direct 3 D, on pourrait également approfondir l'analyse de sensibilité de la gravimétrie aux paramètres hydrodynamiques afin de quantifier cette sensibilité. On pourrait par exemple utiliser une méthode d'analyse globale basée sur la décomposition en polynômes du chaos du signal de gravité calculé aux stations micro-gravimétriques (Younes et al., 2018). Cette méthode pourrait montrer quantitativement quels paramètres influencent les signaux de quelles stations et sur quelle période de mesure (étiage versus hautes eaux ou durant des événements pluvieux).

6.3.2 Adaptation du dispositif de suivi gravimétrie existant et mesures complémentaires

Le suivi par gravimétrie hybride mensuel ne permet pas de mettre en évidence d'éventuelles variations rapides du stock d'eau, ayant lieu à une échelle journalière ou hebdomadaire. Il serait ainsi très intéressant de mettre en œuvre une campagne de mesures gravimétriques avec un pas de temps journalier ciblant un épisode de fonte du manteau neigeux (de tels épisodes se caractérisent en effet par un fort débit à l'exutoire, et donc de fortes variations de stock d'eau sur une courte période de temps) sur une ou deux stations montrant de fortes variations de stock d'eau, telle que la station STR F5. Un tel suivi permettrait de confirmer la grande capacité de stockage de la zone de colluvions dans laquelle se trouve STR F5 mais également de contraindre finement la conductivité hydraulique du milieu souterrain.

Le bâtiment qui abrite le gravimètre supraconducteur (iGrav#30) perturbe fortement les variations spatio-temporelles de teneur en eau au voisinage du gravimètre car la dalle de béton empêche l'infiltration de l'eau, ce qui diminue l'amplitude des variations de stock d'eau sous le bâtiment et engendre également des transferts de masse d'eau horizontaux qui sont difficiles à modéliser. Cet effet, connu sous le nom « d'effet de masque », limite l'interprétation du signal gravimétrique en termes de dynamique hydrologique. L'utilisation d'une enceinte de terrain pour le gravimètre supraconducteur permettrait de fortement limiter l'effet de masque (Kennedy et al., 2014 ; Güntner et al., 2017), du fait de la très faible emprise spatiale d'une telle enceinte (i.e., $< 1 \text{ m}^2$). Une enceinte de terrain permettrait également de déployer l'iGrav#30

partout sur le bassin versant, à condition de disposer d'une alimentation électrique, d'une connexion internet et d'un environnement sécurisé (enclos clôturé avec une caméra de vidéosurveillance). On pourrait par exemple installer l'iGrav#30 au centre du bassin versant du Strengbach, ce qui permettrait d'utiliser le gravimètre pour évaluer et conditionner localement le modèle hydrologique NIHM de façon très robuste.

Le déploiement de l'iGrav#30 en dehors de l'abri sommital permettrait également de mettre en place, à court terme, un suivi colocalisé des variations de stock d'eau et du flux d'évapotranspiration des végétaux via une « tour à flux » et des dispositifs de mesure du flux de sève des arbres, qui sont en cours d'installation. Un tel suivi colocalisé permettrait d'accéder à l'évolution du flux d'évapotranspiration (mesuré par la tour à flux et les capteurs de flux de sève) en fonction du stock d'eau local (mesuré par le gravimètre supraconducteur). On pourrait ainsi étudier les stratégies d'adaptation mises en place par l'écosystème forestier face à des situations de stress hydrique. Cette étude pourrait également bénéficier de mesures répétées de la composition isotopique de la sève des arbres, dans l'optique de déterminer à quelles profondeurs les arbres prélèvent l'eau, et si les niveaux exploités changent en fonction de l'état hydrique de la subsurface (Carrière et al., 2020). Une telle étude permettrait de traiter une des questions clé de la zone critique, à savoir caractériser le flux d'eau au sein du continuum milieu souterrain – végétation – atmosphère, dans le cas d'un écosystème forestier de moyenne montagne avec un climat océanique-montagnard.

6.3.3 Evolution de l'instrumentation et transposition à d'autres sites d'étude

Le suivi gravimétrique hybride tel qu'il a été mis en œuvre dans le cadre de cette thèse sur le bassin versant du Strengbach ne peut pas être transposé à tous les observatoires de la zone critique, principalement du fait du coût important des gravimètres supraconducteurs. Toutefois, une approche hybride reposant sur l'utilisation conjointe d'un gravimètre relatif de terrain (e.g., gravimètre Scintrex CG5) et d'un gravimètre absolu balistique (e.g., gravimètre FG5) permettrait d'étendre l'utilisation de la gravimétrie hybride à la mesure de la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau à n'importe quel bassin versant (e.g., Jacob et al., 2010). On note l'arrivée récente de nouveaux gravimètres de terrain tels que le gravimètre absolu quantique (AQG) (Ménoret et al., 2018 ; Cooke et al., 2021) qui laisse entrevoir la possibilité de réaliser un suivi gravimétrique haute précision (de l'ordre du microgal) sur un réseau de stations gravimétriques avec un seul instrument. On note également le développement particulièrement rapide de nouveaux types de gravimètres MEMS (Micro Electro Mechanical Systems), qui sont plus robustes, beaucoup moins encombrants et beaucoup moins chers que les gravimètres usuels (i.e., iGrav, Scintrex CG5 & CG6, FG5 et AQG). Ces gravimètres MEMS sont pour le moment « seulement » capables de mesurer le signal de marée (e.g., Tang et al., 2019) mais le niveau de précision atteindra probablement de façon conséquente dans les prochaines années, ce qui laisse envisager leur utilisation future pour suivre les variations de stock d'eau de façon continue sur un réseau de stations.

Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur un site d'étude en particulier : un bassin versant de montagne granitique avec un climat océanique montagnard. On a montré que la dynamique des stocks d'eau est contrôlée par la topographie ainsi que par l'épaisseur de la saprolite. Il serait particulièrement intéressant de profiter du réseau d'observatoires de la zone critique fédéré par l'infrastructure de recherche OZCAR afin de mettre en œuvre un suivi gravimétrique hybride (combinant des mesures relatives avec un Scintrex CG5 et des mesures absolues avec un gravimètre FG5) sur un bassin versant de montagne présentant une géologie

et/ou un climat différent. On pourrait par exemple mettre en œuvre un suivi hybride sur l'observatoire OHMCV du site du mont Lozère (Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais) qui correspond à une géologie granitique avec un climat méditerranéen.

