



HAL
open science

Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle : apport de la gravimétrie

Basile Hector

► **To cite this version:**

Basile Hector. Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle : apport de la gravimétrie. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2014. Français. NNT : 2014STRAH007 . tel-01078479

HAL Id: tel-01078479

<https://theses.hal.science/tel-01078479v1>

Submitted on 29 Oct 2014

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.

ÉCOLE DOCTORALE STE

Institut de Physique du Globe de Strasbourg

THÈSE présentée par :

Basile HECTOR

soutenue le : 08 juillet 2014

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

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

**Caractérisation hydrogéophysique
multi-échelles et dynamique des stocks
d'eau souterrains d'un bassin versant
en zone soudanienne de socle :
apport de la gravimétrie**

THÈSE dirigée par :

M. HINDERER Jacques

Directeur de recherches, université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. RIBSTEIN Pierre

Professeur, université Pierre et Marie Curie, Paris

M. GÜNTNER Andreas

Senior scientist, GFZ, Potsdam

M. ACKERER Philippe

Directeur de recherches, université de Strasbourg

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. SEGUIS Luc

Chargé de recherches, université Montpellier 2

M. TAYLOR Richard

Professor, University College London

RÉSUMÉ

Le stock d'eau, ses variations temporelles et leurs répartitions spatiales, sont des grandes inconnues du cycle hydrologique d'Afrique de l'Ouest. En zone soudanienne de socle, les écoulements annuels sont majoritairement composés d'écoulement de base provenant de bas-fonds, entités hydrologiques de tête de réseau hydrographique. Les variations interannuelles des stocks sont faibles, mais leur forte amplitude saisonnière est susceptible de renseigner le bilan hydrologique et notamment son terme principal, l'évapotranspiration. La distribution spatiale de ces variations de stocks peut également être une signature des processus de redistribution de l'eau précipitée sur le bassin. Les trois principaux types de gravimètres actuels (un gravimètre relatif supraconducteur, un microgravimètre relatif, et un gravimètre absolu) ont été déployés sur un bassin versant élémentaire de l'observatoire AMMA-CATCH de l'Ouémé supérieur (Bénin), représentatif d'un milieu cultivé. Conjointement, un important dispositif de suivi hydrologique (piézométrie, sonde à neutrons) a été mis en place, ainsi que des mesures de géophysique de proche surface (mesures électriques, électromagnétiques et résonance magnétique des protons) pour la caractérisation des aquifères. Ces travaux font état des apports de la gravimétrie pour 1) la détermination de la porosité de drainage en zone de socle hétérogène, 2) le suivi des variations de stock d'eau intégrées à l'échelle d'appréhension des gravimètres (parcelle de 100m de côté) et 3) l'identification de processus hydrologiques liés à la redistribution interne au sein du bassin versant et à la genèse des écoulements. Ce dernier point a notamment permis de mettre en évidence une contribution des nappes permanentes aux écoulements. Dans un contexte d'incertitudes des prévisions climatiques et sous modification rapide de l'usage des sols, les appréciations des couplages zone saturée – zone non saturée – végétation – atmosphère restent encore limitées. Ces travaux mettent en avant un fort contrôle de la subsurface dans la répartition spatiale des différents termes du bilan hydrologique, et tout particulièrement aux inter-saisons.

ABSTRACT

Water storage, together with its temporal and spatial variations, are major unknowns of the West African hydrological cycle. In sudanian basement area, annual streamflow is mainly driven by baseflow generated at bas-fonds outlets, which are hydrological headwater units. Although interannual storage variations are limited, seasonal amplitudes may provide some insights into the hydrological budget, particularly its main component, evapotranspiration. Spatial distribution of water storage changes may also inform on water redistribution processes within the catchment. The three main gravimeter types (a relative superconducting gravimeter, a relative microgravimeter, and an absolute gravimeter) have been set up on an elementary catchment of the Upper Ouémé (Benin) AMMA-CATCH observatory, considered as a typical cultivated environment. Hydrological monitoring (water table, neutron probe) and near surface geophysics (electrical, electromagnetic, magnetic resonance soundings) have been developed jointly, for aquifer characterization. This work states on the inputs provided by gravimetry on 1) specific yield determination in heterogeneous basement area, 2) the monitoring of water storage changes at the gravity measurements scale (100m square plot) and 3) hydrological processes identification, linked to internal catchment redistribution and streamflow generation. This last point allowed to show a contribution from the permanent water table to streamflow. In a context where climate change predictions are limited, and under rapid land use changes, saturated – non saturated – vegetation – atmosphere couplings still lack some understandings. This work contributes to show the important subsurface control on the spatial distribution of hydrological budget components, and most particularly during interseasonal periods.

REMERCIEMENTS

Une thèse peut être perçue comme une épreuve, un chemin parsemé d'embûches que doit surmonter le doctorant pour finalement atteindre la soutenance, qui bien sûr n'élimine pas doutes et questionnements sur l'avenir. Pour ma part, ce parcours a plutôt représenté une formidable aventure scientifique, mais aussi et surtout humaine ; et ce ressenti, je le dois essentiellement aux gens qui m'ont entouré, de près ou de loin, ainsi qu'aux rencontres suscitées par cette itinérance doctorale.

Sur le plan scientifique, mon intérêt pour les approches systémiques et intégrantes devrait ressortir assez clairement de la lecture de l'introduction générale. Ces attentes ont largement pu être comblées grâce au cadre d'étude que m'ont proposé Jacques Hinderer et Luc Séguis. A eux deux, ils ont su former le système de direction certainement le plus optimal. La disponibilité sans failles de Luc, qui n'a jamais hésité à mettre la main à la pâte (rouge, sauce oignons), s'est alliée avec les importants moyens que Jacques a su mobiliser pour me permettre recherche et caprices, me témoignant une confiance qui n'a jamais fléchi, et à laquelle j'ai été très sensible. La connaissance des subtilités de l'environnement Ouest-Africain de Luc, qui a su en toute humilité me laisser le temps de découvrir et d'apprendre par moi-même, en m'aiguillant discrètement vers des questionnements fondamentaux, m'a été très précieuse. Les après-midi à réfléchir à voix haute dans le bureau de Jacques, autour de questions d'admittance (qui avaient pour effet secondaire le déclenchement de soupirs désespérés de Jean-Paul Boy), de champs de pression ou de questions microgravimétriques me resteront comme des moments très riches de partage.

A part ce duo complémentaire, voire hybride, de nombreuses personnes ont contribué de près ou de loin à ces travaux. Je m'arrête ici sur trois protagonistes fondamentaux : Marc Descloîtres, Jean-Martial Cohard et Jean-Paul Boy. Marc est un passionné, qui n'hésite pas à relancer un débat autour de la porosité de drainage après minuit, tenant son auditoire en haleine alors que les assiettes d'ignames sont vides, les béninoises aussi (ne vous méprenez pas) et que Keryo s'est endormi. Il est aussi d'un enthousiasme communicatif, doublé d'un esprit pratique qui en fait un géophysicien/géologue de terrain sans failles, si vous me passez l'expression. Grâce à lui, la géophysique de proche surface a pris un nouvel intérêt pour moi. Jean-Martial, aussi volontaire que disponible, m'a fait confiance pour l'appropriation d'un domaine qui n'était pas le mien à la base, celui de la modélisation hydrologique. Grâce à sa confiance, et aux échanges aussi riches que variés (de la genèse de ces fichus pfsol à la pertinence de modifier le n de l'horizon H2), il a largement contribué à faire évoluer ma représentation de l'hydrologie de Nalohou. Je lui dois ma lente évolution de la subsurface vers la surface puis l'atmosphère, alimentant une vision toujours plus intégrante. Jean-Paul a d'abord été mon prof. Rigoureux, précis, et appelant peu de questions, car beaucoup était déjà dit. J'ai eu plaisir à le découvrir en tant que collègue, à apprécier sa disponibilité, les coups de mains qu'il prodigue abondamment, et son fabuleux et efficace franc-parler. Toutes ces personnes ont largement contribué à ce travail, que l'on pourrait résumer sur un ton qui, peu grave et m'étrique de moins en moins, voire peu gravimétrique, suggère un holorime de propos : « toute cette eau ! Nalohou, c'est cool, tel qu'on s'étonna : l'eau, où s'écoule-t-elle ? ».

Je tiens à présenter mes excuses pour le peu de temps laissé aux rapporteurs pour relire ce manuscrit, et à leur adresser mes remerciements pour avoir analysé de manière si détaillée ces travaux. Particulièrement, merci à Pierre Ribstein et Philippe Ackerer pour avoir accepté cette introduction au 'poids de l'eau', allant dans le sens de rapprochement, ou plutôt d'attraction, des communautés. Merci à Andreas Güntner pour les différents niveaux de détail de ses questions et perspectives. Merci également à Richard Taylor pour avoir accepté de se pencher sur le 'cas Béninois', ainsi qu'à Laurent Longuevergne, pionnier de l'hydrogravimétrie en France, pour le suivi régulier et motivant de ces travaux. Enfin, merci à Moussa Boukari pour ses éclairages à la lumière de ses connaissances de l'hydrogéologie du Bénin.

Il n'est pas forcément intuitif de lier thèse en géophysique et itinérance, mais grâce au nombre incalculable d'OM signés pendant cette période (merci Caroline !), je me dois d'utiliser ce levier pour remercier toutes ces personnes qui ont jalonné ce parcours. Merci donc aux collègues doctorants des différents labos. A Montpellier, Amélie, Lila, Paul, Bil, Maïmouna, et autres habitués de la pinède. Merci aussi à Nico LeMoigne pour tous ses conseils avisés de gravimétricien de terrain. A Grenoble, Jean, Pierre(s), Aloïs, Dorothee, et Os-sénatou au fougou banane légendaire ! A Strasbourg, mes co-bureaux passés et présents : Julia, à qui je dois une introduction express dans l'hydrogravimétrie, Anthony, Yann, et sans oublier Gilbert. Marta, rencontrée la première fois à une descente d'avion à Niamey, et qui est sans aucun doute l'un des moteurs de la cohésion des gravimétriciens strasbourgeois. Profitons de l'occasion pour saluer l'équipe incroyablement bavarde qui compose la pause café du 3^{ème} étage : Maksim, Pascal, Hilaire, Jacques, Jean-Paul, Séverine, Marta, Jean-Daniel, Christine, Fred, et les occasionnels. Au-delà, c'est à toute l'équipe DGDA (représentée par Yves, aux précieux conseils pré-soutenance si (dé- ?) constructeurs) que je souhaite adresser mes remerciements pour avoir su rendre ces années aussi agréables au sein d'une équipe si soudée. Merci à Umberto, pour la science et le reste !

Profitons de la case doctorants pour remercier les inconditionnels, qui furent aussi mes colocos, potos de longue date, Adrien le forgeureux, Schoffi l'Alsaco et J -freeride- R, de l'Islande au Jura, du lac du ballon au Remspach. Egalement Alex, Sheldon, Paul, Aline, Romy, Esra, Rozan, Alexis le beatnik, et tous les autres !

Le Bénin également possède son lot de personnalités incroyables, vrais boute-en-train et faux bandits. Je dois à Sarè, présent sans arrêt (si je puis me permettre), les meilleures données de microgravimétrie qui ont pu être acquises. Sa disponibilité, son enthousiasme, et son amitié, en font sans doute le premier partenaire de ces travaux de thèse. Deux fabuleux énergumènes sont ici à saluer bien bas : Emile et Idrissou... 'impeccable !'. N'oublions surtout pas les inégalables Théo, homme de Djougou, Simon 'salue moi les ...', et Max le mélomane. Les gens de Djougou ont rendu mes séjours plein de pâtes partagées : Basilo, Maître Vincent, Roger, Ben, et sans oublier AlQuaida 'deux œufs' ! Au passage, je me dois de remercier également ma fidèle mat50, qui n'a eu peur ni des pistes de brousse, ni de la route de Nati ! Egalement, les fameux Bagadais casqués, qui plongeaient la campagne de Nalohou et les campagnes gravimétriques dans l'euphorie lors de leur passage.

Le boulot est une chose, le château en est une autre : Charles & Lucie, Adrien & Mariel, Emma & JB, Frankie & Giulia, Léa et Mouli, Marie & Germain, Olivier, Lucie, Alice, Rachel, Myriam et les autres, autant de châtelains remis entre les mains du 'Duc' autoproclamé président (au peignoir ballant) sans qui la vie Strasbourgeoise n'aurait pas eu la même saveur (ni pili-pili, ni pastas & parmigiano, ni cubi Vergobbi, rosé-mariage, Chartreuse, gâteaux-château, panier œuf-cerises-mirabelles, café petits producteurs, fines herbes, brochettes, steak-gravière, cidre, riz au gras et autres sirops de gingembre...). Merci à Joseph et Kévin pour les grands bols d'air frais, des ascensions Vosgiennes impérissables aux descentes perdues éperdues tant en sentier qu'enchantées ou enneigées. Jud et Cand pour être et avoir été là, splendides enthousiastes spontanées. Marie et Guilhem, et autres 'épopistes' Californiens (merci Guilhem pour ce back-döner touchant). Manon et cette ascension estivo-hivernale périlleuse de la Wörmsa.

Tabaski-Larzac, un mot clé aux consonances tant exotiques qu'inattendues... merci aux potes à gonistes ! Entre autres, Souley-taximan Yantala ! Marie et Jalila, Hadiza, Monique, Bil, Maïmouna, Luc, Amélie, et bien sûr Cécile, avec qui tant de choses ont été partagées. Des kilomètres cévenols aux ascensions hérault-iques, des profondeurs de la Maurienne au porkofour Béninois, des cubes maggi aux litres de Bissap, la musique mandingue des abbayes, ports, et autres magasins de jouets. Blague aux lèvres, jeux de mots et Bikutsy, propagés de la brousse à Meudon avec pour seul détour celui de la bonne humeur. Merci aux incon-

tournables Julie-Célia-Vincent, et Marie ! Des lendemains de festoches alsaciens aux ascensions Kiwis, d'une nuit sous un banc au plus fabuleux talk que l'EGU ait entendu, toujours le sur-rire aux lèvres, et jusqu'aux oreilles.

La Bourgogne, à Grenoble, c'est un peu de Vercors, un peu de Chartreuse (une goutte, dans le chocolat chaud), un peu de Jura, un peu de Colombie, de la randonnée, de l'escalade, verticale, et beaucoup de cyclo-perspectives participatives horizontales. Ce sont surtout des rencontres, nombreuses et belles, et des découvertes, c'est Franck ou Adeline, avec ou sans cerises. Merci pour tous ces instants, passés et à venir.

Merci aussi à ceux qui ont été là, mais de plus loin, comme le Tika Palace, Lucile et les Stras rooftops singers, Tania (et leurs Ukulélés), Virginie, Lucie et cette relecture appréciée. Ateliers Bredalas, jardinage, tartelettes, randonnées et voyages, vous aurez deviné, merci à Sylvie et Gégé, et à toute la famille bien sûr !

Ces remerciements sont denses, à l'image de ce manuscrit... Ils ont donc ses défauts : à vouloir trop en dire, curieusement, on manque à l'exhaustivité. Beaucoup de noms n'ont pas été cités, mais ne sont bien évidemment pas oubliés.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

QUELQUES RAPPELS...

CHAPITRE I CYCLE DE L'EAU: PROCESSUS ET BILANS

I.1. Généralités.....	22
I.2. Bilans hydrologiques.....	23
I.3. Zones saturées et non saturées.....	25
I.4. Modélisation hydrologique.....	27
I.5. Conclusion : de l'importance de la variable d'état.....	29

CHAPITRE II LA MESURE GRAVIMÉTRIQUE TEMPORELLE

II.1. Une vision statique.....	32
II.2. Une vision dynamique, qui conditionne les ordres de grandeur.....	32
II.3. Les instruments de mesure.....	32
II.4. La gravimétrie, une mesure intégratrice.....	35
II.4.1. Perturbations.....	36
II.4.2. Marées.....	36
II.4.3. Longues périodes.....	38
II.4.4. Dérive instrumentale.....	38
II.4.5. Charges, attraction newtonienne, élasticité et échelles spatiales : cas de l'hydrologie et de l'atmosphère.....	38

CADRE GÉNÉRAL

CHAPITRE III ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE: ENJEUX HYDROLOGIQUES POUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

III.1. Contexte environnemental général.....	46
III.1.1. Climat.....	46
III.1.2. Végétation et usage des sols.....	49
III.1.3. Hydrologie: des processus contrastés.....	52
III.1.4. Hydrogéologie: zone de socle et bassins sédimentaires.....	54
III.2. Etat et enjeux de la prévision météorologique et climatique.....	56
III.2.1. Interactions surface-atmosphère : un couplage important et une connaissance partielle.....	57
III.2.2. Programme AMMA-CATCH : l'étude du couplage hydrosphère-atmosphère.....	58
III.3. Ressource en eau et gestion des risques en zone soudanienne de socle au Bénin.....	59
III.3.1. Un contexte socio-economique à dominante agricole.....	59
III.3.2. Eaux souterraines et alimentation en eau potable : un problème d'accessibilité.....	60
III.3.3. Des pollutions peu connues.....	60
III.3.4. Des inondations aux origines floues.....	60
III.3.5. Evolution climatique et pression démographique : des conséquences incertaines sur la ressource en eau et l'usage des sols.....	61
III.4. Synthèse du chapitre.....	65

CHAPITRE IV LE SITE D'ÉTUDE DE NALOHOU : UN PETIT BASSIN VERSANT EN ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE

IV.1. Cadre physique.....	68
IV.1.1. Géomorphologie : reliefs doux et érosion.....	68
IV.1.2. Végétation : un milieu agricole.....	68
IV.1.3. Pédologie – géologie.....	70
IV.2. Instrumentation... ..	71
IV.2.1. hydrologique.....	71
IV.2.2. géophysique de proche-surface.....	73

IV.3. Bilans et processus hydrologiques : une synthèse des connaissances	75
IV.3.1. Précipitations.....	75
IV.3.2. Dynamique de la végétation.....	76
IV.3.3. Evapotranspiration : un terme dominant.....	77
IV.3.4. Infiltration des sols et états de surface.....	79
IV.3.5. Eaux souterraines : un élément essentiel du cycle.....	79
IV.3.6. Ecoulements : le rôle de la subsurface et des bas-fonds.....	80
IV.3.7. Des modèles variés pour des objectifs spécifiques.....	81
IV.3.8. Des bilans sensibles aux échelles.....	85
IV.4. Synthèse du chapitre	88

CHAPITRE V HYDROGRAVIMÉTRIE

V.1. Variations de stocks et hydrogravimétrie	92
V.2. Les enjeux de l'hydrogravimétrie	93
V.2.1. Du bruit au signal.....	93
V.2.2. Porosité de drainage.....	94
V.2.3. Processus hydrologiques.....	95
V.2.4. Calibration de modèles hydrologiques.....	96
V.3. Le projet GHYRAF	96
V.4. Synthèse du chapitre	100

HYDROGRAVIMÉTRIE À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE

CHAPITRE VI CARACTÉRISATION HYDROGÉOPHYSIQUE DE L'AQUIFÈRE

VI.1. Modélisation de l'attraction newtonienne	106
VI.2. Caractérisation d'une station de mesure – analyse de sensibilité	107
VI.3. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection	109
VI.4. Discussion complémentaire concernant la porosité de drainage et sa mesure	124
VI.5. Synthèse du chapitre	127

CHAPITRE VII VERS UNE ANALYSE HAUTE FRÉQUENCE DES DONNÉES DE GRAVIMÉTRIE

VII.1. Hydro-gravimetry in West-Africa: first results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter	130
VII.2. Effet atmosphérique	147
VII.3. Une calibration problématique de la sonde à neutrons	149
VII.4. Les variations de stock aux échelles supérieures	154
VII.5. Synthèse du chapitre	155

ANALYSE DU COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE DE LA PARCELLE

CHAPITRE VIII PROSPECTION DES PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOUS-SOL

VIII.1. Matériel et méthodes	162
VIII.2. Résultats	163
VIII.2.1. Sonde à neutrons.....	163
VIII.2.2. Sondes d'humidité et de potentiel matriciel.....	167
VIII.2.3. Prospections électriques.....	170
VIII.2.4. Sondages gamma.....	172
VIII.2.5. Forages et fosses.....	173
VIII.3. Discussion : géométrie	174
VIII.4. Discussion : propriétés hydrodynamiques	177
VIII.4.1. Une conductivité hydraulique à saturation très variable.....	177
VIII.4.2. Porosité.....	179
VIII.4.3. Courbes de rétention.....	181
VIII.4.4. Modèles.....	183
VIII.5. Synthèse du chapitre	185

CHAPITRE IX DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DES VARIATIONS DE STOCK À

PROXIMITÉ DES GRAVIMÈTRES

IX.1. Matériel et méthodes	188
IX.2. Résultats	191
IX.3. Discussions	193
IX.4. Conclusions	199
IX.5. Synthèse du chapitre	200

CHAPITRE X MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DES VARIATIONS DE STOCKS : UNE SYNTHÈSE DES BILANS ET PROCESSUS DE LA PARCELLE

X.1. Matériel et méthodes	202
X.1.1. Démarche	202
X.1.2. Echantillonnage des paramètres (approche déterministe/stochastique)	203
X.1.3. Fonctions objectifs	205
X.1.4. Présentation des modèles	207
X.2. Résultats	215
X.2.1. Calage sur les observations hydrologiques	215
X.2.2. Calage sur les observations gravimétriques	218
X.2.3. Simulations 3D à l'échelle de la parcelle	227
X.3. Discussion générale du chapitre	238
X.4. Synthèse du chapitre	240

PROCESSUS DE REDISTRIBUTIONS INTERNES DU BASSIN-VERSANT

CHAPITRE XI HYBRID GRAVIMETRY AT THE CATCHMENT SCALE: INFERRING PROCESSES FOR SEASONAL WATER STORAGE CHANGES DISTRIBUTION AND BASEFLOW GENERATION IN SUDANIAN WEST-AFRICA

XI.1. Introduction	246
XI.2. Study area	248
XI.3. Material and methods	251
XI.3.1. Hydrological data	251
XI.3.2. Runoff	251
XI.3.3. Water table	251
XI.3.4. Water Storage Changes (WSC)	251
XI.3.5. Near surface geophysics	252
XI.3.6. Empirical Orthogonal Functions analysis	253
XI.4. Hybrid gravimetry	253
XI.4.1. Gravity monitoring at the base station	253
XI.4.2. Microgravity network	254
XI.5. Results	256
XI.5.1. Streamflow analysis	256
XI.5.2. Water table variation analysis	256
XI.5.3. WSC inferred from neutron probe	257
XI.5.4. Hydro-stratigraphic mapping	258
XI.5.5. Hybrid gravity data analysis	259
XI.5.6. EOF analysis	260
XI.6. Discussion	261
XI.6.1. Recession analysis	262
XI.6.2. Storage-discharge relationships	262
XI.6.3. Process identification	264
XI.6.4. Contributive zones mapping	266
XI.7. Conclusions	268
XI.8. Acknowledgments	269
XI.9. Appendix A	269
XI.10. Appendix B	271
XI.10.1. Micro gravity survey design	271
XI.10.2. Loop geometries	271
XI.10.3. Measurement protocol	272
XI.10.4. Micro gravity data processing	273
XI.11. Appendix C	277

XI.12. Précisions	278
XI.12.1. Tomographie électrique.....	279
XI.12.2. Observations d'humidité par sonde à neutrons.....	280
XI.12.3. Niveaux piézométriques.....	280
XI.13. Discussion complémentaire : la genèse des écoulements	282

CONCLUSION GÉNÉRALE

CHAPITRE XII SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

CHAPITRE XIII DISCUSSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

XI.14. Gravimétrie pour l'hydrologie des variations de stock	289
XI.14.1. Limites et verrous.....	289
XI.14.2. Perspectives.....	290
XI.15. Hydrologie de la zone soudanienne de socle	292

RÉFÉRENCES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

On pourrait définir un système naturel au sens large comme étant un ensemble, limité par une frontière, d'éléments de natures diverses et qui interagissent entre eux selon certains principes. En écologie par exemple, la notion d'écosystème est largement utilisée par nécessité, car l'état d'un élément constitutif d'un tel ensemble peut difficilement être dissocié de son environnement. On pourrait entendre par système hydrologique un ensemble spatialement défini, portion de la couche superficielle terrestre susceptible d'opérer des transferts d'eau, dont la variable d'état est sa distribution interne des masses d'eau.

Caractériser l'état d'un système hydrologique revient donc à déterminer la répartition de ses masses d'eau, entreprise délicate. On peut définir des sous-ensembles de stockage d'eau au sein d'un système hydrologique, en distinguant les compartiments *passifs* des compartiments *actifs*, qui se remplissent et se vidangent à des échelles de temps associées à ces définitions (McNamara et al. 2011). L'eau est généralement stockée dans des compartiments complexes, comme un système poral (le terme *système* est également très adapté ici), défini par une distribution de tailles et de géométries de pores, plus ou moins connectés entre eux. La mesure des volumes d'eau et de leur distribution passe donc souvent par la mesure des flux entrants et sortants du système (qualifié d'*ouvert*), et *via* une loi de conservation de la masse.

Si l'objet d'étude est un système, alors certains sous-ensembles, éléments ou processus d'interaction, pourront être analysés grâce à une science, discipline, ou technique particulière. La vision globale ne peut cependant être rendue qu'en appliquant à la méthode la richesse même de l'objet : un *système d'étude*. Plus communément, on se réfère à des termes comme multi-méthodes, multi-outils, interdisciplinaire... pour rendre compte de ce besoin fédérateur qu'est celui de la vision systémique dans un univers scientifique qui par ailleurs tend à l'hyperspécialisation.

Dans le cadre du système hydrologique, les masses d'eau, variables dans le temps, influent sur le champ de pesanteur terrestre. La mesure des variations de ce dernier permet d'appréhender de manière directe et intégratrice l'état d'une partie du système, s'affranchissant ainsi de la complexité du stockage. La géométrie et les propriétés du système peuvent être approchées par la géophysique de proche-surface, capable d'imager des interfaces et des distributions de propriétés du sous-sol. La mesure des flux entrants et sortants est à l'origine de l'hydrologie. L'analyse du système s'est longtemps fondée, à l'échelle d'un bassin versant par exemple, sur des relations pluie-débit. On peut également évoquer l'ensemble des éléments constitutifs d'un système hydrologique, et des sciences associées, mais la liste est longue, à la hauteur de notre perception de la richesse du système. Elle intègre notamment des fractions d'autres systèmes comme l'écosystème des écologues ainsi que la zone critique dans son ensemble, définie en partie par son rôle vital pour l'Homme, et dont l'étude requiert par nature une synergie scientifique (Figure 0.1, Banwart et al. 2013).

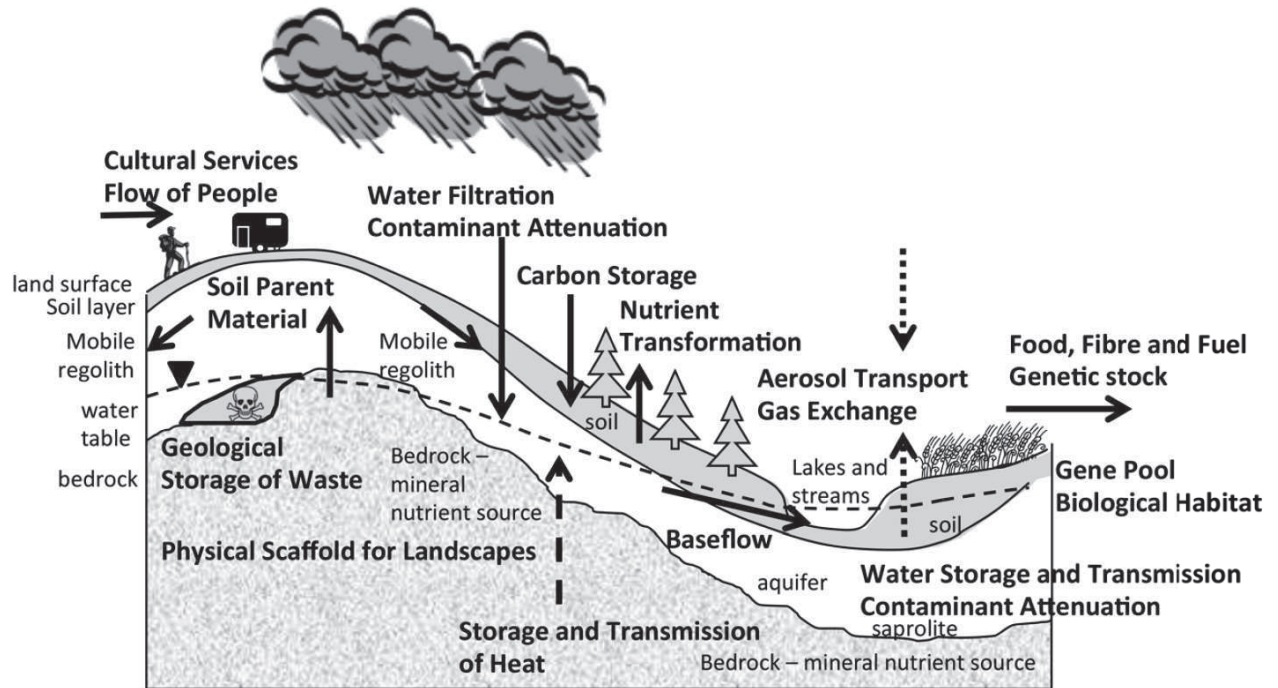


Figure 0.1: zone critique et flux de matière et d'énergie. D'après Banwart et al. (2012); Banwart et al. (2013).
critical zone with matter and energy fluxes.

Le présent travail s'intègre dans un tel système d'étude. Plus précisément, il vise à qualifier et quantifier l'apport de la gravimétrie, la mesure du champ de pesanteur terrestre, à l'étude d'un système hydrologique dans le contexte des zones de socle soudanienne d'Afrique de l'Ouest.

Ce travail est piloté par un vaste système d'étude de la mousson Ouest-Africaine et de son interaction avec le cycle hydrologique continental. Plus spécifiquement, il se focalise sur une échelle relativement locale du nord-Bénin en zone soudanienne de socle et en tête du bassin de l'Ouémé, principal fleuve du pays. Des incertitudes concernant les bilans hydrologiques et les processus de redistribution d'eau dans un système marqué par une forte hétérogénéité spatiale ont suscité une dynamique de diversification de la mesure, incluant la prospection géophysique « classique » et la gravimétrie, dont le potentiel –dans tous les sens du terme– reste à apprécier, sinon à quantifier.

Les enjeux sociétaux et scientifiques de l'étude sont nombreux. Les prévisions climatiques et météorologiques souffrent encore d'une mauvaise représentation des processus clés de redistribution des masses d'eau et de couplage entre les eaux souterraines, les surfaces continentales et l'atmosphère, connus pour être fondamentaux (Lebel et al. 2009; Peugeot et al. 2012; Karbou et al. 2012; Roehrig et al. 2013; Taylor et al. 2013). En effet, si les perspectives du réchauffement climatique tendent à une hausse des températures en Afrique de l'Ouest (IPCC 2013), la modélisation de différents scénarios montre une grande incertitude sur le futur des précipitations, illustrant des lacunes importantes dans la représentation des processus.

Des perspectives de changement d'occupation des sols, notamment sous forte pression anthropique (le taux démographique du Bénin par exemple est de 3.1%, l'un des plus forts du monde), risquent de fortement perturber le cycle hydrologique, et à plus grande échelle, son interaction avec l'atmosphère. Des conséquences plus directes sur les inondations fréquentes à l'aval, au sud du Bénin, sont également attendues.

Les eaux souterraines sont suffisamment abondantes en zone de socle, mais sont difficilement mobilisables, en partie du fait d'une mauvaise appréciation des propriétés des aquifères (MacDonald et al. 2012).

La compréhension des bilans et processus hydrologiques du cycle de l'eau, ainsi que la détermination des propriétés des aquifères, sont donc fondamentales dans une perspective de développement socio-économique et de gestion des risques environnementaux. De plus, seule une bonne représentation dans un schéma de modélisation des processus dominants (à supposer qu'ils aient été clairement identifiés) offre la possibilité d'étudier un système hydrologique dans un état transitoire (changement d'occupation des sols, changements climatiques, prélèvements et restitutions d'eaux souterraines...). De telles études sont fondamentales au regard des changements rapides que subit l'Afrique de l'Ouest, et souffrent encore de lacunes

dans la compréhension et la représentation des processus, particulièrement ceux concernant la dynamique interne des bassins versants.

Les objectifs portés par ce mémoire visent à améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique des zones de socle sous climat soudanien par un recours à la gravimétrie, intégrée à d'autres méthodes géophysiques et hydrologiques développés autour des points suivants :

- Les propriétés d'aquifère, et plus particulièrement la porosité de drainage, sont soumises à la complexité d'un milieu hétérogène de socle. La Résonance Magnétique des Protons (RMP) permet une estimation de ce paramètre, généralement comparé à la porosité déterminée par essai de pompage. La gravimétrie, sensible aux variations de masses, permet de quantifier les volumes sollicités lors des variations de niveau de nappe. Elle offre donc des perspectives intéressantes de confrontation au signal RMP.
- Le bilan d'un système hydrologique souffre généralement de la mauvaise connaissance de deux termes principaux : l'évapotranspiration (terme principal du bilan) et la variation de stock du système (souvent déterminé par fermeture du bilan). La gravimétrie apporte une contrainte directe au bilan par l'estimation des variations de stock. De plus, les pertes de masse vers l'atmosphère (évapotranspiration) sont incluses dans le signal gravimétrique, et donc ce dernier est susceptible d'apporter une information sur ce flux.
- L'état d'un système hydrologique, comme un bassin-versant, soit la distribution des stocks d'eau en son sein, contrôle également les écoulements. La mesure des variations spatio-temporelles de stock d'eau à l'échelle du bassin versant est donc propice à une identification de processus de genèse d'écoulements. Or l'appréciation de tels mécanismes de dynamique interne souffre encore d'une prise en compte limitée des propriétés du sous-sol, et particulièrement de leur distribution spatiale. La géophysique de proche surface semble donc toute indiquée pour soutenir l'information gravitaire.

Le présent travail est donc structuré par la volonté de définir les intérêts et limites de la gravimétrie, selon les échelles, à répondre aux objectifs posés, et transposables à d'autres contextes. Ceci suppose l'analyse conjointe de spécifications techniques concernant la mise en place, les protocoles, et le traitement des données de gravimétrie, qui font appel à une instrumentation actuelle lourde et coûteuse pour laquelle les objectifs scientifiques doivent être clairement définis au préalable de la mise en œuvre.

La question de l'échelle est inhérente d'une part aux problématiques soulevées et, d'autre part, aux gravimètres déployés pour y répondre. La conceptualisation de processus hydrologiques, ainsi que les bilans hydrologiques, ne suivent pas les mêmes règles selon les échelles. Il s'agit d'une question centrale dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques régionaux employés pour la gestion de la ressource : comment opérer le changement d'échelle ? Ces remarques suggèrent le plan suivant, défini en quatre grandes parties, elles-mêmes structurées en chapitres à la fin desquels des synthèses partielles sont disponibles :

- ⇒ Une première partie définit précisément le cadre général de l'étude : les enjeux sociétaux et scientifiques, et synthétise l'état des connaissances sur les processus et bilans hydrologiques du site d'étude local, en lien avec l'échelle régionale. L'occasion est également donnée de faire le point sur l'hydrogravimétrie, de donner au lecteur un aperçu des potentialités de la méthode, et d'identifier les enjeux de son développement.
- ⇒ L'analyse de la porosité de drainage par gravimétrie absolue, jointe aux mesures électriques, électromagnétiques et hydrologiques, sera développée à l'échelle de la parcelle, définie dans ce cas par la zone d'empreinte de la mesure gravimétrique sur le site (<100m). En se basant sur un gravimètre supraconducteur très précis, mais relatif, les échelles temporelles de l'évènement à l'interannuel seront analysées et l'évapotranspiration fera l'objet d'une tentative d'estimation. A ce niveau, des limites sont identifiées, et une attention particulière est prêtée aux spécifications techniques requises pour un déploiement idéal de la mesure gravimétrique.
- ⇒ A cette même échelle, la formalisation des processus identifiés dans un schéma de modélisation à complexité croissante (modèle empirique, conceptuel, puis physique à une ou trois dimensions) est confrontée aux observations disponibles, incluant la gravimétrie, pour préciser les limites des

connaissances acquises sur le site d'étude. Cette partie met l'accent sur l'hétérogénéité spatiale de la parcelle, par une caractérisation des unités lithologiques, des gammes de variations des paramètres hydrodynamiques et des comportements saisonniers des variations spatiales du stock mesurées par microgravimétrie. La confrontation entre la modélisation unidimensionnelle et celle à trois dimensions permet d'apporter de nouveaux éléments au changement d'échelles locales.

- ⇒ A l'échelle du petit bassin versant (16ha), un réseau de mesures microgravimétriques est mis en place, couplé à des mesures de stock d'eau (sonde à neutrons), de niveaux de nappes, et à des prospections géophysiques. L'objectif est d'identifier les processus de redistribution d'eau, et de faire le lien avec les observations et résultats obtenus à l'échelle de la parcelle.

Cette thèse se place dans un cadre clairement interdisciplinaire. Les communautés des hydrologues et des géodésiens ayant des vocabulaires différents, deux chapitres sont proposés dans la suite de cette introduction, à vocation de synthèse des principes et termes essentiels, propres à chaque communauté, auxquels ce travail fera référence par la suite. Les termes importants de chaque discipline y sont abordés : évapotranspiration, déformation élastique, modèle conceptuel ou attraction newtonienne, pour ne citer qu'eux. La décision de lecture est laissée à l'appréciation de chacun en fonction de son niveau de connaissances dans un domaine plus ou moins éloigné (mais en constante voie de rapprochement).

QUELQUES RAPPELS...

Cette partie préliminaire a pour vocation à introduire le lecteur aux notions sur lesquelles se base le développement de ce mémoire, en essayant de définir au mieux les termes et concepts propres aux deux disciplines concernées: l'hydrologie et la gravimétrie. Un premier chapitre propose de suivre le cycle de l'eau pour faire un tour d'horizon des processus et bilans hydrologiques, ainsi que de leur représentation. Un second chapitre est dédié à la mesure gravimétrique, approche métrologique de rigueur au propos de ce mémoire.

This preliminary section is a brief introduction to terms and concepts used in the present work and related to the two main disciplines concerned: hydrology and gravimetry. A first chapter follows the water cycle to introduce the reader to hydrological processes and budgets, together with their representations. A second chapter is devoted to gravity measurements, in a metrological approach required by this work.

CHAPITRE I

CYCLE DE L'EAU: PROCESSUS ET BILANS

Ce court chapitre introductif se focalise sur le cycle de l'eau. Les parties qui le composent traduisent implicitement d'un cheminement le long de ce cycle, avec une focalisation progressive vers l'eau souterraine, dont les variations de stockage sont la cible de l'hydrogravimétrie. Les termes moteurs du cycle de l'eau sont mentionnés dans une première section, permettant de définir le processus fondamental d'évapotranspiration. Le devenir de l'eau précipitée est ensuite analysé sous le prisme de la « seule équation hydrologique » (Blöschl 2006), le bilan hydrologique, outil méthodologique central à l'hydrologie. Le sous-sol, dans lequel la part de l'eau qui intéresse l'hydrogravimétrie transite, fait l'objet d'une description de ses propriétés de stockage et de transport, en détaillant les principes physiques communément admis (mais souvent limités) régissant le maintien et le déplacement de l'eau souterraine. Finalement, la représentation de parties du cycle hydrologique par le biais de la modélisation est introduite en distinguant différentes catégories de modèles.