Références

- Ambroise, B. (1995a). Topography and the water cycle in a temperate middle mountain environment: the need for interdisciplinary experiments, *Agr. Forest. Meteorol.*, 73, 217-235. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)05076-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)05076-1)
- Anderson, S. P., von Blanckenburg, F., & White, A. F. (2007). Physical and chemical controls on the critical zone. *Elements*, 3(5), 315-319.
- Anderson, S. P., Bales, R. C., & Duffy, C. J. (2008). Critical Zone Observatories: Building a network to advance interdisciplinary study of Earth surface processes. *Mineralogical Magazine*, 72(1), 7-10.
- Arnoux, M., Halloran, L. J. S., Berdat, E., Hunkeler, D. (2020). Characterizing seasonal groundwater storage in alpine catchments using time-lapse gravimetry, water stable isotopes and water balance methods, *Hydrol. Process.*, 1–15. <https://doi.org/10.1002/hyp.13884>
- Bales, R. C., N. P. Molotch, T. H. Painter, M. D. Dettinger, R. Rice, and J. Dozier (2006). Mountain hydrology of the western United States, *Water Resour. Res.*, 42, W08432. <https://doi.org/10.1029/2005WR004387>
- Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., Fernández, J. (2008). 4D volcano gravimetry, *GEOPHYSICS*, 73(6), 3-18. <https://doi.org/10.1190/1.2977792>
- Bavay, M., Grünewald, T., Lehning, M. (2013). Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland, *Advances in Water Resources*, 55, 4-16. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.12.009>
- Beaulieu, E., Lucas, Y., Viville, D., Chabaux, F., Ackerer, P., Goddérès, Y., Pierret, M.C. (2016). Hydrological and vegetation response to climate change in a forested mountainous catchment, *Model. Earth Syst. Environ.*, 2, 191. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0244-1>
- Beilin, J. (2006), Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français, Master thesis, Inst. Géogr. Natl., Paris.
- Belfort, B., Toloni, I., Ackerer, P., Cotel, S., Viville, D., Lehmann, F. (2018). Vadose Zone Modeling in a Small Forested Catchment: Impact of Water Pressure Head Sampling Frequency on 1D-Model Calibration, *Geosciences*, 8. <https://doi.org/10.3390/geosciences8020072>
- Beniston, M., and Stoffel, M. (2014). Assessing the impacts of climatic change on mountain water resources, *Science of the Total Environment* 493, 1129–1137. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.11.122>
- Beven, K. J., and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Journal*, 24:1, 43-69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Biron, P. (1994). Le cycle de l'eau en moyenne montagne : flux de sève et bilan hydriques stationnels (bassin versant du Strengbach à Aubure, Hautes-Vosges). *Ph.D. diss.* Strasbourg 1 Univ., Strasbourg, France.
- Blazevic, L.A., Bodet, L., Pasquet, S., Linde, N., Jougnot, D., Longuevergne, L. (2020). Time-Lapse Seismic and Electrical Monitoring of the Vadose Zone during a Controlled Infiltration Experiment at the Ploemur Hydrological Observatory, France, *Water*, 12. <https://doi.org/10.3390/w12051230>

Références

- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Güntner, A., Hübner, C., Kusche, J., Jonard, F., Vey, S., Vereecken, H. (2015). Emerging methods for noninvasive sensing of soil moisture dynamics from field to catchment scale: a review, *WIREs Water*, 2:635–647. <https://doi.org/10.1002/wat2.1097>
- Boucher, M., Pierret, M. C., Dumont, M., Viville, D., Legchenko, A. (2015). MRS characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Strengbach Catchment, Vosges Massif, France. MRS 2015 / 6th international workshop on Magnetic Resonance Sounding, Jun 2015, Aarhus, Denmark.
- Boy, J.P., Gegout, P., Hinderer, J. (2002). Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading, *Geophys. J. Int.*, 149, 534-545. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01667.x>
- Boy, J.P. and Hinderer, J. (2006). Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *J. Geodyn.*, 41, 227-233. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.035>
- Boy, J.P. and Lyard, F. (2008). High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements, *Geophys. J. Int.*, 175, 35–45. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03895.x>
- Boy J.-P., Barriot, J.-P., Förste, C., Voigt, C. and Wziontek, H. (2020). Achievements of the First 4 Years of the International Geodynamics and Earth Tide Service (IGETS) 2015–2019, In International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/1345_2020_94
- Brantley, S. L., Goldhaber, M. B., & Ragnarsdottir, K. V. (2007). Crossing disciplines and scales to understand the critical zone. *Elements*, 3(5), 307-314.
- Brantley, S.L., McDowell, W.H., Dietrich, W.E., White, T.S., Kumar, P., Anderson, S.P., Chorover, J., Lohse, K., Bales, R.C., Richter, D.D., Grant, G. & Gaillardet, J. (2017). Designing a network of critical zone observatories to explore the living skin of the terrestrial Earth, *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 841-860.
- Braud, I., Chaffard, V., Coussot, C., Galle, S., Juen, P., Alexandre, H., et al. (2020). Building the information system of the French critical zone observatories network: theia/OZCAR-IS. *Hydrol. Sci. J.*, 1-19. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1764568>
- Brooks, P. D., J. Chorover, Y. Fan, S. E. Godsey, R. M. Maxwell, J. P. McNamara, and C. Tague (2015). Hydrological partitioning in the critical zone: Recent advances and opportunities for developing transferable understanding of water cycle dynamics, *Water Resour. Res.*, 51, 6973–6987, <https://doi.org/10.1002/2015WR017039>
- Brunet, P., Clément, R., Bouvier, C. (2010). Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France, *J. Hydrol.*, 380, 146-153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.032>
- 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. *J. Geodyn.*, 80, 20-33. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.04.009>
- Carbone, D., Cannavò, F., Greco, F., Reineman, R., & Warburton, R. J. (2019). The benefits of using a network of superconducting gravimeters to monitor and study active volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 4035–4050. <https://doi.org/10.1029/2018JB017204>
- Carrière, S. D., Martin-StPaul, N. K., Cakpo, C. B., Patris, N., Gillon, M., Chalikakis, K., ... & Davi, H. (2020). The role of deep vadose zone water in tree transpiration during drought

Références

- periods in karst settings—Insights from isotopic tracing and leaf water potential. *Science of the Total Environment*, 699, 134332. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134332>
- Cassiani, G., Godio, A., Stocco, S., Villa, A., Deiana, R., Frattini, P., Rossi, M. (2009). Monitoring the hydrologic behaviour of a mountain slope via time-lapse electrical resistivity tomography, *Near Surface Geophysics*, 475-486. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2009013>
- Chabaux, F., Viville, D., Lucas, Y., Ackerer, J., Ranchoux, C., • Bosia, C., Pierret, M.C., Labasque, T., Aquilina, L., Wyns, R., • Lerouge, C. Dezaye, C., Negrel, P. (2017). Geochemical tracing and modeling of surface and deep water–rock interactions in elementary granitic watersheds (Strengbach and Ringelbach CZOs, France). *Acta Geochimica*, 36(3): 363–366. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0163-5>
- Chad A. Greene, Kaustubh Thirumalai, Kelly A. Kearney, Jose Miguel Delgado, Wolfgang Schwanghart, Natalie S. Wolfenbarger, Kristen M. Thyng, David E. Gwyther, Alex S. Gardner, and Donald D. Blankenship (2019). The Climate Data Toolbox for MATLAB. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. <https://doi.org/10.1029/2019GC008392>
- Chaffaut, Q., Hinderer, J., Masson, F., Viville, D., Bernard, J.D., Cotel, S., Pierret, M.C., Lesparre, N., Jeannot, B. (2020). Continuous monitoring with a superconducting gravimeter as a proxy for water storage changes in a mountain catchment, International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/1345_2020_105
- Chaffaut, Q., Hinderer, J., Masson, F., Viville, D., Pasquet, S., Boy, J.P., Bernard, J.D., Lesparre, N., Pierret, M.C. (2022). New insights on water storage dynamics in a mountainous catchment from superconducting gravimetry. *Geophys. J. Int.*, 228, 432–446. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab328>
- Chaffaut, Q., Lesparre, N., Masson, F., Hinderer, J., Viville, D., Bernard, J-D., Ferhat, G. and Cotel, S. (2022). Hybrid Gravimetry to Map Water Storage Dynamics in a Mountain Catchment. *Front. Water*, 3:715298. doi: <https://doi.org/10.3389/frwa.2021.715298>
- Champollion, C., Deville, S., Chéry, J., Doerflinger, E., Le Moigne, N., Bayer, R., Vernant, P., Mazzilli, N. (2018). Estimating epikarst water storage by time-lapse surface-to-depth gravity measurements, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 3825–3839. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3825-2018>
- Charlson, R.J., Rodhe, H. (1982). Factors controlling the acidity of natural rainwater. *Nature*, 295, 683–685.
- Cheraghi, H., Hinderer, J., Abdoreza Saadat, S., BERNARD, J. D., Djamour, Y., Tavak, F., Arabi, S., Azizian Kohan, N. (2019). Stability of the Calibration of Scintrex Relative Gravimeters as Inferred from 12 Years of Measurements on a Large Amplitude Calibration Line in Iran, *Pure Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02300-6>
- Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O.B., Binning, P.J., Rosbjerg, D., Bauer-Gottwein, P. (2011a). Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions, *J. Hydrol.*, 402, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.004>
- Christiansen, L., Binning, P.J., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., Bauer-Gottwein, P. (2011b). Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: An application to alluvial aquifer storage, *Water Resour. Res.*, 47. <https://doi.org/10.1029/2010WR009859>

Références

- Cooke, A.K., Champollion, C., Le Moigne, N. (2021). First evaluation of an absolute quantum gravimeter (AQG#B01) for future field experiments, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst.*, 10, 65–79. <https://doi.org/10.5194/gi-10-65-2021>
- 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). <https://doi.org/10.1190/1.2992508>
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., Merz, B. (2010). Reducing local hydrology from high precision gravity measurements: a lysimeter-based approach, *Geophys. J. Int.*, 183, 178-187. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04742.x>
- Creutzfeldt, B., Ferré, T., Troch, P., Merz, B., Wziontek, H., Güntner, A. (2012). Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes: Inference from long-term terrestrial gravity measurement, *J. geophys. Res.: Atmospheres*, 117. <https://doi.org/10.1029/2011JD016472>
- Creutzfeldt, B., Troch, P., Güntner, A., Ferré, T., Graeff, T., Merz, B. (2013). Storage-discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry, *Hydrol. Process.* <https://doi.org/10.1002/hyp.9689>
- Crossley, D., Hinderer, J. (2010). GGP (Global Geodynamics Project): An International Network of Superconducting Gravimeters to Study Time-Variable Gravity, Gravity, Geoid and Earth Observation, Springer Berlin, Heidelberg, 627-635.
- Crossley, D., De Linage, C., Hinderer, J., Boy, J.P., Famiglietti, J. (2012). A comparison of the gravity field over Central Europe from superconducting gravimeters, GRACE and global hydrological models, using EOF analysis, *Geophys. J. Int.*, 189(2), 877-897. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05404.x>
- Crossley, D., Hinderer, J., Riccardi, U. (2013). The measurement of surface gravity, *Rep. Prog. Phys.* 76. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/76/4/046101>
- Dal Bo, I., Klotzsche, A., Schaller, M., Ehlers, T. A., Kaufmann, M. S., Espoz, J. P. F., ... & van der Kruk, J. (2019). Geophysical imaging of regolith in landscapes along a climate and vegetation gradient in the Chilean coastal cordillera. *Catena*, 180, 146-159. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.023>
- Dambrine E., Pollier, Poszwa A., Ranger J., Probst A., Viville D., Biron P. and Granier A. (1998). Evidence of current soil acidification in spruce (Strengbach catchment, Vosges mountains, North-Eastern France). *Water, Air and Soil Poll.*, 105, 43-52.
- Davis, K., Li, Y., Batzle, M. (2008). Time-lapse gravity monitoring: A systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery, *GEOPHYSICS*, 73(6), 61-69. <https://doi.org/10.1190/1.2987376>
- Delobbe, L., Watlet, A., Wilfert, S., Van Camp, M. (2019). Exploring the use of underground gravity monitoring to evaluate radar estimates of heavy rainfall, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 23, 93-105. <https://doi.org/10.5194/hess-23-93-2019>
- Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.J., Mohan Kumar, M.S., Subramanian, S. (2008). Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding, *Hydrol. Process.* 22, 384–394. <https://doi.org/10.1002/hyp.6608>
- Deville, S., Jacob, T., Chéry, J., Champollion, C. (2013). On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology, *Geophys. J. Int.*, 192(1), 82-93. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs007>

Références

- Ebel, B.A. and Loague, K. (2006). Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality, *Hydrol. Process.*, 20, 2887–2900. <https://doi.org/10.1002/hyp.6388>
- El Gh'Mari (1995) Etude minéralogique, pétrophysique et géochimique de la dynamique d'altération d'un granite soumis aux dépôts atmosphériques acides (bassin versant du Strengbach, Vosges, France): Mécanismes, bilans et modélisations. Ph.D. diss. Strasbourg 1 Univ., Strasbourg, France.
- Elkin, C., Gutiérrez, A. G., Leuzinger, S., Manusch, C., Temperli, C., Rasche, L., Bugmann, H. (2013). A 2 °C warmer world is not safe for ecosystem services in the European Alps. *Global Change Biology* 19, 1827–1840. <https://doi.org/10.1111/gcb.12156>
- Fichter, J., E. Dambrine, M.P. Turpault, Ranger, J. (1998a). Base cation supply in spruce and beech ecosystems of the Strengbach catchment (Vosges mountains, NE France). *Water Air Soil Pollut.* 104:125–148. <https://doi.org/10.1023/A:1004966302517>
- 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*, 18, 401–406.
- Flinchum, Brady.A., Steven Holbrook, W., Rempe, D., Moon, S., Riebe, Clifford.S., Carr, Bradley.J., Hayes, Jordan.L., St Clair, J., Peters, M.P. (2018). Critical Zone Structure Under a Granite Ridge Inferred From Drilling and Three-Dimensional Seismic Refraction Data, *J. geophys. Res.: Earth Surface*, 123(6), 1317-1343. <https://doi.org/10.1029/2017JF004280>
- Fores, B., Champollion, C., Le Moigne, N., Chéry, J. (2016). Impact of ambient temperature on spring-based relative gravimeter measurements, *J Geod.* <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0961-2>
- Fores, B., Champollion, C., Le Moigne, N., Bayer, R., Chéry, J. (2017). Assessing the precision of the iGrav superconducting gravimeter for hydrological models and karstic hydrological process identification, *Geophys. J. Int.*, 208(1), 269-280. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw396>
- Fores, B., Champollion, C., Mainsant, G., Albaric, J., & Fort, A. (2018). Monitoring saturation changes with ambient seismic noise and gravimetry in a karst environment, *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1-12.
- Fores, B., Klein, G., Le Moigne, N., Francis, O. (2019). Long-Term Stability of Tilt-Controlled gPhoneX Gravimeters, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, 124(11). <https://doi.org/10.2136/vzj2017.09.0163>
- Francis, O., van Camp, M., van Dam, T., Warnant, R., Hendrickx, M. (2004). Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach (Belgium), *Geophys. J. Int.*, 158, 346-352. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02310.x>
- Gabrielli, C.P., McDonnell, J.J., Jarvis, W.T. (2012). The role of bedrock groundwater in rainfall–runoff response at hillslope and catchment scales, *J. Hydrol.*, 450-451, 117-133. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.023>
- Gaillardet, J., I. Braud, F. Hankard, S. Anquetin, O. Bour, N. Dorfliger, et al. (2018). OZCAR: The French network of critical zone observatories. *Vadose Zone J.* 17:180067. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gehman, C. L., D. L. Harry, W. E. Sanford, J. D. Stednick, and N. A. Beckman (2009). Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys, *Water Resour. Res.*, 45. <https://doi.org/10.1029/2007WR006096>