I.1. GÉNÉRALITÉS

A l'échelle de la Terre, ou échelle globale, le cycle de l'eau (Figure I.1) est une réponse aux forçages induits par l'énergie solaire, en présence du champ de pesanteur. Une fraction de l'énergie radiative qui atteint la surface terrestre se convertit, en présence d'eau et si celle-ci est disponible, en flux de chaleur latente par un processus communément appelé évapotranspiration. Ce terme désigne deux mécanismes principaux qui contribuent à cette (re)mobilisation de l'eau des surfaces vers l'atmosphère : l'évaporation, où la disponibilité de l'eau est déterminée par les forces qui la retiennent à la surface terrestre (par exemple, les forces d'attraction moléculaires, pouvant être très importantes lorsque le milieu est très sec) ; et la transpiration des végétaux où cette disponibilité est contrôlée par le flux de sève des plantes, actionné si de l'eau du sol peut être prélevée par le système racinaire et évacuée via l'ouverture des stomates.

L'essentiel de l'évaporation est produite sur les océans. Le flux d'eau pouvant être prélevé d'une surface non limitée en eau est contrôlé par l'énergie radiative disponible à sa mobilisation, ainsi que par les variables atmosphériques comme par exemple l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent qui définissent la demande évaporatoire de l'atmosphère. Au sens large, on parle d'évapotranspiration potentielle (ETP) pour définir cette « demande » atmosphérique, qui est l'évapotranspiration maximale que le milieu peut fournir si son eau est disponible. Pour uniformiser ce concept, on fait souvent appel à la notion d'évapotranspiration de référence (ET₀), qui est l'évapotranspiration d'une surface de référence (un gazon) non limitée en eau. Lorsque la surface n'est pas en condition d'évaporation de référence (humidité de l'air importante, couverture nuageuse significative, manque d'eau dans le sol etc.), on parle d'évapotranspiration réelle (ET_r). L'ET_r est généralement inférieure à ET₀.

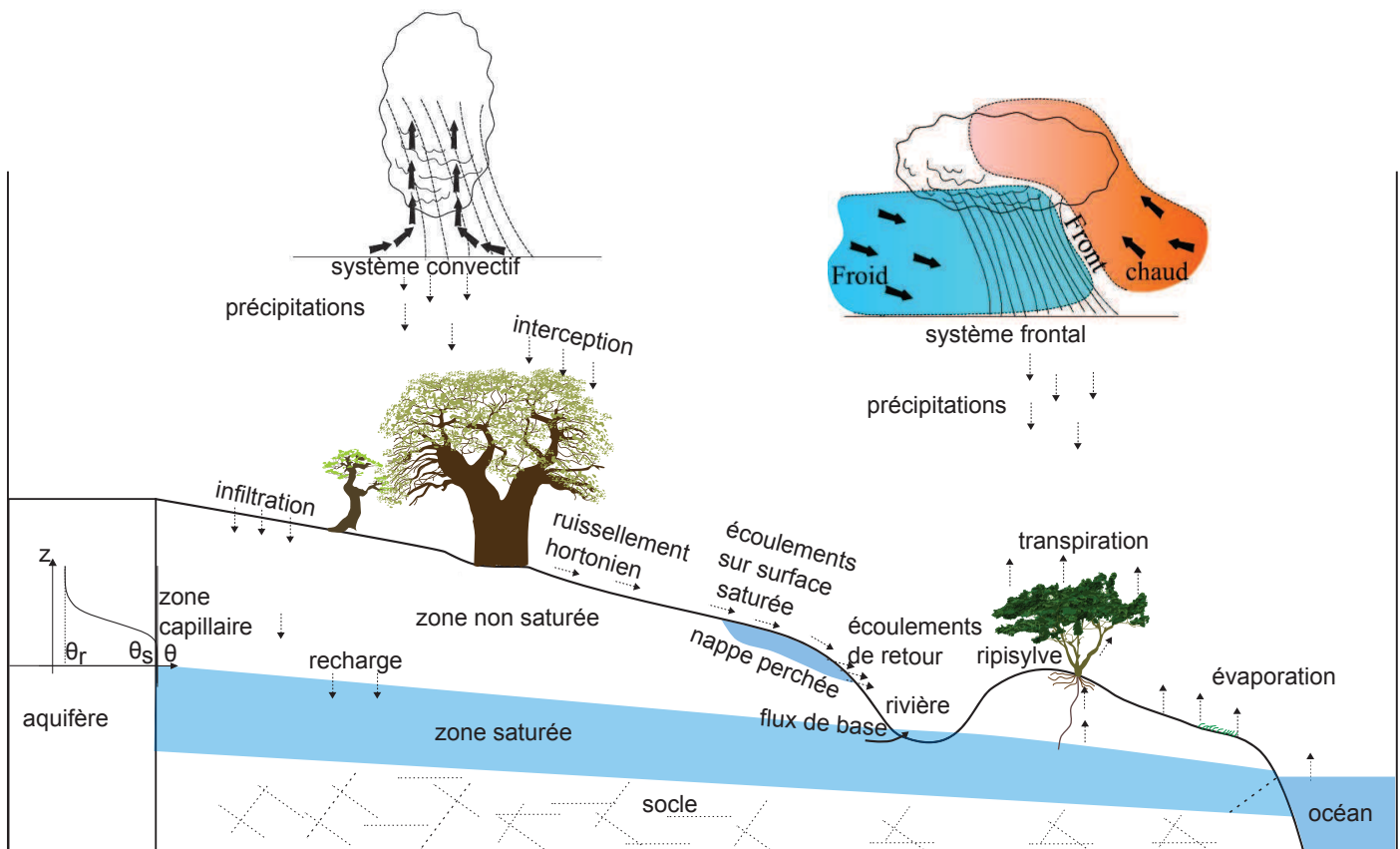


Figure I.1: vision schématique du cycle de l'eau continental. Types de précipitations d'après <http://echo2.epfl.ch>.
Simplified view of the hydrological cycle.

L'énergie radiative incidente, à l'échelle globale, varie en fonction de l'inclinaison de la Terre par rapport au plan de l'écliptique, donc au premier ordre, selon les saisons et la latitude. Cette énergie est également motrice des masses d'air dans l'atmosphère et avec elles du transport de la vapeur d'eau.

I.2. BILANS HYDROLOGIQUES

Les précipitations transfèrent les masses de vapeur d'eau vers la surface terrestre constituée d'un assemblage de systèmes hydrologiques. Lorsque l'eau tombe sur les continents, les actions conjointes de la force de pesanteur et de l'ETP, selon l'état du système hydrologique considéré, permettent de définir la redistribution des masses d'eau. Le bilan de masse de ce système est appelé *bilan hydrologique*. Celui-ci peut s'écrire sous de nombreuses formes, selon les mécanismes de redistribution de masses possibles (écoulement en rivière, écoulement souterrain, écoulement diffus sur des surfaces imperméables, infiltration profonde, évapotranspiration...), et les différentes entités susceptibles de stocker ou de transférer de l'eau (nappe phréatique, zone non-saturée, neige, réservoir,...). Le bilan est composé essentiellement de flux, dont les valeurs instantanées sont difficiles à obtenir. Il est donc établi par intégration sur des échelles de temps choisies selon la taille des systèmes étudiés, les temps de transferts et les objectifs posés.

Dans le bilan, un terme intéresse tout particulièrement le présent travail : le stock d'eau. C'est le volume d'eau présent dans le système hydrologique considéré à un instant donné. On peut lui attribuer une distribution spatiale au sein de ce système, mais dans l'intérêt de la formulation d'un bilan, on le réduit à sa seule propriété de volume. On peut écrire par exemple

$$\Delta S = P - ETr - Q \quad (I.1)$$

où

- ΔS est la variation de stock (le changement d'état du système),
- P , le cumul de précipitations, est le terme d'entrée du système,
- ETr , l'évapotranspiration réelle, et Q , représentant les écoulements (surface, souterrains), sont les termes de sortie du système.

En général, à grande échelle, $P > ETr > Q$, et dans un système à l'équilibre, ΔS est en moyenne nulle sur une certaine période. Pour des raisons de commodités, et parce que l'hydrologie concerne largement des surfaces, le volume est très souvent exprimé en *hauteur d'eau équivalente*, c'est-à-dire ramené implicitement à une surface unitaire. C'est aussi conceptuellement préférable, d'une part car il existe une certaine cohérence spatiale des phénomènes de précipitation, et d'autre part car l'eau tend à retrouver son équilibre gravitaire. Ce point sera abordé plus avant. Ainsi, les « volumes » correspondent à des *mm* (1 litre ($10^{-3}m^3$) sur $1m^2$), ce qui revient en termes de masse à des $kg.m^{-2}$, pour une densité de l'eau de $1000kg.m^{-3}$.

Un bilan hydrologique s'applique nécessairement sur un domaine spatial bien défini. Localement, il peut par exemple être établi sur une colonne de sol, où l'un des termes de sortie pourrait être la percolation profonde, si l'on ne s'intéresse pas au devenir de l'eau qui transite par le fond de la colonne.

Une unité hydrologique fréquemment considérée est celle du bassin-versant, défini comme une aire au sein de laquelle toute eau qui participe aux écoulements, même via un transit par la sub-surface, alimente un exutoire unique. Cette surface est délimitée par des lignes de partage des eaux, qui coïncident souvent avec les lignes de crêtes topographiques. La force de pesanteur est à l'origine des écoulements au sein d'un réseau de drainage, qui tendent à transporter les masses d'eau vers une équipotentielle de pesanteur, plus communément appelée le géoïde. Point de rencontre de la géodésie et de l'hydrologie, le géoïde est défini par le niveau moyen des mers, qui traduit cet équilibre d'un fluide incompressible dans le champ de pesanteur terrestre.

Au sein d'un bassin, donc, de nombreux processus sont responsables de la redistribution des masses d'eau. On pourra se référer au livre de B. Ambroise (Ambroise 1999), qui décrit une vision conceptuelle du système hydrologique qu'est le bassin versant.

A. Musy¹ distingue trois types d'écoulements (voir Figure I.1) :

- » les écoulements de surface, souvent associés au terme « ruissellement »,
- » les écoulements de subsurface (ou hypodermiques) considérés comme des écoulements internes rapides,
- » les écoulements souterrains, ou écoulements de base, par contributions des zones saturées en profondeur.

Parmi les processus d'écoulements de surface, on peut citer :

- » l'écoulement –ou ruissellement– hortonien lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration des sols (Horton 1933),
- » l'écoulement sur surfaces saturées lorsque les sols sont saturés et que l'infiltration n'est par conséquent plus permise (Dunne & Black 1970).

Parmi les processus d'écoulements de subsurface, on peut citer :

- » les écoulements de retour, lorsqu'une zone saturée alimente la surface (exemple des sources),
- » les écoulements préférentiels, notamment par le biais des macropores, pouvant former des systèmes connectés dont la perméabilité dépasse de plusieurs ordres de grandeur celle de la matrice de sol environnante (e.g. Mosley 1979; Noguchi et al. 1997a; Weiler & Naef 2003).

Après et pendant une pluie, le débit à l'exutoire du bassin versant varie selon un hydrogramme présentant différentes contributions (Figure I.2). L'augmentation rapide du débit provient généralement des écoulements de surface, tandis que des contributions plus tardives découlent de la subsurface, limitée par la perméabilité du milieu. Le débit de base concerne la contribution des nappes phréatiques, et implique des vitesses plus lentes de transfert d'eau, d'abord verticalement lors de la percolation vers la nappe, puis latéralement lors de l'écoulement souterrain saturé.

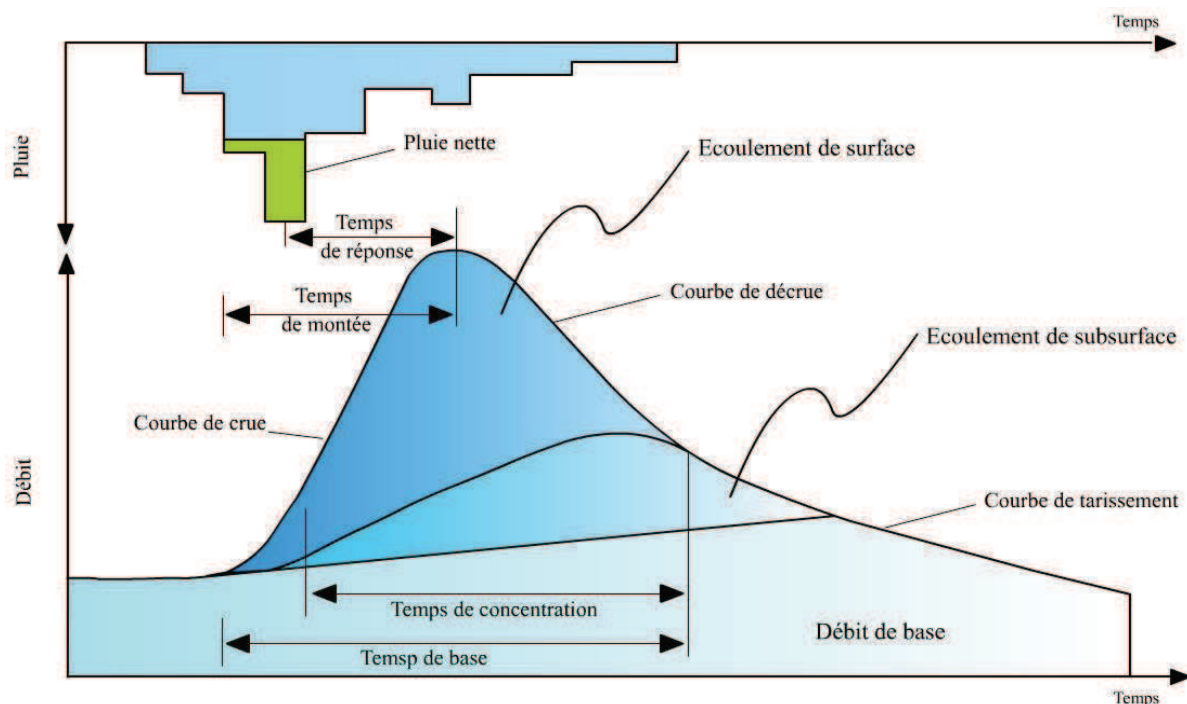


Figure I.2: hydrogramme synthétique. D'après <http://echo2.epfl.ch>.
Synthetic hydrogram.

I.3. ZONES SATURÉES ET NON SATURÉES

Une fois à la surface du sol, l'eau est susceptible de pénétrer dans les pores du sol sous l'action de la pesanteur et des forces de succion liées aux tensions superficielles, qui seront détaillées dans la suite. Deux paramètres physiques du milieu contrôlent le mouvement de l'eau à l'échelle macroscopique, et donc en partie son accessibilité: la porosité (le rapport du volume des pores de la roche, sur le volume total de roche considérée) et la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique (K , [$L.T^{-1}$]) est la capacité du milieu à produire de l'écoulement. Ce paramètre est étroitement lié à la distribution des pores et à leur connectivité, et dépend de l'état hydrique (teneur en eau θ , [$L^3.L^{-3}$]) du milieu : plus un sol est saturé en eau, plus la conductivité hydraulique est importante. L'équation de base qui décrit l'écoulement de l'eau est l'équation de Darcy généralisée:

$$q = -K(\theta)\text{grad}(H) \quad (1.2)$$

où q [$L.T^{-1}$] est le flux et H [L] la charge hydraulique, qui est l'expression du potentiel de l'eau dans le sol. L'écoulement se fait donc des potentiels forts vers les potentiels faibles. La charge hydraulique décrit l'énergie du système soumis à deux forces à l'échelle d'un sol : la force de pesanteur, et la force capillaire, ou force de tension superficielle entre l'air, l'eau, et la surface des grains qui souvent s'oppose à la pesanteur. Le bilan d'énergie (négligeant l'énergie cinétique) permet de définir la charge hydraulique :

$$H = z + h \quad (1.3)$$

où z [L] est l'altitude et provient de l'énergie potentielle de pesanteur, et h [L] est le potentiel matriciel, déduit des forces capillaires en milieu poreux. h est négatif dans un sol non saturé, les forces capillaires dominant, et positif dans un sol saturé et augmentant avec la profondeur. En conditions hydrostatiques H est donc constant dans une colonne saturée. H correspond au *niveau piézométrique*, le niveau de l'eau observé dans un puits.

Physique des sols

A l'aplomb d'une nappe, un sol non saturé comprend un profil d'humidité, ou teneur en eau (θ), à l'équilibre. Il est défini par la distance à la zone saturée, ainsi que par la géométrie et le volume des pores. Les pores les plus étroits étant susceptibles de conserver de l'eau par capillarité même quand la nappe est basse (loi de Jurin). La relation $h(\theta)$ dans un sol non saturé est appelée *courbe de rétention* et définit au premier ordre les propriétés de rétention d'eau du milieu considéré. La Figure I.3 illustre ce profil de manière schématique, ainsi que différents volumes d'eau et porosités qui seront définis dans la suite.

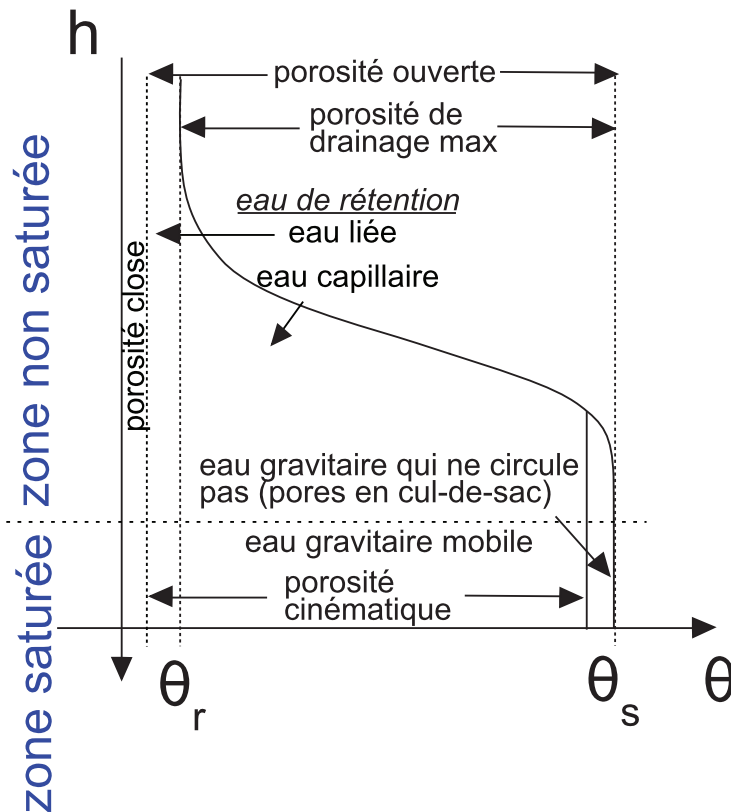


Figure 1.3: courbe de rétention type : eau du sol et porosités. Potentiel matriciel (h) en fonction de la teneur en eau θ . θ_r est la teneur en eau résiduelle, θ_s est la teneur en eau à saturation. Modifié d'après Vouillamoz (2003).

Retention curve : soil water and porosities. Matric potential (h) as a function of water content θ . θ_r is the residual water content and θ_s is the saturated water content.

Des estimations de ce comportement ont été proposées, *via* des relations $h(\theta)$. On peut citer par exemple les relations de Mualem-van-Genuchten (Mualem 1976; van Genuchten 1980), obtenues à partir d'un modèle statistique de distribution de tailles de pores, et qui décrivent au même titre l'écoulement en milieu non saturé par la dépendance de K avec h (équation (1.4)).