Références

- Gelaro, R., Mccarty, W., Suárez, M.J., Todling, R., A., Molod, L.T., Randles, C.A., Darmenov, A., Bosilovich, M.G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., Da Silva, A.M., Gu, W., Kim, J.K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J.E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S.D., Sienkiewicz, M., Zhao, B. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2), *J. Climate*, 30. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Gerard, J. (1994). La variabilité spatiale des pluies dans le petit bassin versant du Ringelbach (Hautes-Vosges): effet de la topographie et des types de temps. Ph.D. diss. Strasbourg 1 Univ., Strasbourg, France.
- Grabs, T., Seibert, J., Bishop, K., Laudon, H. (2009). Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model, *J. Hydrol.* 373 (2009) 15–23. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.031>
- Granier, A. (1985). Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres, *Ann. Sci. For.*, 42(2), 193-200.
- Granier, A., Bréda, N., Biron, P., Villette, S. (1999). A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands, *Ecol. Model.*, 116. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(98\)00205-1](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(98)00205-1)
- Grabs, T., Seibert, J., Bishop, K., Laudon, H. (2009). Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model, *J. Hydrol.* 373, 15–23. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.031>
- Grant, G. E., C. L. Tague, and C. D. Allen (2013), Watering the forest for the trees: An emerging priority for managing water in forest landscapes, *Front. Ecol. Environ.*, 11(6), 314–321. <https://doi.org/10.1890/120209>
- Güntner, A., Reich, M., Mikolaj, M., Creutzfeldt, B., Schroeder, S., Wziontek, H. (2017). Landscape-scale water balance monitoring with an iGrav superconducting gravimeter in a field enclosure, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21: 3167–3182. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3167-2017>
- Güntner, A., Reich, M., Reinhold, A., Glässel, J., and Wziontek, H. (2021). First experiences with an absolute quantum gravimeter during field campaigns, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-14072. doi: 10.5194/egusphere-egu21-14072
- L.J.S. Halloran (2021). "Improving groundwater storage change estimates using time-lapse gravimetry with Gravi4GW." Earth and Space Science Open Archive. <https://doi.org/10.1002/essoar.10507438.1>
- Hasan, S., Troch, P. A., Bogaart, P. W., Kroner, C. (2008). Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations, *Water Resour. Res.*, 44, W08416. <https://doi.org/10.1029/2007WR006321>
- Hector, B. (2011), Caractérisation de la recharge d'une nappe phréatique en contexte sahélien à Diffa (Est-Niger): effets de site incluant poro-élasticité et reprise évapo-transpiratoire, *engineering school diploma thesis*, 63 pp., Univ. de Strasbourg, Strasbourg, France.
- Hector, B., Hinderer, J., Séguis, L., Boy, J.P., Calvo, M., Descloitres, M., Rosat, S., Galle, S., Riccardi, H. (2014). Hydro-gravimetry in West-Africa: First results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter, *J. Geodyn.*, 80. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.04.003>
- Hector, B., Seguis, L., Hinderer, J., Cohard, J.-M., Wubda, M., Descloitres, M., Benarrosh, N., 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 Resour. Res.*, 51, 8331–8361. <https://doi.org/10.1002/2014WR015773>

Références

- Hector, B., and Hinderer, J. (2016). pyGrav, a Python-based program for handling and processing relative gravity data, *Computers & Geosciences* 91 (2016) 90–97. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.03.010>
- Hector, B., Cohard, J.M., Séguis, L., Galle, S., Peugeot, C. (2018). Hydrological functioning of western African inland valleys explored with a critical zone model, *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 22, 5867-5888. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5867-2018>
- Henrion, E., Masson, F., Doubre, C., Ulrich, P., Meghraoui, M. (2020). Present-day deformation in the Upper Rhine Graben from GNSS data, *Geophys. J. Int.*, 223 : 599-611. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa320>
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D., Boy, J.P. (2006). Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: A comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *J. Geodyn.*, 41. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.037>
- Hinderer, J., Hector, B., Boy J.P., Riccardi, U., Rosat, S., Calvo, M., Littel, F. (2014). A search for atmospheric effects on gravity at different time and space scales, *J. Geodyn.*, 80, 50-57. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.02.001>
- Hinderer, J., Crossley, D., Warburton, R.J. (2015). Superconducting Gravimetry. In: Treatise on Geophysics, 2nd edition, Vol 3. Oxford: Elsevier,59-115.
- Hinderer, J., Hector, B., Mémin, A., Calvo, M. (2016). Hybrid Gravimetry as a Tool to Monitor Surface and Underground Mass Changes, *International Association of Geodesy Symposia*. https://doi.org/10.1007/1345_2016_253
- Hinderer, J., Hector, B., Riccardi, U., Rosat, S., Boy, J.P., Calvo, M., Little, F., Bernard, J.D. (2020). A study of the monsoonal hydrology contribution using a 8-yr record (2010–2018) from superconducting gravimeter OSG-060 at Djougou (Benin, West Africa), *Geophys. J. Int.*, 221, 431-439. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa027>
- Holbrook, W.S., Riebe, C.S., Elwaseif, M., Hayes, J.L., Basler-Reeder, K., Harry, D.L., Malazian, A., Dosseto, A., Hartsough, P.C., Hopmans, J.W. (2014). Geophysical constraints on deep weathering and water storage potential in the Southern Sierra Critical Zone Observatory, *Earth Surf. Process. Landforms*, 39, 366-380. <https://doi.org/10.1002/esp.3502>
- Holbrook, W.S., Marcon, V., Bacon, A.R., Brantley, S.L., Carr, B.J., Flinchum B.A., Richter, D.D., Riebe, C.S. (2019). Links between physical and chemical weathering inferred from a 65-m-deep borehole through Earth’s critical zone, *Sci. Rep. UK*, 9. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-40819-9>
- Idir, S., Probst, A., Viville, D., & Probst, J. L. (1999). Contribution of saturated areas and hillslopes to the water and element fluxes exported during a storm event: tracing with dissolved organic carbon and silica. The Strengbach catchment case study (Vosges, France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 2(328), 89-96.
- Imanishi, Y., Kokubo, K., Tatehata, H. (2006). Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan. *J. Geodyn.*, 41, 221-226. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.031>
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P. (2008). Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France), *J. Hydrol.*, 359, 105-117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.020>
- Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P, Vernant, P., Boudin, F. (2009). Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the

Références

- epikarst as a water storage entity, *Geophys. J. Int.*, 177, 347–360. <https://doi.org/0.1111/j.1365-246X.2009.04118.x>
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J. and N. Le Moigne (2010). Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer, *J. Geophys. Res.*, 115, B06402. <https://doi.org/10.1029/2009JB006616>.
- Jeannot, B. (2018). Modélisation hydrologique intégrée de bassins versants fortement transitoires. Développement d'outils numériques et applications. *Ph.D. diss.* Strasbourg Univ., Strasbourg, France.
- Jeannot, B., Weill, S., Eschbach, D., Schmitt, L., Delay, F. (2018). A low-dimensional integrated subsurface hydrological model coupled with 2-D overland flow: Application to a restored fluvial hydrosystem (Upper Rhine River – France), *J. Hydrol.* 563 (2018) 495–509. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.028>
- Joint Committee for Guides in Metrology (JCGM 200:2012). International vocabulary of metrology – Basic and general concepts and associated terms (VIM).
- Kennedy, J., T. P. A. Ferré, A. Güntner, M. Abe, and B. Creutzfeldt (2014), Direct measurement of subsurface mass change using the variable baseline gravity gradient method, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2827–2834. <https://doi.org/10.1002/2014GL059673>
- Kennedy, J., Ferré, T. P. A. & Creutzfeldt, B. (2016a), Time-lapse gravity data for monitoring and modeling artificial recharge through a thick unsaturated zone, *Water Resour. Res.*, 52, 7244–7261. <https://doi.org/10.1002/2016WR018770>
- Kennedy, J. R, and Ferré, Ty P.A. (2016b). Accounting for time- and space-varying changes in the gravity field to improve the network adjustment of relative-gravity data., *Geophys. J. Int.* (2016) 204, 892–906. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv493>
- Klügel, T. and Wziontek, H. (2009). Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models, *J. Geodyn.*, 48, 204-210. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.010>
- Kirchner, J. W. (2006), Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, *Water Resour. Res.*, 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Kroner, C. and Jahr, Th. (2006). Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *J. Geodyn.*, 41, 268-275. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.012>
- Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baque, D., Loubet, M., Probst, J.-L., Bariac, T. (2001). Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France), *J. Hydrol.*, 242, 255-274. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00391-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00391-7)
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H.A., Brenguier, F., Stammer, K. (2017). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling, *Scientific Reports*. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9>
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.M. (2004). Magnetic Resonance Sounding Applied to Aquifer Characterization, *GROUND WATER*, 42(3), 363-373.

Références

- 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, *J. Hydrol.*, 365. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.040>
- Lesparre, N., Girard, J. F., Jeannot, B., Weill, S., Dumont, M., Boucher, M., Viville, D., Pierret, M.C., Legchenko, A., Delay, F. (2020). Magnetic resonance sounding measurements as posterior information to condition hydrological model parameters: Application to a hard-rock headwater catchment, *J. Hydrol.*, 124941. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124941>
- Lesparre, N., Pasquet, S., & Ackerer, P. (2020). Aquifer structure at the catchment scale inferred from a geostatistical analysis of seismic refraction data, *American Geophysical Union Fall Meeting 2020*, abstract #H129-04.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L., Amalvict, M. (2004). Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies, *J. Geodyn.*, 38, 355-374. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.07.015>
- Loague, K. and van der Kwaak, J.E. (2004). Physics-based hydrologic response simulation: platinum bridge, 1958 Edsel, or useful tool, *Hydrol. Process.* 18, 2949–2956. <https://doi.org/10.1002/hyp.5737>
- Longuevergne, L., Boy, J.P., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Bernard, L., Hinderer, J. (2009). Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg, *J. Geodyn.*, 48, 189-194. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.008>
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56, 394-415. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>
- Masson, F., Viville, D., Pierret, M-C., Mouyen, M., Hecker, L., Chabaux, F. (2012). Time-lapse microgravity study of the Strengbach catchment (Vosges mountains, France). *Cr. Geosci.*, 344, 357-365. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.06.001>
- 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), 49-61, <https://doi.org/10.1190/GEO2015-0411.1>
- McClymont, A. F., Hayashi, M., Bentley, L.R., Liard, J. (2012). Locating and characterising groundwater storage areas within an alpine watershed using time-lapse gravity, GPR and seismic refraction methods, *Hydrol. Process.* 26, 1792–1804. <https://doi.org/10.1002/hyp.9316>
- Melchior, P., (1983). *The tides of the planet earth*. Pergamon Press, Oxford etc.
- Ménoret, V., Vermeulen, P., Le Moigne, N., Bonvalot, S., Bouyer, P., Landragin, A., Desruelle, B. (2018). Gravity measurements below 10⁻⁹ g with a transportable absolute quantum gravimeter, *SCIENTIFIC REPORTS*. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30608-1>
- Meurers, B., Van Camp, M, Petermans, T. (2007). Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach stations and application to Earth tide analysis, *J. Geodesy*, 81, 703-712. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0137-1>
- Merriam, J. (1992). Atmospheric pressure and gravity, *Geophys. J. Int.*, 109, 488–500.
- Mikolaj, M., Meurers, B., Mojzes, M. (2015). The reduction of hydrology-induced gravity variations at sites with insufficient hydrological instrumentation, *Stud. Geophys. Geod.*, 59 (2015), 424-437. <https://doi.org/10.1007/s11200-014-0232-8>