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-(1-1/n)} \\ K = K_s \cdot \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^l \cdot \left[1 - \left(1 - \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{l/(1-1/n)} \right)^{1-1/n} \right]^2 \end{array} \right. \quad (1.4)$$

Les paramètres θ_r [$L^3.L^{-3}$] et θ_s [$L^3.L^{-3}$] désignent respectivement la teneur en eau résiduelle et la teneur en eau à saturation (Figure 1.3). h_g [L] est un paramètre d'échelle, lié à la position du point d'inflexion de la courbe de rétention. n [-] (>1) est un paramètre de forme : plus il est faible, plus la pente au point d'inflexion est forte, et donc plus fortes sont les propriétés de rétention du matériau (Figure 1.3). l [-] est relativement constant dans les sols et régulièrement fixé à 0.5. K_s [$L.T^{-1}$] est la conductivité hydraulique à saturation.

Un aquifère est un autre type de système hydrologique: le réservoir susceptible de contenir des réserves en eaux souterraines, dont la disponibilité au prélèvement anthropique est facilitée dans la zone saturée : la nappe phréatique. On peut ici faire un bref point sur l'hydrogéologie.

La zone saturée, aquifère et nappe

La ressource en eau souterraine est fondamentale pour l'Homme, étant un stock relativement stable face aux changements de surface, et possédant également des propriétés qualitatives, grâce au rôle filtrant des sols. Les nappes phréatiques sont généralement rechargées par infiltration au travers d'une zone non-

saturée, la *zone vadose*, sous l'action des gradients de potentiels décrits précédemment. La recharge est définie comme le flux d'eau descendant atteignant la nappe, et contribuant de ce fait au stockage de l'eau souterraine (Healy & Scanlon 2010). On distingue la recharge diffuse, lorsqu'une grande partie des sols de la zone contribue par infiltration directe à la recharge de la nappe, de la recharge localisée, au droit de zones d'infiltration préférentielle (fractures, zones d'accumulation...). Une nappe peut être rechargée latéralement par une rivière, comme elle peut être drainée par celle-ci. La disponibilité de l'eau souterraine est étroitement liée aux caractéristiques du milieu de stockage.

Une nappe est dite libre lorsque la surface de nappe réelle (le toit de la nappe) correspond au niveau d'eau observé dans un piézomètre. Elle n'est pas contrainte. Une nappe captive est confinée entre deux niveaux imperméables : elle est sous pression et la matrice poreuse se comprime. Un forage dans un tel aquifère donnera une lecture de niveau supérieur à celui du toit de la nappe. Enfin, une nappe est définie comme perchée lorsque la couche de sol saturée surmonte une couche non saturée. Ce phénomène est rendu possible par un contraste fort de perméabilité entre les deux couches.

La porosité totale d'un aquifère est le rapport du volume des pores de la roche au volume total de roche considérée. Lorsque le milieu est saturé, la teneur en eau du milieu est égale à la porosité, ou très proche, si des pores fermés sont inaccessibles au fluide. Parce qu'il y a souvent une dynamique associée à l'eau souterraine, qui se déplace dans cet espace poral dont les formes peuvent être variées (fissures, interstices, poches...), des sous-définitions de porosités, concernant des rapports de volumes mobilisables inférieurs à la porosité totale sont nécessaires (Figure I.3, Vouillamoz (2003)). La porosité ouverte est celle qui permet à l'eau de circuler. La porosité close n'est pas accessible (pores « fermés »). Parmi la porosité ouverte, un sous-ensemble définit l'eau liée, qui concerne le volume d'eau susceptible d'être retenu à la surface des grains par les forces d'attraction moléculaires. La porosité cinématique correspond au volume d'eau, en conditions saturées, susceptible de circuler au sein d'un aquifère sous l'effet d'un gradient de charge. Finalement, la porosité de drainage correspond au volume d'eau susceptible d'être drainé sous la simple action de la pesanteur. Dans un cas idéal où une nappe voit son niveau diminuer sous l'effet d'une vidange par le bas, le volume d'eau sollicité par cette vidange s'écrit simplement :

$$D = \Delta h \cdot S_y \quad (1.5)$$

où D est le drainage, volume exprimé en lame d'eau équivalente, Δh est la variation de hauteur piézométrique et S_y est la porosité de drainage (pour *Specific Yield* en anglais).

Ces paramètres sont en réalité définis essentiellement pour des applications macroscopiques : ils sont représentatifs d'un certain volume de sol. Par exemple, une matrice peu poreuse de roches cristallines présente une très faible perméabilité. En revanche, elle est susceptible d'être traversée par des fissures et fractures, qui sont elles très perméables.

I.4. MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

La modélisation d'un système hydrologique est une étape incontournable qui permet de formaliser des processus hydrologiques identifiés, d'interpoler des séries discontinues d'observation, de tester des hypothèses de fonctionnement, d'identifier des lacunes conceptuelles, de tester des scénarios, de servir d'aide à la gestion... Les modèles sont des représentations simplifiées du système hydrologique, mis en œuvre pour répondre à des objectifs précis.

Les modèles sont généralement *forcés* par des variables climatiques, les variables d'*entrée* (précipitations, ETP, ou température, rayonnements incidents,...), et définis par des paramètres, physiques ou non (lire « mesurables sur le terrain, ou non »). On parle de *calage* lorsque les paramètres du modèle sont ajustés pour que les variables de *sorties* (ou pronostiques) correspondent aux observations (débits, humidité du sol, niveau piézométrique...). Le calage peut être opéré manuellement, en reposant sur l'expertise de l'hydrologue, ou bien automatiquement, souvent *via* un échantillonnage dans l'espace des paramètres. On parle dans ce cas plutôt d'*inversion*. Un modèle est *validé* lorsque ses paramètres ont été calés sur une certaine

période, puis que l'on a testé sa réponse sur une autre période, dite de validation.

Une notion importante est celle d'échelle (Blöschl & Sivapalan 1995): la définition d'un modèle hydrologique est intrinsèquement liée à l'échelle à laquelle il se place. On distingue les modèles distribués, pour lesquels l'unité spatiale de base est une maille du système hydrologique (par exemple un point d'un bassin versant), des modèles globaux où l'unité de base est un système hydrologique (de type bassin versant), en passant par les modèles semi-distribués, lorsque le modèle est découpé en sous-unités supposées homogènes (Ambroise 1999). L'échelle de définition est également temporelle : quelle période simuler ? On peut distinguer des modèles continus, et des modèles événementiels. Avec quelle résolution temporelle ? Ces questions sont nécessairement posées au modélisateur qui adaptera la dimension du modèle aux objectifs spécifiques.

Ces échelles conditionnent le comportement hydrologique, ainsi que les observations qui seront pertinentes, et les paramètres susceptibles d'être calés. Par exemple, la pluie peut être considérée uniforme à l'échelle d'un champ, mais plus à celle d'un bassin versant de plusieurs milliers de km². A l'échelle d'un bassin versant, on caractérise l'écoulement par le débit à son exutoire. Celui-ci, s'il est la seule variable de calage, ne permet pas de renseigner précisément la distribution des comportements internes du bassin versant et un modèle local ne permettra pas de simuler la diversité spatiale des processus de redistribution latérale, et échouera certainement dans la simulation des débits de l'échelle supérieure.

On peut séparer les modèles en trois classes distinctes selon la nature des relations mathématiques utilisées: les modèles empiriques, les modèles conceptuels, et les modèles à bases physiques. Les modèles empiriques ne sont basés sur aucune représentation de processus, ce sont des modèles mathématiques qui doivent nécessairement faire l'objet d'un calage.

Les modèles à base physique

Ils sont généralement basés sur des équations de conservation (masse, énergie) et supposent la définition de conditions aux limites pour leur résolution, souvent par méthodes numériques. Historiquement, ils ont été développés pour l'étude de domaines particuliers d'un système hydrologique, avec pour objectifs de représenter au mieux la physique des transferts :

Les SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer), par exemple, résolvent les bilans d'eau et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère. Le modèle Common Land Model (CLM, Dai et al. 2003) en est un exemple, qui sera appliqué au cours de ces travaux. Ces modèles servent à évaluer les interactions surface-atmosphère et n'intègrent pas de redistributions latérales.

Les modèles d'écoulement en zone saturée/non saturée sont basés sur les relations décrites précédemment. Par exemple, MODFLOW (Harbaugh & McDonald 1996), Hydrus (Simunek et al. 2005) ou ParFlow (Ashby & Falgout 1996; Jones & Woodward 2001), font partie de cette classe de modèles. La reprise évapotranspiratoire est généralement simplifiée dans ces modèles au profit de la modélisation de la redistribution de l'eau dans la zone non saturée et saturée.

La tendance actuelle va vers une modélisation intégrée (comprenant l'ensemble des processus) du cycle hydrologique sur le bassin, souvent opérée par couplage de différents modèles. C'est par exemple le cas pour le modèle couplé ParFlow-CLM (Maxwell & Miller 2005).

On peut citer également le système GLDAS (Global Land Data Assimilation System), qui propose quatre modèles de surface (Noah, CLM, Mosaic et VIC) définis sur un maillage de 0.25°, permettant d'estimer les composantes du bilan hydrologique (états de surface et flux) à l'échelle globale (Rodell et al. 2004). Les modèles ne sont pas couplés à l'atmosphère, mais leurs champs de forçages sont issus d'observations (précipitations, radiation incidente) et d'analyses de systèmes d'assimilation de données atmosphériques. L'originalité de ce système réside dans sa capacité à assimiler des données de surface disponibles, et son adaptation possible aux nouveaux produits satellitaires (humidité du sol, température de surface, végétation...). Le système permet notamment l'accès à l'humidité de la zone non saturée (les aquifères ne sont pas pris en compte), avec une résolution spatiale de 0.25°, et temporelle de 3 heures.

Un intérêt fondamental de ces modèles réside dans le caractère physique des paramètres qui sont donc mesurables, dans certaines conditions, sur le terrain, ou par télédétection. Bien sûr, le corolaire de ceci est qu'il peut être extrêmement difficile de renseigner tous ces paramètres, souvent très nombreux, qui se heurtent également aux contraintes des réalités physiques du terrain (échelle représentative, hétérogénéité du milieu...). Un modèle à bases physiques idéal n'a donc pas besoin d'être calé: tous ses paramètres ont été mesurés sur le terrain, et sont représentatifs de l'échelle d'application du modèle. En réalité, ce cas n'est jamais rencontré, et des analyses de sensibilités aux différents paramètres doivent être entreprises.

On pourra noter une ambiguïté dans la définition sémantique d'un modèle à base physique, dont l'applicabilité n'est pas universelle, de par l'empirisme de la physique décrite à l'origine à partir des analyses de données spécifiques à des échelles de temps et d'espace, et par les conditions aux limites requises par ces modèles (Beven & Young 2013; Beven 2014). Par exemple, les équations de Darcy-Richards négligent les macropores et le phénomène d'écoulement préférentiel, et ne représentent donc pas entièrement la physique des processus naturels. Or la plupart des modèles basés sur ces équations sont qualifiés de physiques, et bien peu d'entre eux intègrent une prise en compte explicite de tels phénomènes.

Les modèles conceptuels

La formalisation de processus hydrologiques peut se faire de manière simplifiée, par des relations dites conceptuelles liant les variables d'entrées aux variables de sorties, et définies à partir des processus fondamentaux identifiés sur le terrain. Par exemple, un terme couramment employé dans le jargon hydrologique est celui des « modèles à boîtes », où les boîtes en question représentent des compartiments stockant, réservoirs physiquement identifiés sur le terrain, ou pas, avec certaines capacités de stockage, et des relations définissant les transferts entre chaque unité. Par exemple, le modèle global GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journaliers, (Makhlouf 1994)) est un modèle à deux réservoirs et quatre paramètres.

Par opposition aux modèles à bases physiques, les modèles conceptuels ne reposent généralement pas sur des paramètres mesurables sur le terrain, et doivent nécessairement être calés. De plus, une mauvaise appréciation des processus peut compliquer sévèrement l'usage de tels modèles, et si des modèles mal définis sont tout de même capables de simuler correctement les variables cibles, ce peut être pour de mauvaises raisons. Par exemple, un modèle hydrologique peut très bien simuler les écoulements tout en estimant mal les termes ETr et stockage (l'un compensant l'autre). Ce problème d'indétermination est classique en modélisation et rejoint des problématiques propres à la géophysique (par exemple, le cas des solutions multiples respectant des mesures de résistivités apparentes).

Ces modèles s'appliquent souvent à des objets hydrologiques, comme des bassins versants. Ils peuvent être basés sur des paramètres physiques, comme la topographie. C'est le cas du modèle semi-distribué TOP-MODEL (Beven & Kirkby 1979), pour lequel des indices de similitudes topographiques sont définis, traduisant des comportements identiques. Le caractère semi-physique de ce modèle traduit bien la difficulté à classifier les modèles hydrologiques selon la pertinence physique de leur représentation de processus. Récemment, Beven & Young (2013) ont proposé de ne plus distinguer qu'entre modèles *déductifs* (dont la structure est définie à l'amont de l'emploi des données observées) et *inductifs* (dont la structure est définie à partir des données observées).

I.5. CONCLUSION : DE L'IMPORTANCE DE LA VARIABLE D'ÉTAT

La complexité du système hydrologique, de par la multitude de mécanismes de transferts d'eau susceptibles de s'y dérouler, a poussé à étudier séparément des compartiments ou objets hydrologiques (continuum sol-plante-atmosphère, zone saturée, bassin versant...) en y analysant les flux entrants et sortants (précipitations, débits, évapotranspiration...). La multitude des possibles en termes de conceptualisation de processus complexes a entraîné un foisonnement de représentations (modèles) dont les définitions sont basées sur des objectifs spécifiques, desquels ne devraient pas être écartée l'application desdits modèles.

Le rapide tour d'horizon du cycle de l'eau de ce chapitre a été quelque peu développé autour de la variable d'état que sont le stock d'eau et ses distributions spatiales au sein du système hydrologique consi-

déré. Cette variable, centrale au bilan hydrologique, a longtemps été négligée dans la plupart des études, par les limitations techniques à sa mesure. Une mesure piézométrique donne accès aux fluctuations des toits de nappes, dont l'estimation des volumes associés nécessite de connaître les propriétés de stockage de l'aquifère. De plus, une telle mesure ne permet pas l'accès à la zone non saturée. Les sondes d'humidité sont ponctuelles, souffrent de limitations dues à leur besoin de calibration, et demandent de déployer des stratégies d'interpolation pour être transposées aux échelles pertinentes d'application. Ainsi, le terme de stockage, ou plus précisément de stockage actif (McNamara et al. 2011) ou variations de stocks, est souvent obtenu par fermeture du bilan hydrologique, en estimant/mesurant les flux entrants et sortants.

Cependant, le stock d'eau est en réalité une variable fondamentale qui contrôle notamment les termes de sorties du bilan. En effet, l'évapotranspiration n'est possible que lorsque l'eau est disponible, et les écoulements sont contrôlés en partie par la distribution spatio-temporelle des stocks d'eau (Zehe et al. 2005; Kirchner 2009). De telles considérations ont emmené certaines communautés à recentrer l'hydrologie autour de cette variable d'état (Spence 2010; McNamara et al. 2011; Tetzlaff et al. 2011).

Malgré cela, les difficultés techniques à la mesure des variations de stock persistent, bien que des méthodes novatrices émergent, dont le potentiel reste à développer. Par exemple, les sondes à neutrons cosmiques (Zreda et al. 2008; Zreda et al. 2012), les méthodes électromagnétiques comme la RMP (Vouillamoz 2003; Boucher 2007; Descloitres 2011), ou l'analyse des multitrajets en GPS (Larson et al. 2008) peuvent être citées. Aucune de ces méthodes ne possède le pouvoir d'intégration de la gravimétrie, qui par une sensibilité directe aux masses permet un suivi des stocks d'eau limité essentiellement par la précision instrumentale. Le chapitre suivant présente les grands traits de cette technique.

CHAPITRE II

LA MESURE GRAVIMÉTRIQUE TEMPORELLE

Si la principale force motrice du cycle de l'eau est l'énergie radiative du soleil, la plus puissante à l'échelle globale est certainement celle de la pesanteur. L'eau s'écoule, afin de rejoindre un état d'équilibre sur une équipotentielle de pesanteur, plus communément appelée le *géoïde*. Dans le jargon hydrologique, on parle d'océan : le géoïde est défini par le niveau moyen des mers, qui traduit cet équilibre d'un fluide incompressible dans le champ de pesanteur terrestre. Une telle surface de référence a donc servi très tôt à la détermination des mesures altimétriques, comme définissant un niveau zéro. L'emphase est donnée ici sur la mesure, car elle conditionne fortement la capacité de la gravimétrie, de par la précision instrumentale, à servir l'hydrologie. De plus, c'est l'instrumentation qui a dirigé les techniques d'analyse de données ainsi que les modèles théoriques (Crossley et al. 2013). Un développement riche de cette thématique peut être trouvé dans cette dernière référence.

II.1. UNE VISION STATIQUE

« Deux corps de masses m_1 et m_2 s'attirent avec une force dont l'intensité est proportionnelle au produit de leurs masses et à l'inverse du carré de la distance r qui les sépare » :

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

où $G (= 6.67428 \cdot 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2})$ est la constante de gravitation. Il s'agit de la loi universelle de la gravitation telle qu'énoncée par Newton. Elle définit la force *gravitationnelle*. La force de *pesanteur* (\vec{P}) est la résultante de la force gravitationnelle et de la force *centrifuge*, issue de la rotation terrestre. La *gravité* (\vec{g}) est alors l'accélération due à la force de pesanteur à la surface de la Terre et agissant sur toute masse tel que :

$$\vec{P} = m \cdot \vec{g} \quad (\text{II.2})$$

De plus, g dérive d'un potentiel, tel que $g = |\nabla \Phi|$, où Φ est le potentiel de pesanteur, qui est la somme du potentiel gravitationnel, lié à la masse de la Terre, et du potentiel centrifuge. L'équipotentielle de pesanteur passant par le niveau moyen des océans, le *géοide*, sert de surface de référence altimétrique. La direction orthogonale à cette surface est la *verticale*, telle que données par le fil plomb, et correspond par construction à la direction du champ de pesanteur.

La gravimétrie mesure l'intensité de la gravité, donc la composante verticale. A l'échelle globale, g varie d'abord avec la latitude, du fait de la force centrifuge: l'intensité est maximale aux pôles ($9.932 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) et minimale à l'équateur ($9.780 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$). La gravité diminue également à mesure que l'on s'éloigne de la surface terrestre, la distance aux sources augmentant. On parle alors de gradient à l'air libre, et si sa valeur diffère selon la position de l'observateur dans le champs, elle est en moyenne proche de $-3 \text{nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$.

II.2. UNE VISION DYNAMIQUE, QUI CONDITIONNE LES ORDRES DE GRANDEUR

Un autre potentiel peut être introduit, le potentiel de marée, lié à un astre exerçant une influence gravitationnelle sur la Terre. Ce potentiel est lié à la position relative du point d'observation à la surface de la Terre, et de l'astre considéré, et induit donc une variation temporelle du champ de pesanteur à la surface de la Terre, du fait des mouvements relatifs des astres en question. D'autres effets ont pour conséquence de faire varier la gravité au cours du temps, en un point d'observation, et seront décrits ultérieurement.

Si la gravité absolue s'exprime en $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ à la surface de la Terre, du fait de son intensité, d'autres unités sont impliquées dans ses variations temporelles. Les unités du système international employées pour les variations temporelles du champ de pesanteur sont classiquement des $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$, mais une grande partie de la communauté utilise encore le mGal ($10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) et le μGal ($10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$). En hydrogravimétrie, les gammes de variations considérées supposent l'emploi du μGal ou du $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$, sachant donc que $1 \mu\text{Gal} = 10 \text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$. On peut rapidement noter, bien que cela sera développé par la suite, que $1 \mu\text{Gal}$ correspond à l'effet d'une lame d'eau infinie de 24mm d'épaisseur. La mesure au sol dédiée à l'étude des variations temporelles de la gravité doit se focaliser sur des ordres de grandeurs nettement inférieurs à la valeur absolue en surface, et requiert donc des instruments précis.