Références

- Mikolaj, M., Güntner, A., Brunini, C., Wziontek, H., Gende, M., Schröder, S., Cassino, A.M., Pasquaré, A., Reich, M., Hartmann, A., Oreiro, F.A., Pendiuk, J., Guarracino, L., Antokoletz, E.D. (2019). Hydrometeorological and gravity signals at the Argentine-German Geodetic Observatory (AGGO) in La Plata, *Earth Syst. Sci. Data Disc.*, 11, 1501–1513. <https://doi.org/10.5194/essd-2018-156>
- Montagner, J.P., Juhel, K., Barsuglia, M., Ampuero, J.P., Chassande-Mottin, E., Harms, J., Whiting, B., Bernard, P., Clévéde, E., Lognonné, P. (2016). Prompt gravity signal induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *NATURE COMMUNICATION*. <https://doi.org/10.1038/ncomms13349>
- Mouyen, M., Masson, F., Hwang, C., Cheng, C.C., Le Moigne, N., Lee, C.W., Kao, R., Hsieh W.C. (2012). Erosion effects assessed by repeated gravity measurements in southern Taiwan, *Geophys. J. Int.*, 192, 113-136. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs019>
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., Jahr, T. (2008). Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters, *J Geod.* 82:543–553. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0202-9>
- Naujoks, M., Kroner, C., Weise, A., Jahr, T., Krause, P., Eisner, S. (2010). Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and a gravimetric three-dimensional model: Gravity and hydrology: local 3-D modelling, *Geophys. J. Int.* <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04615.x>
- Neumeyer, J., Hagedoorn, J., Leitloff, J., Schmidt, T. (2004). Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements, *J. Geod.*, 38, 437–450. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.07.006>
- Neumeyer, K., Barthelmes, F., Kroner, C., Petrovic, S., Schmidt, R., Virtanen, H., 3, Wilmes, H. (2008). Analysis of gravity field variations derived from Superconducting Gravimeter recordings, the GRACE satellite and hydrological models at selected European sites. *Earth, Planets and Space*, 60, 505-518. <https://doi.org/10.1186/BF03352817>
- Niebauer, T.M., Sasagawa, S., Fallel, J.E., Hilt, R., Klopping, E. (1995). A new generation of absolute gravimeters, *Metrologia*, 32, 159-180.
- NRC, N. (2001). Basic Research Opportunities in Earth Sciences. In *National Academy*.
- Papadaki, C., Soulis, K., Muñoz-Mas, R., Martinez-Capel, F., Zogaris, S., Ntoanidis, L., Dimitriou, E. (2016). Potential impacts of climate change on flow regime and fish habitat in mountain rivers of the south-western Balkans, *Science of the Total Environment*, 540, 418-428. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.06.134>
- Okubo, S., Satomura, M., Furuya, M., Sun, W., Matsumoto, S., Ueki, S., Watanabe, H. (2002). Grand design for the hybrid gravity network around the Mt. Fuji volcano. In: International Symposium on Geodesy in Kanazawa Abstract., pp 39–40
- Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., Flipo, N., Guérin, R. (2015). Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined P-, surface and SH-wave surveys: Insights from VP/VS or Poisson's ratios, *Journal of Applied Geophysics*, 113, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.12.005>
- Pasquet, S., W. S. Holbrook, B. J. Carr, and K. W. W. Sims, (2016). Geophysical imaging of shallow degassing in a Yellowstone hydrothermal system, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 12,027–12,035. <https://doi.org/10.1002/2016GL071306>

Références

- Parsekian, A. D., K. Singha, B. J. Minsley, W. S. Holbrook, and L. Slater (2015), Multiscale geophysical imaging of the critical zone, *Rev. Geophys.*, 53, 1–26, <https://doi.org/10.1002/2014RG000465>
- Pearson-Grant, S. C., Franz, P., Clearwater, J. (2018). Gravity measurements as a calibration tool for geothermal reservoir modelling, *Geothermics* 73:146–157. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.06.006>
- Pfeffer, J., Boucher, M., Hinderer, J., Favreau, G., Boy, J.P., De Linage, C., Cappelaere, B., Luck, B., Oi, M., Le Moigne, N. (2011). Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger: Hydrology and gravity in SW Niger, *Geophys. J. Int.*, 184, 661–672. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04894.x>
- Pfeffer, J., Champollion, C., Favreau, G., Cappelaere, B., Hinderer, J., Boucher, M., Nazoumou, Y., Oi, M., Mouyen, M., Henri, C., Le Moigne, N., Deroussi, S., Demarty, J., Boulain, N., Benarrosh, N., Robert, O. (2013). Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semiarid Niger. *Water Resour. Res.*, 49, 3276–3291. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20235>
- Pierret, M. C., Stille, P., Prunier, J., Viville, D., & Chabaux, F. (2014). Chemical and U–Sr isotopic variations in stream and source waters of the Strengbach watershed (Vosges mountains, France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10), 3969–3985.
- Pierret, M.C., Cotel S., Ackerer, P., Beaulieu, E., Benarioumlil, S., Boucher, M., Boutin, R., Chabaux, F., Delay, F., Fournet, C., Friedmann, P., Fritz, B., Gangloff, S., Girard, J.F., Legtchenko, A., Viville, D., Weill, S., Probst, A. (2018). The Strengbach Catchment: A multidisciplinary environmental sentry for 30 years, *Vadose Zone J.* <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0090>
- Pierret M.C., Viville D., Dambrine E., Cotel S., Probst A. (2019). Long-term record of open field precipitation and throughfalls in a medium altitude forested environment (Strengbach catchment – NE France): Response to atmospheric pollution trend. *Atmospheric Environment.*, 202, 296–314. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2018.12.026>
- Pool, D. R., & Schmidt, W. (1997). Measurement of ground-water storage change and specific yield using the temporal-gravity method near Rillito Creek, Tucson, Arizona. US Department of the Interior, US Geological Survey, 97, 4125.
- Pool, D.R. (2008). The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona, *GEOPHYSICS*, 73(6), 49–59. <https://doi.org/10.1190/1.2980395>
- Portier, N., Hinderer, J., Riccardi, U., Ferhat, G., Calvo, M., Abdelfettah, Y., Heimlich, C., Bernard, J.D. (2018). Hybrid gravimetry monitoring of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites (Alsace, France), *Geothermics* 76: 201–219. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.07.008>
- Probst A., Fritz, B., Ambroise, B., Viville, D. (1987). Forest influence on the surface water chemistry of granitic basins receiving acid precipitation in the Vosges massif, France. *IAHS Publ.*, 167, 109–120.
- Probst, A., Dambrine, E., Viville, D., Fritz, B. (1990a). Influence of acid atmospheric inputs on surface water chemistry and mineral fluxes in a declining spruce stand within a small granitic catchment (vosges massif- France). *J. Hydrol.*, 116, 101–124.
- Ranchoux, C., Chabaux, F., Viville, D., Thierry, L., Yann, L., Van der Woerd, J., Ackerer, J., Luc, A. (2021). Characterization of groundwater circulations in a headwater catchment from an analysis of chemical concentrations, Sr-Nd-U isotope ratios, and CFC, SF6 gas tracers

Références

- (Strengbach CZO, France), *Applied Geochemistry*, 131. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105030>
- Reich, M., Mikolaj, M., Blume, T., Güntner, A. (2019). Reducing gravity data for the influence of water storage variations beneath observatory buildings, *Geophysics*, 84(1), 15-31. <https://doi.org/10.1190/GEO2018-0301.1>
- Rempe, D. M. (2016), Controls on critical zone thickness and hydrologic dynamics at the hillslope scale, PhD dissertation, 215 pp, Earth and Planet. Sci., Univ. of Calif., Berkeley.
- Repanic, M., and Kuhar, M. (2018). Modelling hysteresis effect in Scintrex CG-3M gravity readings *Geophysical Prospecting*, 66(1): 257-269. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12557>
- Reudink, R., Klees, R., Francis, O., Kusche, J., Schlesinger, R., Shabanloui, A., Sneeuw, N., Timmen, L. (2014). High tilt susceptibility of the Scintrex CG-5 relative gravimeters, *J Geod*, 88, 617–622. <https://doi.org/10.1007/s00190-014-0705-0>
- Rodell, M., P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, and D. Toll (2004). The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85(3), 381-394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Rosat, S., Hinderer, J., Boy, J.P., Little, F., Bernard, J.D., Boyer, D., Mémin, A., Rogister, Y., Gaffet, S. (2018). A two-year analysis of the iOSG-24 superconducting gravimeter at the low noise underground laboratory (LSBB URL) of Rustrel, France: Environmental noise estimate, *J. Geodyn.*, 119. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.009>
- Rücker, C., Günther, T., Wagner, F.M. (2017). pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics, *Comput. Geosci.*, 109, 106-123. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.011>
- Schueller, K. (2015) Theoretical basis for earth tide analysis with the new ETERNA34-ANA-V4.0 program. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 149.
- Scintrex limited: CG5 Scintrex autograv system Operation Manual, Concord, Ontario, Scintrex Limited, 2012.
- Shamir, E., Rimmer, A., Georgakakos, K.P. (2016). The use of an orographic precipitation model to assess the precipitation spatial distribution in Lake Kinneret watershed, *Water*, 8(12), 591. <https://doi.org/10.3390/w8120591>
- Sidle, R.C. (2006). Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling, *Hydrol. Process.*, 20, 1439–1445. <https://doi.org/10.1002/hyp.6191>
- Sørensen, R., Zinko, U., Seibert, J. (2006). On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 101-112. <https://doi.org/10.5194/hess-10-101-2006>
- Sugihara, M., Ishido, T. (2008). Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry. *GEOPHYSICS* 73 (6), WA37–WA47. doi: 10.1190/1.2991105.
- Torge, W. (1989). Gravimetry, Walter de Gruyter, Berlin.
- Tang, S., Liu, H., Yan, S., Xu, X., Wu, W., Fan, J., Liu, J., Hu, C., Tu, L. (2019). A high-sensitivity MEMS gravimeter with a large dynamic range, *Microsystems & Nanoengineering*. <https://doi.org/10.1038/s41378-019-0089-7>

Références

- Vallée, M., Ampuero, J.P., Juhel, K., Bernard, P., Montagner, J.P., Barsuglia, M. (2017). Observations and modeling of the elastogravity signals preceding direct seismic waves, *Science*, 358, 1164–1168. <https://doi.org/10.1126/science.aao0746>
- Van Camp, M., and Vauterin, P. (2005a). Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers & Geosciences*, 31, 631–640. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.11.015>
- Van Camp, M. (2005b). Uncertainty of absolute gravity measurements, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003497>
- Van Camp, M. and Francis, O. (2007). Is the instrumental drift of superconducting gravimeters a linear or exponential function of time? *J. Geod.*, 81, 337–344. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0110-4>
- Van Camp, M., O. de Viron, G. Pajot-Métivier, F. Casenave, A. Watlet, A. Dassargues, and M. Vanclooster (2016). Direct measurement of evapotranspiration from a forest using a superconducting gravimeter, *Geophys. Res. Lett.*, 43(10), 225–231. <https://doi.org/10.1002/2016GL070534>
- Van Camp, M., de Viron, O., Watlet, A., Meurers, B., Francis, O. & Caudron, C. (2017). Geophysics from terrestrial time-variable gravity measurements, *Reviews of Geophysics*, 55, 938–992. <https://doi.org/10.1002/2017RG000566>
- Van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 (5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vereecken, H., Huisman, J. A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weilmüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J. (2014). On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale, *J. Hydrol.* 516 (2014) 76–96. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061>
- Viviroli, D., Dürr, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., Weingartner, R. (2007). Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance, *Water Resour. Res.*, 43, W07447. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., and Woods, R. (2011). Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 471–504. <https://doi.org/10.5194/hess-15-471-2011>
- Voigt, C., Schulz, K., Koch, F., Wetzels, K.F., Timmen, L., Rehm, T., Pflug, H., Stolarczuk, N., Förste, C., and Flechtner, F. (2021). Introduction of a Superconducting Gravimeter as Novel Hydrological Sensor for the Alpine Research Catchment Zugspitze, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Preprint. <https://doi.org/10.5194/hess-2021-78>
- Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M. (2015). Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change, *J. Hydrol.*, 520, 379–386. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024>
- Watlet, A., Van Camp, M., Francis, O., Poulain, A., Rochez, G., Hallet, V., Quinif, Y., Kaufmann, O. (2020). Gravity Monitoring of Underground Flash Flood Events to Study Their Impact on Groundwater Recharge and the Distribution of Karst Voids, *Water Resour. Res.*, 56, e2019WR026673. <https://doi.org/10.1029/2019WR026673>

Références

- Warburton, R.J., Pillai, H., Reineman, R.C. (2010). Initial results with the new GWR iGrav™ superconducting gravity meter. Published in International Association of Geodesy (IAG) Symposium Proceedings. IAG Symposium on terrestrial gravimetry: static and mobile measurements (TG-SMM2010) 22 - 25 June 2010, Russia, Saint Petersburg.
- Weill, S., Delay, F., Pan, Y., Ackerer, P. (2017). A low-dimensional subsurface model for saturated and unsaturated flow processes: ability to address heterogeneity, *Comput. Geosci.*, 21. <https://doi.org/10.1007/s10596-017-9613-8>
- Weill, S., Lesparre, N., Jeannot, B., & Delay, F. (2019). Variability of Water Transit Time Distributions at the Strengbach Catchment (Vosges Mountains, France) Inferred Through Integrated Hydrological Modeling and Particle Tracking Algorithms, *Water*, 11(12), 2637. <https://doi.org/10.3390/w11122637>
- Weise, A., Kroner, C., Abe, M., Ihde, J., Jentzsch, G., Naujoks, M., Wilmes, H., Wziontek, H. (2009). Gravity field variations from superconducting gravimeters for GRACE validation, *J. Geodyn.*, 48, 325-330. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.034>
- White, T., Brantley, S., Banwart, S., Chorover, J., Dietrich, W., Derry, L., Lohse, K., Anderson, S., Aufdenkampe, A., Bales, R., Kumar, P., Richter, D., & McDowell, B. (2015). The role of critical zone observatories in critical zone science, *Developments in earth surface processes*, 19, 15-78. Elsevier.
- Younes, A., Zaouali, J., Lehmann, F., Fahs, M. (2018). Sensitivity and identifiability of hydraulic and geophysical parameters from streaming potential signals in unsaturated porous media, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 3561–3574. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3561-2018>