II.3. LES INSTRUMENTS DE MESURE

Deux types d'instruments sont distingués: les gravimètres *absolus*, capables de mesurer la valeur de la gravité, et les gravimètres *relatifs*, capables de mesurer des différences de gravité. Ces derniers instruments reposent sur un système asservi qui maintient une masse à une position de référence, et dont la force néces-

saire à ce maintien est mesurée et traduit des variations de gravité auxquelles est soumise la masse. On distingue les gravimètres supraconducteurs, très précis et non mobiles, des micro-gravimètres, instruments pouvant servir à spatialiser la mesure sur le terrain. La Figure II.1 présente une sélection de gravimètres.

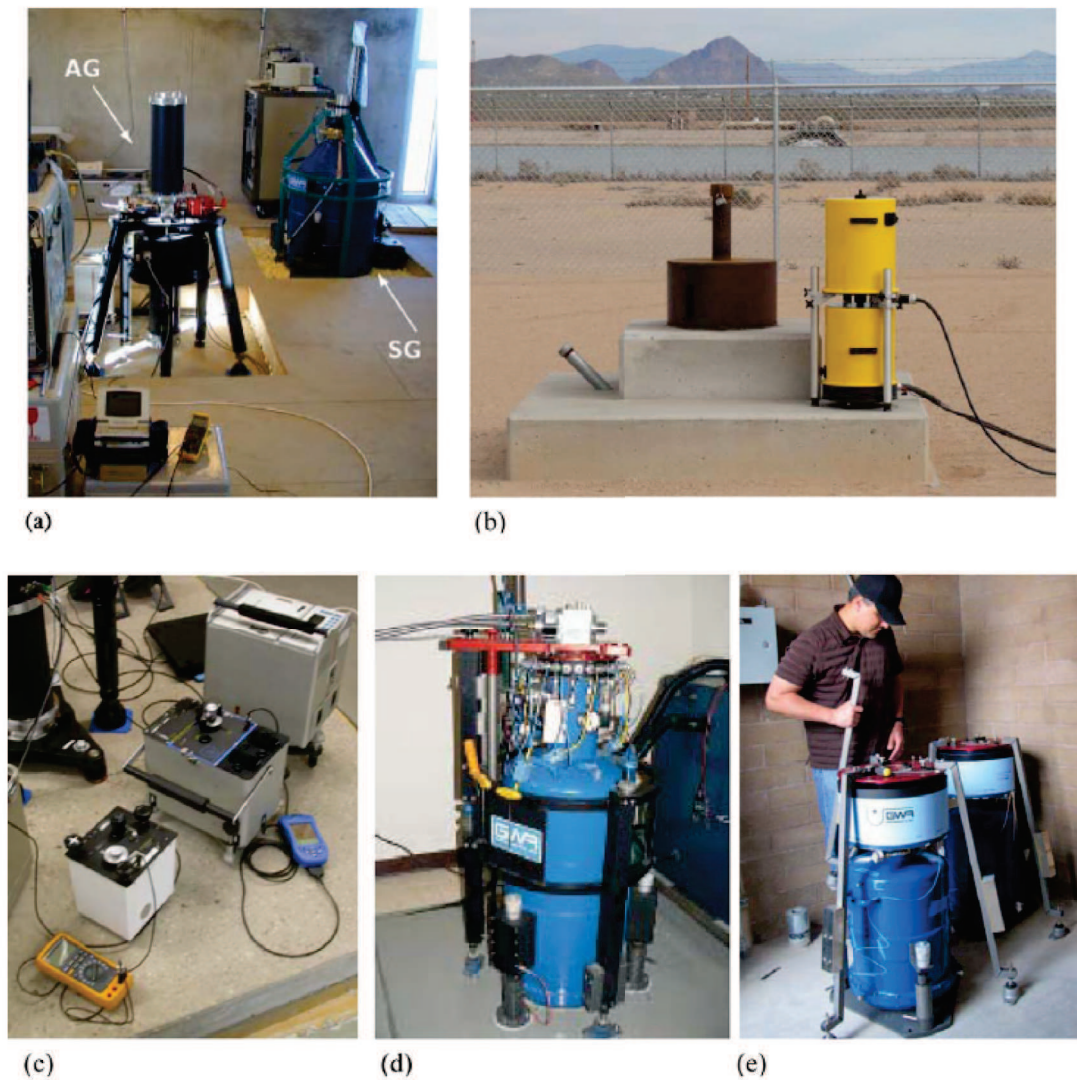


Figure II.1: une sélection de gravimètres : absolus : a) instrument FG5 (AG) et b) A10 ; supraconducteurs : d) OSG et e) deux iGrav ; microgravimètres : c) de gauche à droite : Lacoste & Romberg modèle G, ZLS Burris et Scintrex CG3. D'après Crossley et al. (2013).

A selection of gravimeters : absolute : a) FG5 (AG) instrument and b) A10; superconducting: d) OSG and e) two iGrav; microgravimeters: c) from left to right: LaCoste & Romberg G model, ZLS Burris & Scintrex CG3.

Gravimètre absolu

Le premier gravimètre absolu est un pendule : il donne accès à la valeur de la gravité en tout endroit de la Terre. Des gravimètres à chambre de chute ont été développés ultérieurement. Actuellement, deux gravimètres de ce type sont disponibles : le FG5, manufacturé par Micro-g-solutions (Niebauer et al. 1995) et le A10, moins précis. Le présent travail se base notamment sur un instrument de type FG5, et fait l'objet d'une brève description ici. Il s'agit du standard mondial pour la gravimétrie absolue.

Des descriptions complètes du schéma de fonctionnement de l'instrument peuvent être trouvées dans la thèse de T. Jacob (Jacob 2009), ou dans le texte de référence de Niebauer et al. (1995). Un objet (coin de cube) chute dans une chambre à vide, la distance est mesurée par interférométrie laser, et le temps par horloge atomique, donnant accès à son accélération. L'objet est remonté en haut de la chambre de chute toutes les 10s. Une série (« set ») est composée de 100 chutes. Après un ou deux jours, on considère généralement que l'incertitude sur la mesure est dans la gamme 1-2 μ Gal, bien que des opérations d'inter-comparaisons de gravimètres proposent des valeurs plus fortes (Van Camp et al. 2003). L'ensemble du système est isolé du bruit sismique par un sismomètre de type « superspring », longue période. L'appareil, comme tous les

gravimètres, doit être rigoureusement nivelé, afin de bien mesurer la composante verticale de la gravité.

Depuis la commercialisation du gravimètre absolu FG-5 de Microg-Lacoste (Niebauer et al., 1995) au milieu des années 1990, une centaine de ces instruments existe dans le monde dans des laboratoires de recherche ou des institutions. Des prototypes de gravimètre absolu de nouvelle génération, basés sur une interférométrie à atomes froids (Merlet et al. 2010), sont en cours de développement. L'objectif est de proposer un instrument qui soit une alternative crédible au modèle FG5.

Les gravimètres supraconducteurs

Appareils relatifs, les gravimètres supraconducteurs mesurent les variations du champ de pesanteur avec une grande précision ($1\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$), et sont capables d'échantillonner à la seconde. Hinderer et al. (2009b) et Goodkind (1999) proposent des revues concernant ce type d'instruments. La seule entreprise produisant ce type d'instruments est GWR (Goodkind, Warburton, Reineman, du nom des fondateurs).

Deux bobines circulaires génèrent un gradient de champ magnétique agissant comme un ressort et maintenant une petite sphère de Niobium en lévitation. Une troisième bobine d'asservissement maintient la sphère dans sa position, et toute modification du champ de pesanteur sera enregistrée par le courant d'asservissement de cette troisième bobine. Les champs magnétiques nécessaires doivent être extrêmement stables, ce qui ne peut être obtenu qu'en utilisant les propriétés de supraconductivité des matériaux (bobines, sphère). Cette supraconductivité est obtenue par un bain d'hélium liquide à 4K. Le froid est maintenu par une tête froide en haut de l'instrument, qui liquéfie le gaz qui s'évapore, grâce à un compresseur. La réponse instrumentale doit être étalonnée, ce qui est généralement effectué à l'aide d'un gravimètre absolu de type FG5.

Ces instruments sont extrêmement sensibles, et supposent la présence d'un compresseur et d'un système d'acquisition indépendant. Ils sont donc essentiellement fixes, et originellement déployés pour des études géodynamiques pour lesquelles il faut s'affranchir au mieux de toutes perturbations environnementales. Nombre de ces instruments sont donc installés dans des galeries souterraines. La majeure partie de ces gravimètres font partie du réseau GGP² (Figure II.2). La couverture du globe est encore relativement limitée, particulièrement dans la bande équatoriale.

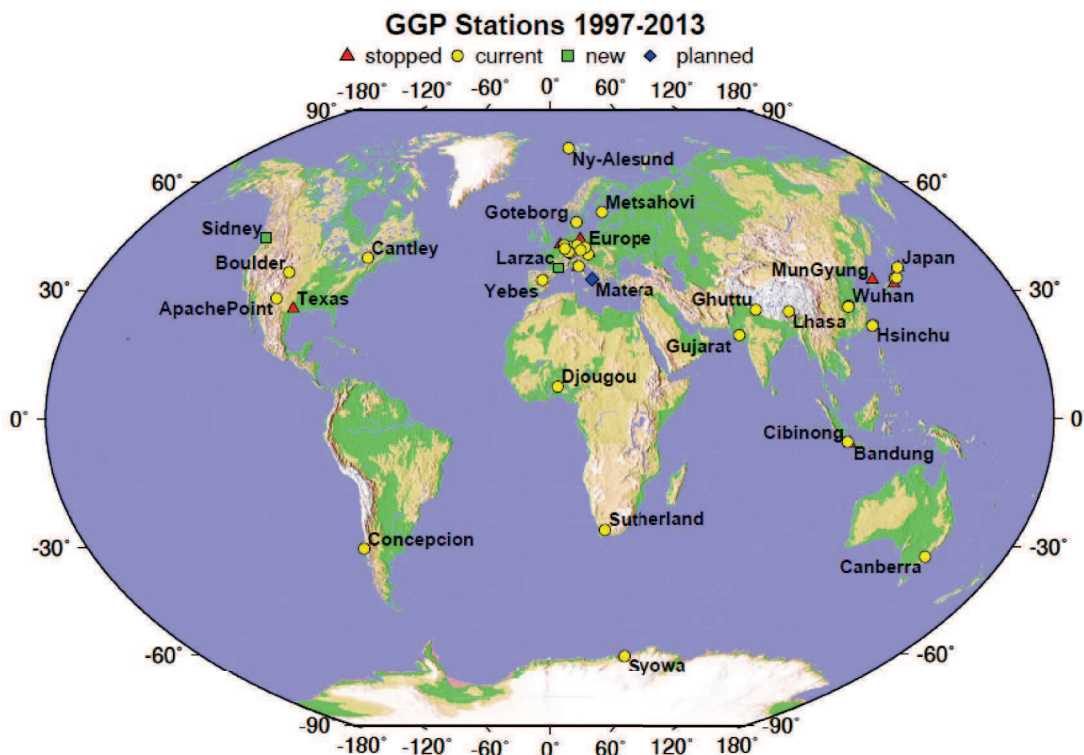


Figure II.2: stations de gravimètres supraconducteurs du réseau GGP (<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>). Gravity stations from the GGP network

Les microgravimètres, ou gravimètres à ressort

Ces gravimètres relatifs, basés sur la mesure de l'allongement d'un ressort, sont utilisés à la fois pour mesurer les variations temporelles de la gravité, et les variations spatiales. Le ressort est situé dans une enceinte isolée thermiquement, souvent thermostatée. Malgré ça, le fluage du ressort au cours du temps entraîne une dérive mécanique qui devient la principale limitation de ce type d'appareils. Parmi les microgravimètres, on peut noter les appareils construits par LaCoste et Romberg (LCR), dont le modèle G (pour géodésique) qui a été mis sur le marché dès 1959, et peut échantillonner g sur une grande plage de valeur. Il est toujours utilisé actuellement, et a largement été employé pour la prospection statique. Un microgravimètre mieux isolé, mais moins transportable est utilisé pour le suivi temporel, car sa dérive s'en trouve largement réduite : le LR modèle ET (pour Earth Tides). Un troisième modèle, le modèle D a une plus grande résolution que le G, mais échantillonne sur une gamme plus petite, il est essentiellement utilisé pour du monitoring. La compagnie Scintrex Ltd, en se basant sur un ressort en quartz, a pu développer les modèles CG3 et CG5. Les gravimètres LR ayant un ressort en métal, il faut les « bloquer » lors du transport, pour éviter les dommages, ce qui résulte en des comportements largement non-linéaires lors de la mise en station de l'appareil. Ce comportement est amélioré avec le CG5, qui devient un appareil efficace à mettre en œuvre sur le terrain. Les dérives de ces appareils restent toutefois fortes, de plusieurs centaines de μGal par jour.

Cette dérive implique qu'une campagne de mesures de terrain soit toujours déployée sous forme de boucles, avec des répétitions à une ou plusieurs stations, afin de la contraindre efficacement, souvent sous l'hypothèse de comportement linéaire, valable pour des périodes de quelques heures.

Le gravimètre CG5 a une *résolution* (la plus petite variation que l'instrument est susceptible de mesurer) de $1 \mu\text{Gal}$ et une *répétabilité* de moins de $10 \mu\text{Gal}$. La masse du ressort est asservie par un capteur capacitif : une variation de gravité sera compensée par un asservissement électrostatique. Cette tension est donc proportionnelle à la variation de gravité, et cette dernière est obtenue via une constante de calibration. Cette constante est obtenue en comparant la mesure d'un CG5 et d'un gravimètre absolus sur une ligne d'étalonnage entre des lieux à forte variation de gravité (e.g. en haut et au pied d'une montagne par exemple). La fréquence d'acquisition de l'appareil est de 6Hz, et il produit en sortie une valeur moyenne sur une période définie par l'utilisateur. L'enceinte du capteur est scellée, afin d'éviter des effets directs de la pression atmosphérique.

II.4. LA GRAVIMÉTRIE, UNE MESURE INTÉGRATRICE

La gravimétrie temporelle est une mesure intégratrice. En effet, une série d'observations peut être écrite comme la somme de plusieurs effets temporels :

$$\begin{aligned} g_{obs}(t) = & g_{perturbations}(t) + g_{marées}(t) + g_{atmosphère}(t) + \\ & g_{mouvement\ du\ pôle}(t) + g_{dérive\ instrumentale}(t) + g_{hydrologie}(t) + \dots \end{aligned} \quad (II.3)$$

Lorsqu'un signal particulier est recherché (e.g. hydrologique), les autres termes doivent être corrigés, afin d'obtenir des *résidus* (g_{res}), par exemple :

$$g_{res} = g_{obs} - g_{modèles} = g_{hydrologie} + \varepsilon \quad (II.4)$$

où $g_{modèles}$ représente les corrections appliquées (des modèles de marées, d'effets atmosphériques...), et comprend les erreurs des modèles et les effets non modélisés. Les effets agissant sur les variations temporelles du champ de pesanteur sont de natures diverses, et l'on peut distinguer les composantes *périodiques* (e.g. marées) des composantes *apériodiques*. La Figure II.3 représente schématiquement les amplitudes des différentes contributions en fonction de leur période. Les marées diurnes et semi-diurnes dominant le signal, pour des fréquences bien déterminées. Les différents effets, ainsi qu'une rapide mention concernant leurs corrections, sont brièvement développés dans la suite, et illustrés dans la Figure II.7, à la fin de ce chapitre.

Surface Gravity Effect

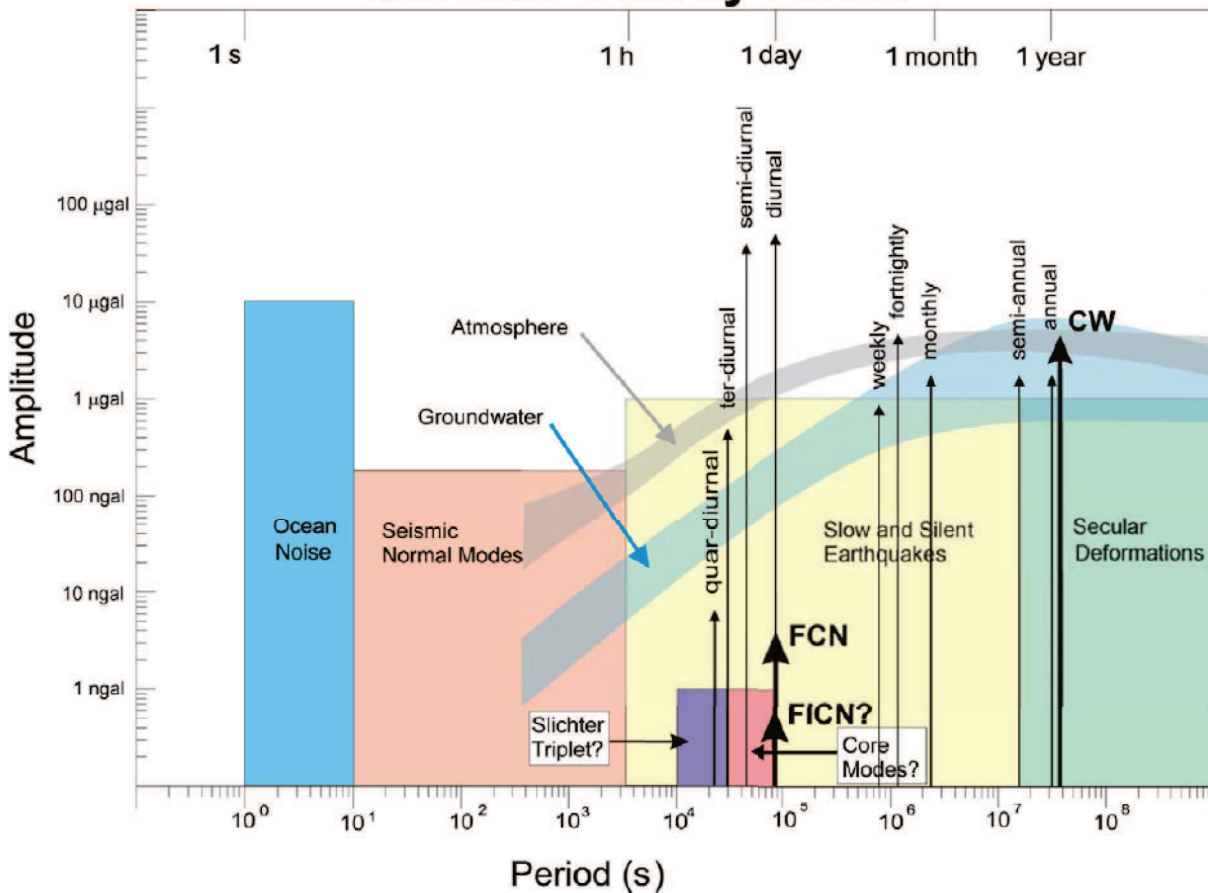


Figure II.3: spectre des contributions aux variations de gravité. D'après Crossley & Hinderer (2008).
Spectrum of contributions to time-variable gravity.

II.4.1. PERTURBATIONS

Une série gravimétrique est rarement intacte. De par la complexité des instruments, il est assez fréquent d'avoir des séries incomplètes, avec des lacunes (*gaps*), voire des sauts (*offsets*), plus graves. Des variations rapides, de type impulsion (*spikes*), sont également fréquentes. La Figure II.7 illustre un cas typique pour un gravimètre supraconducteur. Parmi ces *spikes*, on inclue généralement les signaux sismiques générés par les tremblements de terre. Ces effets doivent être sérieusement analysés, car ils perturbent les analyses ultérieures. Ces opérations de traitement sont essentiellement menées sur les données de gravimètres supraconducteurs et micro-gravimètres. De plus, l'emploi ultérieur de techniques en domaine spectral suppose régulièrement d'avoir une série échantillonnée à pas régulier. Des techniques d'interpolation et de minimisation de résidus, dans le cas des *offsets*, sont dès lors mises en œuvre.

II.4.2. MARÉES

On distingue les marées terrestres des marées océaniques. Les marées terrestres sont des variations au cours du temps du champ de pesanteur en un point d'observation à la surface de la Terre du fait de sa position changeante par rapport à l'astre responsable de la force gravitationnelle perturbatrice. De par les propriétés élastiques de la Terre, cet effet induit également un déplacement essentiellement radial du point d'observation, qui contribue également à modifier la mesure au sol (par le déplacement du gravimètre dans le champ de pesanteur). Les marées océaniques en revanche, sont des réponses d'un fluide au potentiel de marée et entraînent un phénomène de *charge* agissant sur la croûte terrestre. Cette charge induit une déformation qui elle-même modifie la mesure du champ de gravité. Le concept de charge sera explicité par la suite.

Les marées représentent la plus importante force perturbatrice de la mesure gravimétrique tempo-

relle (Figure II.3). Les amplitudes peuvent atteindre $300\mu\text{Gal}$. Les marées les plus importantes sont dues à l'attraction de la Lune et du Soleil sur la Terre. Il existe donc des termes liés à la rotation de la Terre, puis à la révolution de la Lune autour de la Terre, et, enfin, à la révolution de la Terre autour du Soleil. Les autres planètes contribuent également à modifier le potentiel de marée, mais dans une moindre mesure. On peut voir la résultante de la dérivée du potentiel de marée comme une force différentielle entre 1) la force d'attraction de l'astre agissant à la surface de la Terre au point d'observation et 2) la force d'attraction de l'astre sur le centre de masse terrestre (Figure II.4). Ainsi, cette résultante est maximale dans deux configurations : lorsque l'observateur, le centre de masse de la Terre et l'astre sont alignés. De même, la résultante est minimale lorsque l'observateur, le centre de masse de la Terre et l'astre forment un angle droit. C'est pour cette raison que l'on observe des marées semi-diurnes. Les composantes les plus importantes des marées sont les diurnes et semi-diurnes.

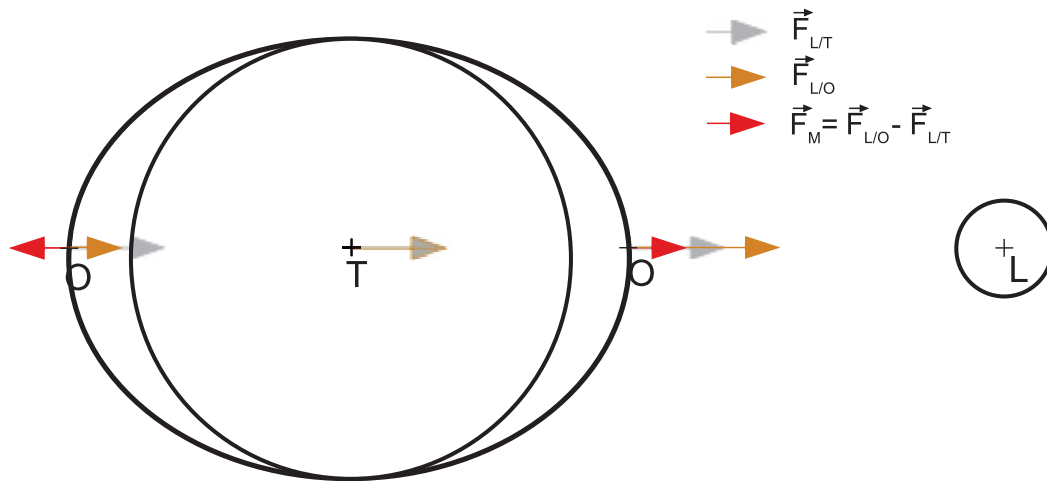


Figure II.4: représentation schématique des forces de marées. $\overrightarrow{F_{L/T}}$ est la force qu'exerce la lune sur le centre de masse de la Terre, $\overrightarrow{F_{L/O}}$ est la force qu'exerce la lune sur un point d'observation à la surface de la Terre. $\overrightarrow{F_M}$ est la force de marée, résultante des deux forces.

Schematic view of earth tides. $\overrightarrow{F_{L/T}}$ is the force of the moon (L) on the Earth center of masses (T), $\overrightarrow{F_{L/O}}$ is the force of the moon (L) on an observation point (O). $\overrightarrow{F_M}$ is the tide.

La réponse élastique à la modification du potentiel total *via* un potentiel de marée Φ_M fait appel à des paramètres élastiques (nombres de Love), définis selon le degré d'expansion en harmoniques sphériques n choisi (la « résolution spatiale ») par le *facteur delta* δ_n , tel que:

$$\delta g_n = \delta_n \frac{\partial \Phi_M}{\partial r} \quad (\text{II.5})$$

où r est la composante radiale en coordonnées sphériques, et δg_n est la variation de gravité induite par le potentiel de marée prenant en compte sa réponse élastique. Le facteur delta est donc le rapport entre la marée solide mesurée par un gravimètre le long de la verticale pour une Terre déformable et celle d'une Terre rigide. Un facteur de phase κ_n est généralement introduit, pour exprimer le délai entre la réponse de marée et la phase du potentiel de marée. Le *facteur gravimétrique* standard élastique de degré 2 calculé à partir du modèle PREM (Dziewonski & Anderson 1981) est $\delta_2 = 1.16$ et $\kappa_2 = 0^\circ$. En réalité, les facteurs varient autour de ces valeurs, car s'ajoutent des effets dus à la rotation, à l'ellipticité, à l'anisotropie ou à la non-élasticité. L'étude de ces paramètres a dirigé une bonne partie de la recherche en gravimétrie, notamment grâce aux gravimètres supraconducteurs.

Ces facteurs peuvent être déduits d'une série d'observation en opérant une *analyse de marée*, qui consiste à ajuster des sinusoides aux fréquences bien connues, sur les observations. En pratique, cette opération est effectuée dans le domaine spectral, ce qui est bien plus efficace étant donné le nombre de sinusoides à ajuster. Les facteurs issus d'une telle analyse, empirique, intègrent l'ensemble des phénomènes perturbateurs, incluant les marées océaniques (de même fréquence).

La correction de marée consiste donc à soustraire aux données un modèle de marée, obtenu soit à partir d'un modèle de Terre théorique et des facteurs gravimétriques standards, soit à partir des facteurs obtenus par analyse de marée. La Figure II.7.a illustre un exemple d'un mois où l'on voit clairement la prédominance des ondes diurnes et semi-diurnes ainsi que la période mensuelle. De plus longues périodes sont visibles dans la Figure II.7.f.

II.4.3. LONGUES PERIODES

Le mouvement du pôle de rotation de la Terre peut conduire à des variations de g de plusieurs μGal et consiste en un terme annuel dû à l'atmosphère et l'hydrosphère, et un terme de 435 jours, connu sous le nom de Chandler, mouvement libre de l'axe de rotation. Les positions de l'axe sont produites par l'IERS (International Earth Rotation Service) et utilisées pour modéliser cet effet afin de le soustraire aux données (Figure II.7.f). Le changement climatique impacte les hautes latitudes avec le rebond post-glaciaire (ajustement isostatique suite à la fonte des glaces) et la fonte des glaces actuelles, qui engendre une réponse visco-élastique complexe (Mémin 2011). Les effets tectoniques peuvent également modifier le champ de pesanteur (Mouyen 2011).

II.4.4. DÉRIVE INSTRUMENTALE

Les gravimètres absolus ne dérivent pas, *a priori*. La dérive des micro-gravimètres de terrain est contrôlée par réoccupation de stations au cours d'une campagne, ou par contrôle à l'aide d'un gravimètre absolu. La très faible dérive des gravimètres supraconducteurs est généralement contrôlée à l'aide d'un gravimètre absolu.

II.4.5. CHARGES, ATTRACTION NEWTONIENNE, ÉLASTICITÉ ET ÉCHELLES SPATIALES : CAS DE L'HYDROLOGIE ET DE L'ATMOSPHÈRE

L'effet d'une *charge* à la surface de la Terre sur un temps relativement court fait appel aux principes de l'élasticité. Cette action est à l'origine de deux effets :

- une attraction newtonienne : la modification directe du champ de pesanteur du fait de la présence de masses dans le système.
- un effet de surcharge, qui entraîne une réponse élastique de la surface, sous la forme d'un déplacement radial et tangentiel.

Pour un observateur au sol (*i.e.* un gravimètre), la surcharge (*elastic loading*) a pour conséquences le déplacement radial dans le champ de pesanteur, induisant un effet à l'air libre, ainsi qu'une redistribution des masses (Figure II.5).

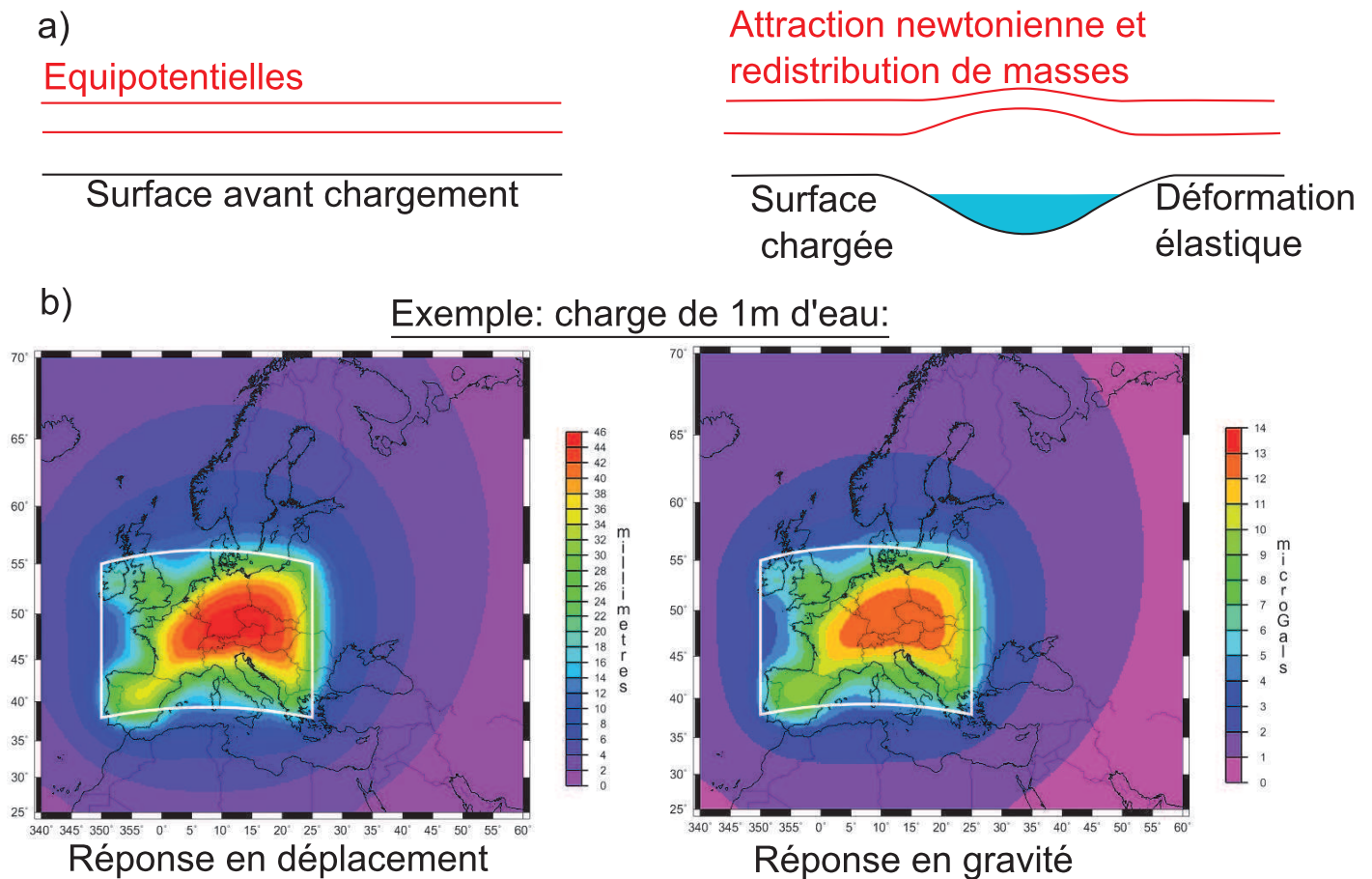


Figure II.5: charge et réponses : une charge à la surface de la Terre crée une attraction newtonienne directe et un déplacement radial impliquant des redistributions de masses profondes. a) les courbes rouges sont des équipotentiels de gravité illustrant l'impact newtonien de la charge et de la redistribution de masses. Modifié d'après Longuevergne (2008). b) La réponse en déplacement d'une charge de 1m d'eau dans le carré blanc et la réponse en gravité due à la redistribution des masses. D'après Florsch & Llubes (2002).

Loading and responses : surface loading leads to a direct newtonian attraction and radial displacement with deep mass redistributions. a) red lines are gravity equipotentials and respond to newtonian attraction and mass redistribution. b) displacement response of a 1m water load applied within the white square and gravity response due to mass redistributions.

Pour une description détaillée de ces phénomènes, on pourra se référer au manuscrit de thèse de L. Longuevergne (2008).

L'effet de surcharge fait intervenir des échelles spatiales conséquentes. Pour qu'il y ait une déformation régionale de la croûte terrestre, il faut une charge significative. Le calcul de ces déformations utilise le concept des fonctions de Green qui donnent la réponse élastique à une charge ponctuelle, étant donné un modèle de Terre. Ces fonctions de Green sont calculées à partir des nombres de Love, définis sur la base d'harmoniques sphériques. En convoluant la distribution de charge avec ces fonctions de Green, on obtient la réponse en déplacement et en gravité en tout point du domaine.

Un service propose un calcul de charge (atmosphérique et hydrologique) pour les stations du réseau GGP, à partir de modèles globaux (Boy 2012, <http://loading.u-strasbg.fr/>).

Cas de l'atmosphère

Les variations de densités dans l'atmosphère se traduisent par des variations de pression. Elles induisent donc un phénomène de charge. La composante élastique n'est significative que lorsque la charge est répartie sur de grandes échelles spatiales (Figure II.6). Elle a tendance, pour une augmentation de pression, à augmenter la gravité, du fait du déplacement de l'instrument vers le centre de la Terre, essentiellement. La

composante newtonienne est importante localement. Elle tend, quant à elle, à diminuer la gravité, du fait de la position des masses au dessus du gravimètre. Plus la colonne atmosphérique considérée autour de la station est grande, plus l'effet newtonien est important (en valeur absolue), par l'intégration de masses à l'aplomb de la station. Pour une certaine ouverture, lorsque le centre de masse de la colonne passe sous la ligne d'horizon, du fait de la courbure de la Terre, l'effet newtonien est à son maximum, et une ouverture plus grande entraîne au contraire une diminution de l'effet newtonien (Figure II.6).

La correction d'un tel effet n'est pas chose aisée, car la distribution des champs de densité dans l'atmosphère n'est pas forcément bien contrainte. Pour une revue des méthodes de correction, on pourra notamment se référer à des travaux mis en œuvre dans le cadre de cette thèse et qui se basent sur deux stations où la dynamique de l'atmosphère est très différente : Strasbourg et Djougou (Hinderer et al. 2014).

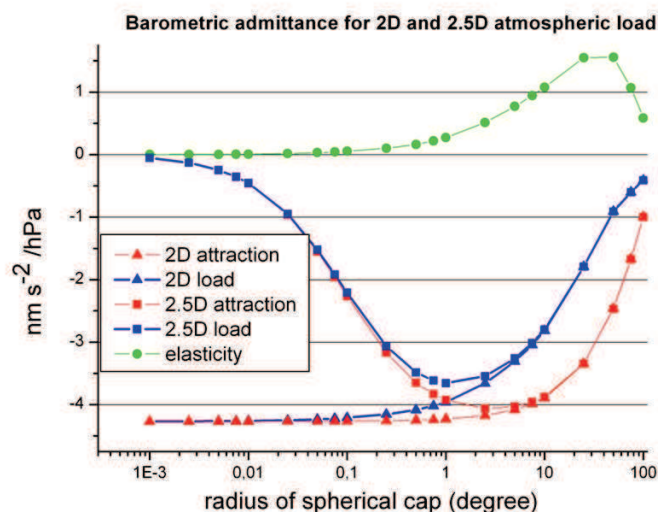


Figure II.6: charge atmosphérique : rapport (admittance) entre la gravité et la pression pour une charge (load) répartie en fonction de la distance à la station. Les termes élastiques et d'attractions sont distingués. Le modèle 2D présente une limite pour les petites ouvertures. D'après Hinderer et al. (2014).

Atmospheric loading : admittance (ratio) between gravity and barometric pressure for a load spread as a function of the distance to the station. Elastic and attraction components are plotted separately. 2D model exhibits a limited behaviour for narrow openings.

Une notion classiquement employée est celle d'*admittance*. Il s'agit du rapport entre la gravité et la pression mesurée localement, au sol. Une admittance scalaire est le modèle de base pour corriger l'effet atmosphérique par une régression simple entre la gravité et la pression (voir par exemple la Figure II.7.b et c). La pression au sol n'étant pas nécessairement représentative des dynamiques régionales, on préfère souvent modéliser directement l'effet dit *non-local* (à partir d'une certaine distance à la station), grâce à des sorties de modèles atmosphériques donnant les champs de pression. L'effet *local* est alors estimé à partir d'une admittance simple.

Cas de l'hydrologie

La charge hydrologique est également décrite par des échelles distinctes. Llubes et al. (2004) décrivent précisément ces échelles : une échelle locale est dominée par l'effet newtonien (et concerne les présents travaux), une échelle intermédiaire (de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres) ne contribue pas significativement, du fait de l'horizontalité des masses par rapport au gravimètre, et une échelle régionale apporte une contribution élastique qui peut être significative, ainsi qu'une attraction directe due à la courbure de la Terre.

Ainsi, la séparation des sources est relativement claire, à condition que l'une des deux contributions (locale ou non-locale) puisse être identifiée. Selon la cible de l'étude, on cherchera à corriger les données de l'un des deux termes.

La charge hydrologique peut donc impliquer des échelles régionales. C'est une des motivations de la mission satellitaire GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) qui propose des solutions décennales du champ de pesanteur avec une résolution spatiale d'environ 400km. La distance entre les deux satellites

de la mission, sur la même orbite, est obtenue par effet doppler via des mesures micro-ondes. Le passage à l'aplomb d'anomalies de gravité engendre un délai dans la réponse en accélération d'un satellite à l'autre. Après corrections des effets connus (marées, atmosphère...), avec la différence que les déplacements radiaux de la surface de la Terre n'influent pas directement la mesure, comme c'est le cas pour les instruments au sol, les variations de masses d'eau continentale peuvent être obtenues. Les premières méthodes de traitement de données proposaient des décompositions en harmoniques sphériques du champ de pesanteur à un mois (Tapley et al. 2004). Plus récemment, une approche par concentration de masses (mascon, pour mass concentration), a permis de diminuer les effets d'aliasing (repliement spectral) et de proposer notamment une solution à 10 jours et jusqu'à 2° (~220km) de résolution spatiale (Lemoine et al. 2007; Rowlands et al. 2010; Sabaka et al. 2010).

Les solutions proposées par GRACE, de même que les distributions des stocks d'eau produits par les modèles globaux (GLDAS par exemple, voir au chapitre précédent) permettent d'estimer ces contributions non-locales (e.g. Boy 2012) et de les corriger dans les données sol, afin de se concentrer sur l'hydrologie locale.