Table des figures

- Figure 1.1 La zone critique
- Figure 1.2 Evolution temporelle de la différence entre les entrées d'eau annuelles et les sorties d'eau annuelles dans le bassin versant du Strengbach
- Figure 1.3 Contenu du signal de gravité temporel mesuré par une station gravimétrique terrestre
- Figure 1.4 Gravimètres terrestres utilisés pour des mesures in situ
- Figure 2.1 Localisation du bassin versant du Strengbach au sein du massif des Vosges
- Figure 2.2 Organisation des work-packages du projet Hydrocrizsto
- Figure 2.2 Carte du bassin versant du Strengbach avec les réseaux d'observations hydrométéorologiques et gravimétriques
- Figure 2.4 Carte du volume d'eau spécifique obtenue par résonance magnétique protonique
- Figure 2.5 Hétérogénéité spatiale des précipitations sur le bassin versant du Strengbach
- Figure 2.6 Flux hydrologiques représentatifs du bassin versant du Strengbach
- Figure 3.1 Organisation de l'observatoire gravimétrique du Strengbach
- Figure 3.2 Effet amplificateur de la topographie pour la station gravimétrique sommitale du bassin versant du Strengbach
- Figure 3.3 Vue schématique des principaux éléments constituant un gravimètre supraconducteur
- Figure 3.4 Calibration du gravimètre supraconducteur iGrav#30 avec le gravimètre absolu FG5#206
- Figure 3.5 Procédure de pré-traitement des données iGrav30
- Figure 3.6 Pré-traitement du signal du gravimètre supraconducteur
- Figure 3.7 Zone atmosphérique locale centrée sur l'iGrav30
- Figure 3.8 Comparaison de la performance des différentes méthodes de calcul employées pour corriger la contribution atmosphérique locale
- Figure 3.9 Strengbach catchment instrumentation map
- Figure 3.10 Strengbach catchment hydrometeorological fluxes
- Figure 3.11 Estimation and correction of SG instrumental drift with FG5 set data.
- Figure 3.12 Processing steps for extracting the local hydrological residual
- Figure 3.13 Estimation of SG rainfall admittance by linear regression
- Figure 3.14 Effect of water depth on the topographic admittance.
- Figure 3.15 Comparison between SG_{WSC} and hydrology models

Table des figures

- Figure 3.16 Working principle of the tank model.
- Figure 3.17 Comparison between SG gravity and tank model outputs
- Figure 3.18 Data and model used to compute the snow water equivalent.
- Figure 3.19 Structure of the Strengbach precipitation field measured at a height of 0.3 m
- Figure 3.20 Underground seismic velocity nearby SG station inferred from seismic tomography
- Figure 3.21 Topographic admittance map
- Figure 3.22 Relation entre le stock du bassin versant et le résidu hydrologique iGrav#30
- Figure 3.23 Cycle journalier d'évapotranspiration observé sur le site du Strengbach et à l'observatoire gravimétrique de Membach (Belgique)
- Figure 3.24 Mise en évidence du cycle d'évapotranspiration journalier dans les chroniques de débit ainsi que dans le stock d'eau équivalent calculé à partir du résidu hydrologique
- Figure 3.25 Combinaison d'un gravimètre supraconducteur et d'un dispositif de mesure de l'évapotranspiration permettant d'étudier l'effet du stress hydrique sur les végétaux
- Figure 4.1 Mise en évidence de l'influence des écoulements préférentiels de fractures sur les niveaux d'eau des puits d'observation
- Figure 4.2 Principe de fonctionnement du gravimètre relatif Scintrex CG5
- Figure 4.3 Réseau de mesure de gravimétrie hybride du bassin versant du Strengbach
- Figure 4.4 Variables mesurées par le gravimètre Scintrex CG5 lors de l'occupation d'une station micro-gravimétrique
- Figure 4.5 Valeur de gravité mesurée par le gravimètre Scintrex CG5 au cours d'une campagne de mesure
- Figure 4.6 Traitement des boucles de mesure micro-gravimétriques via PyGrav
- Figure 4.7 Comparaison de l'erreur de mesure formelle et de l'erreur de mesure pour les stations de contrôle
- Figure 4.8 Strengbach catchment instrumentation map
- Figure 4.9 Strengbach catchment hydro-meteorological fluxes together with continuous gravity monitoring at the summit gravity station.
- Figure 4.10 Hybrid gravity error distribution by station
- Figure 4.11 Observed and modeled gravity temporal changes on the gravity stations network
- Figure 4.12 Observed gravity time series scattering
- Figure 4.13 Hydro-gravimetric modeling assuming spatially homogeneous water storage changes
- Figure 4.14 Comparison between topographic wetness index (TWI) and gravity time series scattering

Table des figures

- Figure 4.15 Schematic diagram of the NIHM hydrological model
- Figure 4.16 Principle of the Matlab® gravity forward modeling code developed to compute temporal gravity changes at the gravity stations from the 3D NIHM water content field
- Figure 4.17 Spatial distribution of water storage as modeled by NIHM
- Figure 4.18 Search for the optimal mesh for gravity forward modeling
- Figure 5.1 Représentation du bassin versant du Strengbach par le modèle NIHM
- Figure 5.2 Influence du paramètre α de van Genuchten sur la répartition verticale de la teneur en eau dans la zone non saturée
- Figure 5.3 Recherche du maillage gravimétrique optimal
- Figure 5.4 Schéma de principe du code de calcul hydro-gravimétrique direct
- Figure 5.5 Paramétrisation du modèle NIHM
- Figure 5.6 Représentativité spatiale des stations micro-gravimétriques
- Figure 5.7 Effet des masses d'eau se trouvant au-dessus ou en dessous des stations gravimétriques
- Figure 5.8 Construction des tests synthétiques
- Figure 5.9 Influence des paramètres hydrodynamiques des zones hydrologiques #2 et #6 sur l'amplitude des variations temporelle de gravité calculées à la station STR F5
- Figure 5.10 Influence des paramètres $K_{S_{Inf}}$ et $\Theta_{S_{Inf}}$ des zones locales sur l'amplitude des variations temporelle de gravité aux station STR F5, STR F7 et STR F8
- Figure 5.11 Influence de la conductivité hydraulique à saturation et de la teneur en eau à saturation sur l'amplitude des variations de stock d'eau
- Figure 5.12 Influence des paramètres $K_{S_{Inf}}$ et $\Theta_{S_{Inf}}$ des zones locales sur l'ajustement des tests synthétiques aux variations temporelles de gravité observées
- Figure 5.13 Répartitions des stations de mesure RMP, des profils de sismique active et des stations micro-gravimétriques sur le bassin versant du Strengbach
- Figure 5.14 Ajustement de deux modèles aux dynamiques très différentes sur les variations de gravité mesurées à la station STR F5
- Figure 6.1 Coupe conceptuelle présentant la dynamique des stocks d'eau au sein du bassin versant du Strengbach