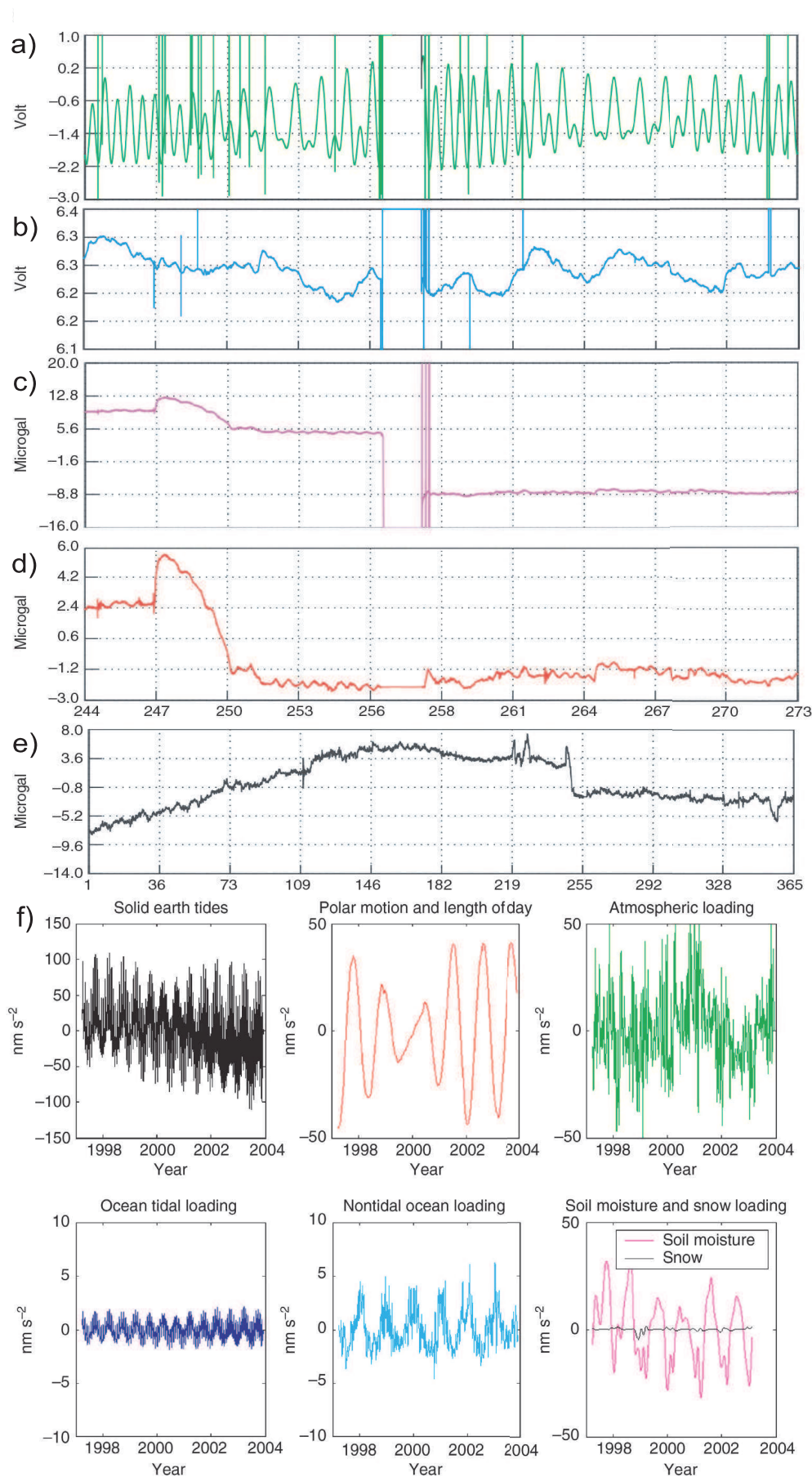


Figure II.7: la mesure gravimétrique temporelle : a-e : traitement des données de la station BO : a) données brutes (1mn) ; b) Pression locale ; c) soustraction d'un modèle de marée et de la pression locale avec une admittance, interpolations de gaps et corrections de spikes ; d) correction d'offset ; e) résidus de gravité pour l'année 1997. f) exemple de contributions à la gravité à Strasbourg. D'après Hinderer et al. (2009b).

Temporal gravity measurements : a-e BO station data processing : a) raw (1mn) data ; b) local barometric pressure ; removal of a tide model and local atmospheric effect with a simple scalar admittance, gap interpolation and spikes corrections ; d) offset correction ; e) gravity residuals for the year 1997. f) examples of gravity contributions at the Strasbourg station.

PARTIE I

CADRE GÉNÉRAL

Cette partie, à forte composante bibliographique, a vocation à proposer une vue globale du cadre de cette thèse, en insistant sur le contexte et les enjeux scientifiques, environnementaux et sociétaux à l'origine de ce travail. Un premier chapitre concerne les enjeux hydrologiques liés à la zone de socle soudanienne, et propose donc une description du contexte environnemental régional, permettant d'introduire les grandes problématiques autour du cycle de l'eau dans cette zone. Le chapitre suivant se focalise sur la zone d'étude, et fait le point sur l'état des connaissances des processus et bilans hydrologiques. Il a également pour objectif d'introduire le lecteur à l'environnement de cette thèse, en faisant état des outils et méthodes disponibles et déployés sur le terrain, préalablement à la définition de ces travaux. De plus, il vise à dégager les points de blocage subsistants, limitant l'appréciation de certains processus hydrologiques, et pour lesquels l'hydrogravimétrie offre un potentiel novateur. Finalement, ce sont ces potentialités hydrogravimétriques qui définissent un dernier chapitre, par la description de l'historique, de l'état présent et des avenir probables de cette science. La synthèse de cette partie propose donc la formulation de la problématique et de la démarche scientifique de ces travaux de thèse.

This section is dedicated to the set up of the general frame in which the present work is developed. Scientific, environmental and societal issues are emphasized at various scales, based on a detailed bibliographic review. A first chapter introduces the main hydrological issues of the West-African hard-rock sudanian area. The opportunity is taken to describe the global West-African environmental context, with a focus on the sudanian zone. The next chapter states the current knowledge regarding to hydrological processes and water budgets on the specific study area. A side-goal of this part is the introduction of the reader to the local frame of hydrological studies development, including tools and methods used and set up prior to the present work. Furthermore, main limits of hydrological processes understanding are enlightened, for which hydrogravity could potentially bring some new insights. Eventually, a last chapter is dedicated to hydrogravity in general, and provides a historical view, a present statement and perspectives for this interdisciplinary field. The synthesis of this section formulates the scientific guidance of this work.

CHAPITRE III

ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE: ENJEUX HYDROLOGIQUES POUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

Ce chapitre concerne la description des enjeux hydrologiques et sociétaux liés au site d'étude, qu'ils soient locaux, à l'échelle du pays, ou régionaux, car l'amélioration de la connaissance des processus et bilans d'un site représentatif, objet du présent travail, peut alimenter une vision plus globale. Une présentation associée au cadre physique de l'ensemble de la sous-région permettra d'appréhender la place qu'y occupe la zone soudanienne de socle.

III.1. CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL GÉNÉRAL

Cette première section vise à dessiner à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest le cadre environnemental dans lequel se placent les études hydrologiques menées régionalement. Il n'a pas vocation d'exhaustivité, mais permet au lecteur non familier du milieu Ouest-Africain de mieux appréhender le contexte de l'étude. De plus, une des spécificités de l'environnement climatique Ouest-Africain est sa cohérence régionale, ainsi que les rétroactions entre le cycle de l'eau continental et l'atmosphère qui engendrent des interactions entre des sous-ensembles régionaux. Pour ces raisons, une vision intégrée des enjeux hydrologiques de la zone soudanienne suppose d'éviter la dissociation d'un site d'étude local de son cadre régional.

III.1.1. CLIMAT

Mousson Ouest-Africaine

Le système de mousson ouest-africaine (MOA) régit le climat de l'Afrique de l'Ouest. De nombreuses études sont consacrées à ce système complexe, ainsi qu'un vaste projet international, le programme AMMA¹. La MOA est une réponse à l'oscillation saisonnière de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) autour de l'équateur selon la position zénithale du soleil entre les deux tropiques. La ZCIT est le lieu de convergence des cellules de Hadley, qui font partie du système planétaire de redistribution de l'énergie de l'équateur vers les pôles. Elle correspond à une zone de forte convection caractérisée par des vitesses verticales très importantes. La MOA se charge en humidité au-dessus de l'océan Atlantique au niveau de la côte guinéenne et des continents, avec un air chaud ascendant, alors que les surfaces continentales surchauffées s'accompagnent de dépressions. Le réchauffement des surfaces océaniques étant limité par la redistribution rapide du surplus d'énergie par les courants et l'évaporation, l'humidité accumulée est redistribuée dans le cycle continental par ces gradients de pression induits, sous le renforcement de l'anticyclone austral de Sainte Hélène au sud (les alizés du sud-est pivotent en un vent de sud-ouest formant le flux de mousson dans les basses couches de l'atmosphère). La MOA est limitée au nord par les alizés du nord-est, plus connus sous le nom d'Harmattan, vent chaud et sec en provenance du Sahara. Ce phénomène oscillatoire de la ZCIT induit un système climatique comptant deux saisons principales en Afrique de l'Ouest, la saison des pluies, et la saison sèche. La durée de la saison des pluies diminue avec la latitude, correspondant à un temps de résidence de plus en plus court de la partie septentrionale de la ZCIT. Le début de la saison humide est généralement caractérisé par un « saut de mousson » qui correspond à un décalage brusque de la ZCIT de 5°N à 10°N à la date du 24 juin \pm 8 jours (Sultan & Janicot 2004). Les zones les plus proches de l'équateur peuvent observer une double saison des pluies, caractérisée par une période sèche et fraîche au cœur de l'été, lorsque la partie méridionale de la ZCIT passe au nord de la zone en question (Figure III.1). La saison sèche est quant à elle caractérisée par les alizés du nord-est qui transportent l'air chaud et sec du Sahara jusqu'aux zones les plus au sud.

1 African Monsoon Multidisciplinary Analysis : <http://www.amma-international.org>, (Redelsperger et al. 2006)

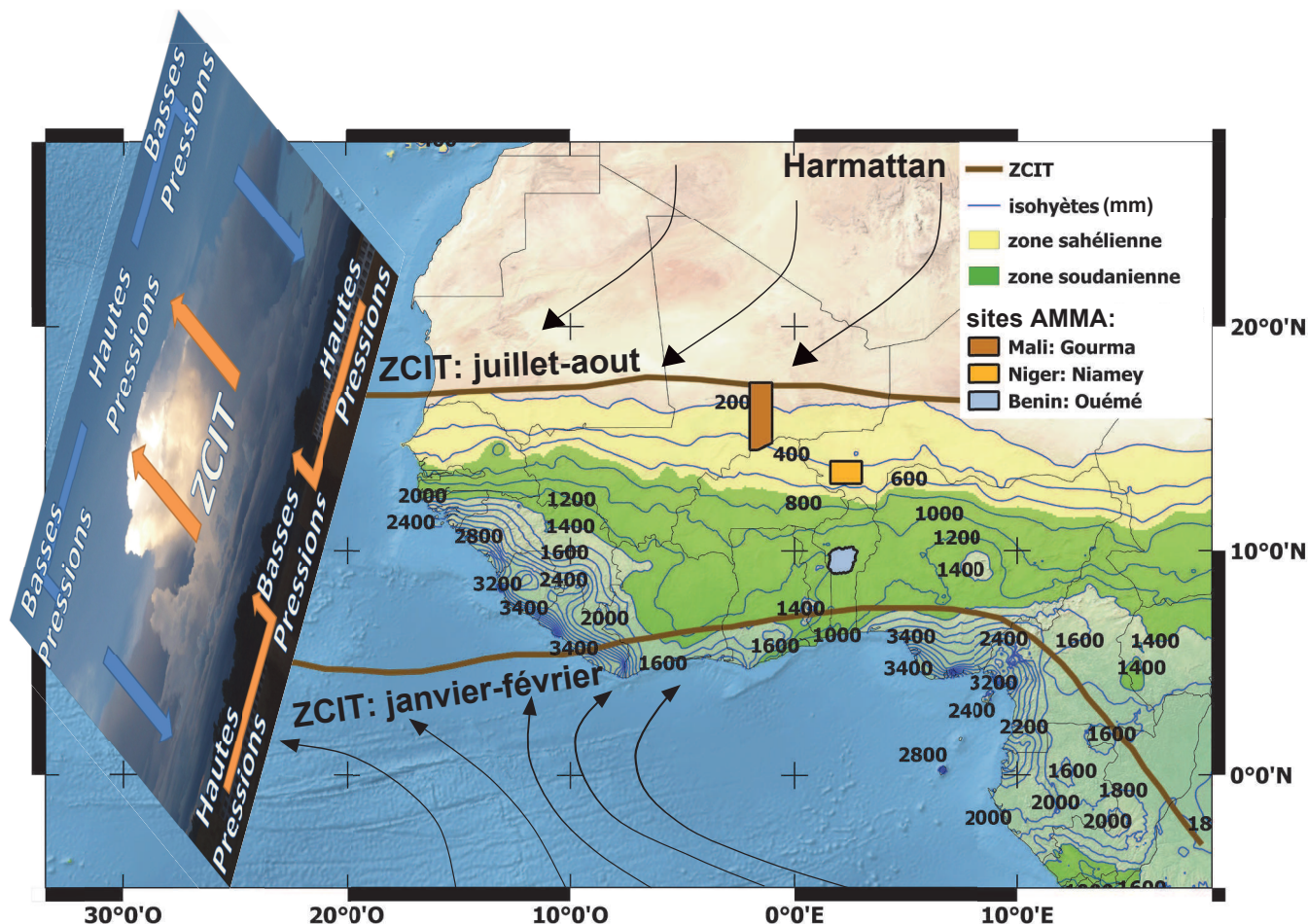


Figure III.1: les isohyètes, ainsi que la définition des zones soudanienne et sahélienne de cette carte se basent sur les moyennes annuelles de précipitations observées pendant la période 1961-1990 par le CRU (Climate Research Unit), et distribuées par AQUASTAT². Le fond de carte provient de données en libre accès³. Crédits photographiques de l'auteur. Les positions extrêmes de la ZCIT sont schématisées.

Isohyetes, as well as soudanian and sahelian areas definitions of this map are based on annual means of observed precipitations on the 1961-1990 period by the CRU, and distributed by AQUASTAT. Map background is derived from open-access data. Photography : author's credentials. Extreme ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone) positions are approximate.

Zones climatiques

Cette oscillation engendre un gradient nord-sud de précipitations très marqué, essentiellement responsable de la distribution latitudinale de la végétation observée à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. On parle alors de gradient éco-climatique (Figure III.1). Ce dernier est à l'origine de la dénomination de grands sous-ensembles régionaux, définis à partir des cumuls annuels moyens de pluie, dont les caractéristiques d'états de surface sont relativement homogènes sur de grandes longueurs d'onde. Leurs limites nord et sud peuvent être résumées au premier ordre à des parallèles. On distingue la zone saharienne (<200mm, aride), la zone sahélienne (200-700mm, aride à semi-aride), la zone soudanienne (700-1400mm, climat tropical sec) et la zone guinéenne (>1400mm, climat tropical humide). Si l'on s'en tient aux isohyètes, la zone soudanienne se prolonge vers le sud derrière les chaînes de montagnes (Guinée, chaîne de l'Atakora) par rapport aux vents de mousson du sud-ouest. Cependant, la définition de cette zone peut également se baser sur des critères plus écologiques, en fonction de la distribution des écosystèmes représentatifs. D'aucuns définissent plutôt la zone soudanienne comme une bande limitée entre 700 et 1100mm, et la zone de transition soudano-guinéenne dans la bande plus humide 1100 – 1400mm.

Précipitations et variabilité

Si la MOA définit une saisonnalité très marquée ainsi qu'une distribution méridienne des précipitations, c'est essentiellement sa variabilité temporelle (lire « les écarts à son cycle moyen ») qui soumet la région à une forte vulnérabilité. Cette variabilité est marquée à toutes les fréquences. Aux longues périodes, on peut

² AQUASTAT- FAO's Information System on Water and Agriculture. <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/gis/index.stm> [Consulté le 2 avril 2014].

³ "Natural Earth": <http://www.naturalearthdata.com/> [Consulté le 1 avril, 2014].

distinguer des phénomènes décennaux, comme la grande sécheresse des années 70-80 (Figure III.2), qui semble avoir perduré au moins jusqu'au début des années 2000 au Sahel (L'Hôte et al. 2002; Dai et al. 2004; Duval & Hector 2008; Mahé & Paturol 2009; Lebel & Ali 2009). A plus court terme, une variabilité interannuelle très marquée soumet l'agriculture, essentiellement pluviale, à une forte pression et une année sèche peut entraîner de sérieux problèmes alimentaires l'année suivante en période de soudure (avant la nouvelle récolte) en l'absence de mesures anticipatives. Au sein d'une saison pluvieuse, l'extrême variabilité de la distribution temporelle (et spatiale) des pluies rend notamment le calendrier des cultures très incertain et amplifie la vulnérabilité aux phénomènes extrêmes (Sultan et al. 2012). Un tel contexte pousse notamment les populations rurales du Sahel à privilégier des pratiques agricoles peu risquées, souvent au détriment de la productivité (de Rouw 2004). Au Sahel, les variations de cumul annuel de pluie sont associées à des fluctuations du nombre d'événements pluvieux, leur intensité moyenne variant peu (Lebel et al. 1997; Le Barbé et al. 2002). Panthou et al. (2014) montrent notamment que la période 2001-2010 est marquée par un déficit du nombre d'événements pluvieux par rapport à la période pré-sécheresse (1950-1969). On peut également noter que la durée d'une saison des pluies n'est pas corrélée au cumul annuel (Balme et al. 2005). Par ailleurs, la variabilité spatiale peut être très forte, avec des gradients locaux de 30mm/km, à comparer au gradient régional latitudinal de 1mm/km (Lebel et al. 1997). Il a été estimé qu'environ deux tiers des précipitations annuelles de la sous-région sont causés par des systèmes convectifs de méso-échelle (10^3 à 10^5 km²), pour une grande part responsables de la forte variabilité spatio-temporelle observée (Peugeot et al. 2011).

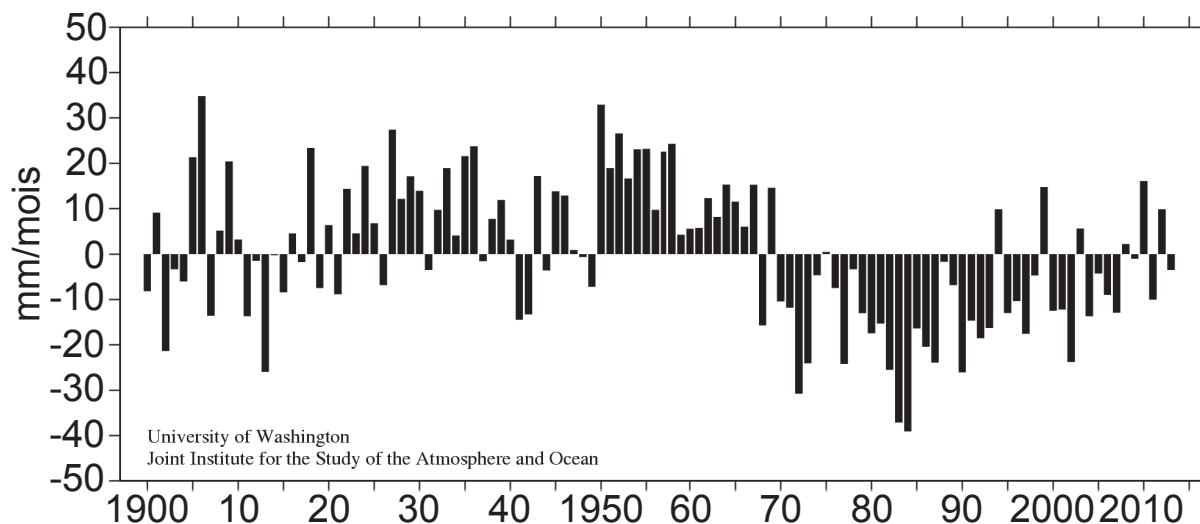


Figure III.2: anomalies de précipitations au Sahel (10 à 20°N, 10°E à 20°W), calculées par rapport à la moyenne sur la période 1900-2013 pour les mois de juin à octobre (données de l'agence NOAA⁴) (New et al. 2000).

Sahel precipitation anomalies.

A ces latitudes, la forte demande évaporatoire de l'atmosphère (évapotranspiration potentielle) est relativement constante au cours de l'année. La satisfaction de cette demande est donc plutôt contrôlée par l'abondance des pluies, concentrées pendant la saison humide (Lebel & Vischel 2005; Ramier et al. 2009). La distribution des cumuls annuels moyens d'évapotranspiration potentielle et de précipitation est montrée dans la Figure III.3. L'évapotranspiration, aux échelles annuelles et mensuelles, représente la majeure partie du bilan hydrologique à l'échelle de la sous-région (Nicholson et al. 1997; Meynadier, Bock, Guichard, et al. 2010; Peugeot et al. 2012). Le bilan E-P (évapotranspiration réelle moins précipitations, Figure III.3) montre un contraste clair entre la zone sahélienne où il est très faible, la quasi-totalité de précipitations retournant à l'atmosphère, et la zone soudanienne, où un excès d'eau est disponible. Il convient de préciser ici que ce bilan est établi par mesures indirectes : les précipitations sont obtenues à partir de mesures satellites et le terme d'évapotranspiration provient d'un projet d'intercomparaison de modèles.

4 NOAA: Global Historical Climatology Network (GHCN): <http://jisao.washington.edu/data/sahel/> [Consulté le 1 avril 2014].

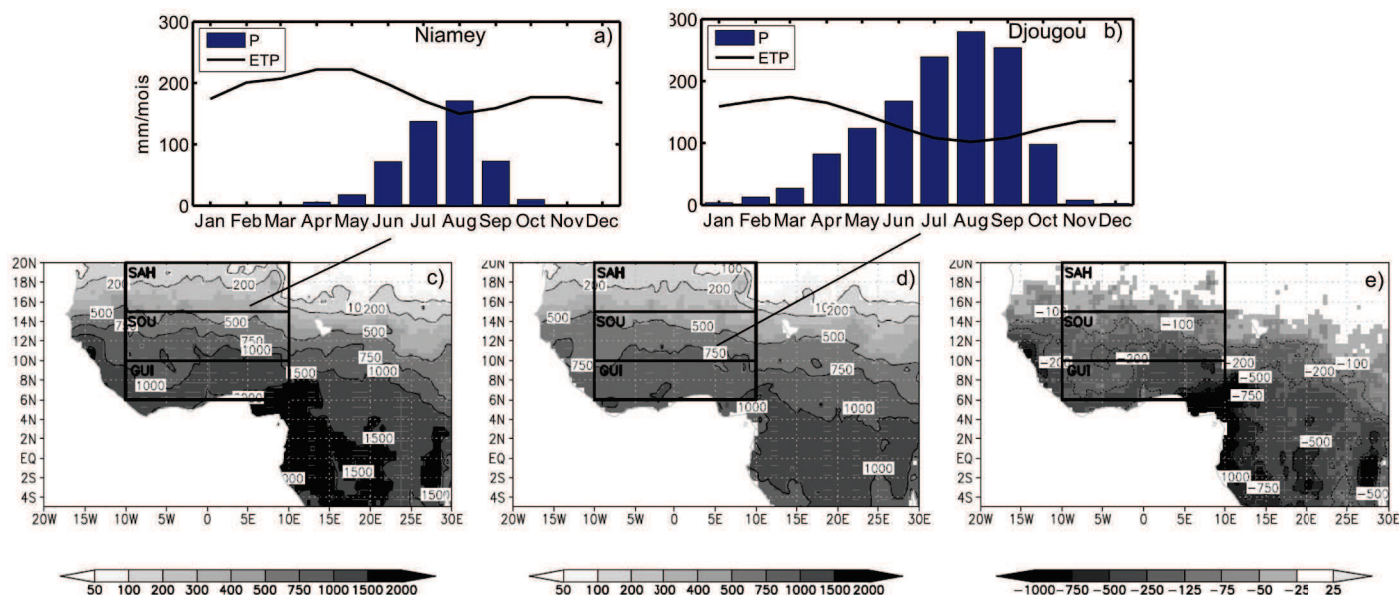


Figure III.3: distribution spatio-temporelle de la pluie et de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest. a) et b), moyennes mensuelles sur la période 1961-1990 pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir des produits du CRU⁵, et sur la période 1998-2013 pour les précipitations (P) à partir de données satellitaires TRMM⁶ à Niamey (Niger) et Djougou (Bénin). Moyennes annuelles (mm/an) sur la période 2002-2007 de c) la précipitation (P) issue de données TRMM d) l'évapotranspiration réelle (E) issue du projet ALMIP⁷ d'inter-comparaisons de modèles, e) le bilan E-P. (d,c,e, D'après Meynadier, Bock, Guichard, et al. 2010). *Space-time precipitation and evapotranspiration distributions over West-Africa. a) and b), monthly means over the period 1961-1990 for the potential evapotranspiration from raw CRU data, and over the 1998-2013 period for precipitations (P) from satellites TRMM data in Niamey (Niger) and Djougou (Benin). Yearly means (mm/yr) over the 2002-2006 period of c) precipitation (P) from TRMM data, d) Actual evapotranspiration (E) from the model intercomparison ALMIP project, e) E-P budget.*

III.1.2. VÉGÉTATION ET USAGE DES SOLS

L'évapotranspiration constitue le premier mécanisme de rétroaction entre le cycle hydrologique continental et l'atmosphère. De plus, il s'agit généralement du terme le plus fort des bilans d'eau dans cette région, comme il sera précisé par la suite. La transpiration en est une composante essentielle (e.g. Lawrence et al. 2007), ce qui justifie pleinement de s'intéresser à la couverture végétale des surfaces.

Végétation naturelle

Au premier ordre, la distribution de végétation sur l'Afrique de l'Ouest suit le gradient éco-climatique mentionné dans la section précédente (Figure III.1). On observe donc une transition marquée des espèces naturelles des zones sahariennes aux zones soudano-guinéennes. La forte pression de l'environnement saharien limite la végétation à des espèces de milieu désertique, ainsi que quelques arbres (comme feu le fameux arbre du Ténéré, *Acacia tortilis*, subsp. *raddiana*, Grouzis & Floc'h (2003)), qui subsistent grâce à une forte régulation de leur transpiration (Do & Rocheteau 2003), et à une capacité à rechercher l'eau en profondeur, jusqu'à plusieurs dizaines de mètres (Canadell et al. 1996; Jackson et al. 1996). Une grande diversité et des écosystèmes très riches peuvent être présents localement au niveau des oasis.

La couverture principale de la bande sahélienne est une savane herbacée. Les espèces ligneuses de type *Acacia* sont également largement répandues, avec l'apparition notamment de *Faidherbia (Acacia) albida* (Gao ou Balanzan) au cycle phénologique inversé (chute des feuilles et débouillage respectivement en début et fin de saison humide) probablement permis par la sollicitation de ressources hydriques profondes (Roupsard 1997). On résume souvent la végétation naturelle du milieu sahélien à la « brousse tigrée », alternance de bandes de végétation et de bandes nues. Cette organisation (on parle d' « auto-organisation ») spatiale est la traduction d'une adaptation aux conditions de stress hydrique récurrentes par une infiltration favorisée

5 CRU : Climate Research Unit, CRU CL 2.0: grids of climate observations. http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_CL_2_0.html [Consulté le 2 avril 2014].

6 TRMM, Tropical Rainfall Measuring Mission. <http://trmm.gsfc.nasa.gov/> [Consulté le 5 avril, 2014].

7 ALMIP, AMMA Land Surface Model Intercomparison Project. http://www.cnrn.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/ [Consulté le 5 avril, 2014].

au droit des végétaux et une collecte d'eau sur les bandes nues encroutées à l'amont (Macfadyen 1950; Clos-Arceduc 1956). D'autres écosystèmes sont présents naturellement, comme les ripisylves par exemple, forêts galeries le long des zones humides (rivières). Dans bien des cas, la végétation naturelle est perturbée par l'introduction anthropique d'espèces invasives qui modifient les écosystèmes locaux. C'est le cas par exemple de *Prosopis juliflora* introduit en 1977 par un programme de fixation de dunes, qui perturbe significativement l'environnement du lac Tchad (Geesing et al. 2004; Kiari 2009; Hector 2011), et dont les prélèvements profonds sont possibles (des racines de cette espèce ont pu être trouvées à 53m de profondeur en Arizona, (Canadell et al. 1996)).

La zone de transition sahélo-soudanienne voit l'apparition des grandes espèces ligneuses emblématiques comme *Adansonia digitata* (baobab) et d'une densification du couvert végétal : la savane soudanienne, ou savane arbustive (Figure III.4). La transition vers la savane arborée puis boisée est très progressive. Souvent les forêts originales ne subsistent qu'en des endroits limités ayant pu bénéficier de mesures de protection environnementale de la part des Etats (FAO 2010).

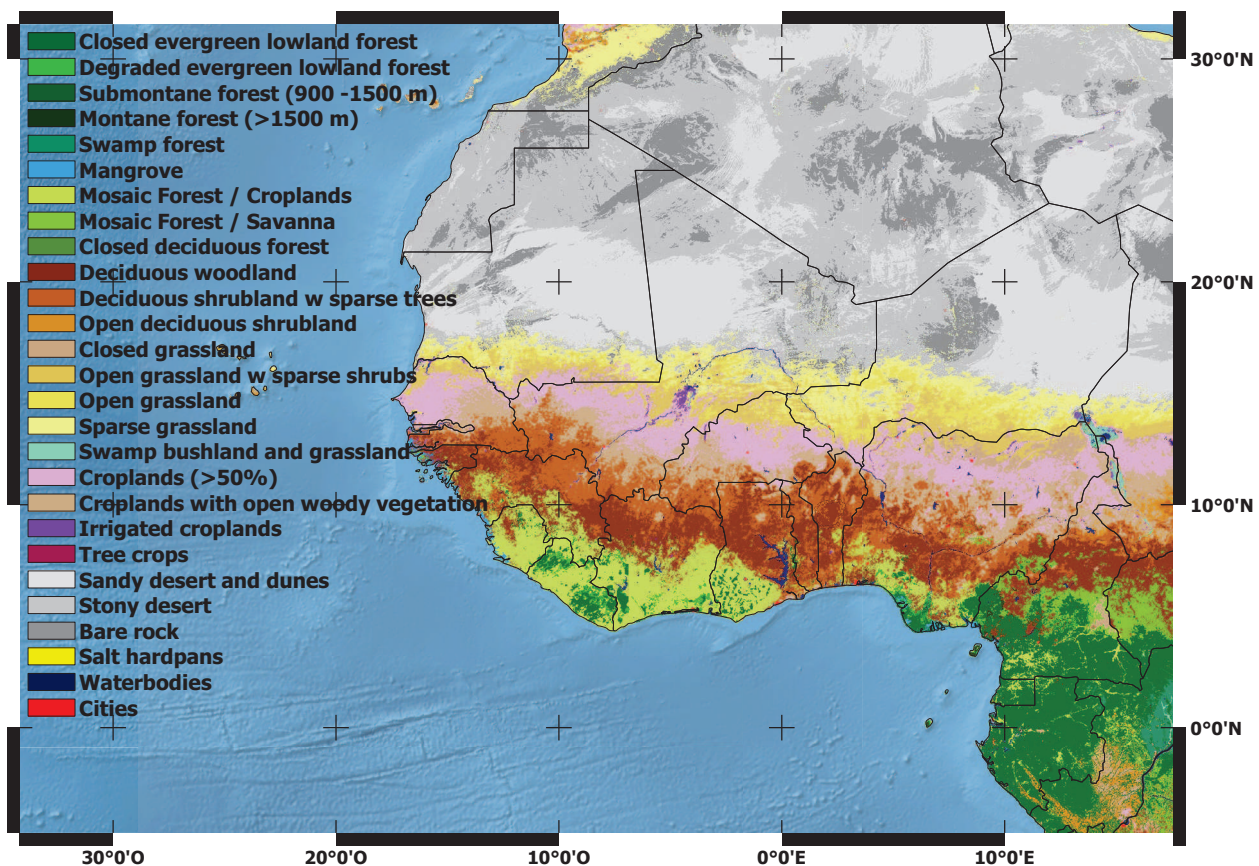


Figure III.4: carte des couverts et usages principaux du sol, à partir de données extraites du GLC2000⁸ et produites à partir d'images SPOT4 de l'année 2000. Voir aussi Mayaux et al. (2004).

Main land uses, from GLC2000 data from 2000 SPOT4 images.

Agriculture

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, en 2009, sur les 606.1Mha de surface totale, 47.1% sont des terres agricoles, réparties entre des pâturages (31.5%), des terres arables (13.6%), et des cultures permanentes (2%) ; (FAO 2012b). Le pastoralisme est répandu des zones sahéliennes à soudanienne. Il est limité au sud en partie du fait de la trypanosomiase (transmise par la mouche tsé-tsé) qui restreint l'élevage aux espèces locales résistantes et moins productives (Callo-Concha et al. 2013). En Afrique de l'Ouest, l'agriculture associe toujours l'arbre aux cultures dans des systèmes agro-sylvo-pastoraux (voir Breman et al. (1995) pour une revue du rôle des ligneux au Sahel). Les arbres sélectionnés et maintenus dans les champs sont source de revenus complémentaires et réguliers en complément des cultures pluviales annuelles soumises à la variabilité climatique. Ces pratiques sont reconnues par le renforcement qu'elles induisent à la résilience aux changements climatiques des agro-écosystèmes (IPCC 2013). Au sud du Sahel, les parcs à *Faidherbia albida*

8 GLC2000, GEM - Global Environment Monitoring. Available at: <http://bioval.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php> [Consulté le 5 avril, 2014].

sont l'exemple le plus abouti de la construction intégrée agro-sylvo-pastorale du paysage et jouent un rôle essentiel dans la gestion de la fertilité des sols (Peltier 1996; Dugué 1999; Milleville 2007). De plus, le cycle phénologique inversé permet une absence de compétition avec les cultures en saison humide et produit ombrage en saison sèche et fourrage pour le bétail (Roupsard 1997). Au Sahel, les arbustes, tels que *Guiera senegalensis*, *Piliostigma thonningii* ou *P. reticulatum*, dominant encore plus largement, souvent en peuplements monospécifiques peu denses, dans les champs de mil ou au sein de paysages très ouverts et sont susceptibles de jouer un rôle fondamental dans le développement de l'agriculture de conservation⁹ de ces zones semi-arides (Lahmar et al. 2012). L'association des arbres et arbustes à la culture favorise la fertilité des sols (Wezel et al. 2000; Dossa et al. 2010). Enfin les arbres ont un impact hydrologique en mobilisant l'eau profonde et en la rendant disponible aux cultures (Kizito et al. 2007).

Si l'agriculture de la zone saharienne est essentiellement limitée aux oasis (maraîchage et céréales) et au pastoralisme, le milieu sahélien permet le développement d'une agriculture largement pluviale (90%), et dominée par les céréales (mil, sorgho, fonio, maïs). Le maraîchage et les oléagineux (arachides) sont bien présents dans les productions vivrières, et le coton est la principale culture de rente. Le riz irrigué peut être très développé localement (zone de l'Office du Niger).

La zone soudanienne, moins limitée en eau, voit l'apparition de cultures plus variées et de systèmes combinant céréales (mil, sorgho, maïs), légumineuses (haricots) et tubercules (manioc, igname); (Callo-Concha et al. 2013). L'agroforesterie y est également largement présente et des arbres comme le karité (*Vitellaria paradoxa*) sont typiques de cette région. Ils fournissent des fruits comestibles, de l'huile de cuisine et entrent dans la consommation locale mais constituent aussi, de plus en plus, une ressource d'exportation vers l'industrie du Nord comme le fameux beurre de karité (Pélissier 1980; Glèlè Kakaï et al. 2011). En zone guinéenne, l'abondance de la ressource permet une agriculture dominée par les cultures pérennes (cacao, palme, plantain, noix de coco), et où l'élevage est peu développé.

La Figure III.4 donne une bonne représentation des couvertures principales de la zone, mais masque l'importance de l'agriculture. La Figure III.5 présente donc une carte des surfaces cultivées, obtenue à partir des résultats de Ramankutty et al. (2008) qui ont utilisé un inventaire agricole mondial pour entraîner un jeu de données de classification d'usage de sol extrait de produits satellitaires (MODIS et GLC2000¹⁰).

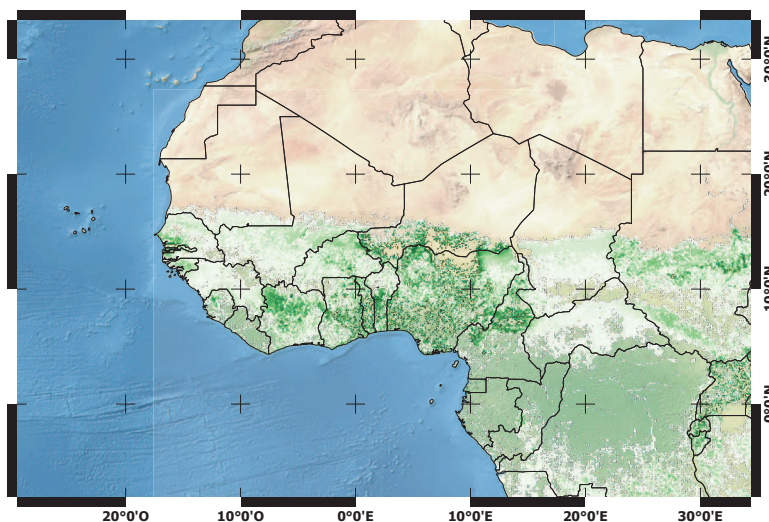


Figure III.5: carte des surfaces cultivées, à partir des résultats de Ramankutty et al. (2008), disponibles en libre accès sur le site HarvestChoice¹¹.

Cultivated area from open access data.

9 L'agriculture de conservation vise des systèmes agricoles durables et rentables et tend à améliorer les conditions de vie des exploitants au travers de la mise en oeuvre simultanée de trois principes à l'échelle de la parcelle: le travail minimal du sol; les associations et les rotations culturales et la couverture permanente du sol. FAO : www.fao.org/ag/ca/ (consulté le 15/05/2014)

10 Global Land Cover 2000 database. European Commission, Joint Research Centre, 2003. <http://bioval.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php>

11 HarvestChoice: <http://www.harvestchoice.org/data> [Consulté le 2 avril 2014].

Pression démographique et nécessité d'une intensification de la production agricole

L'Afrique de l'Ouest et Centrale observent le plus fort taux de croissance démographique au monde (2.6%, FAO 2012b). En l'absence de mesures de protection, les zones de végétation naturelle sont dégradées, souvent pour laisser la place aux cultures, ou par la collecte du bois (Leblanc et al. 2008; Miehe et al. 2010; FAO 2012a). L'augmentation de la population engendre une plus forte pression sur le foncier agricole qui est fragmenté de génération en génération. Des modifications majeures s'opèrent alors au sein des systèmes agraires du fait notamment de la réduction progressive des durées de jachère, voire l'apparition de la culture continue (e.g. Barbier, 2000). Le temps de jachère étant raccourci, et en l'absence de la mise en œuvre d'autres techniques de régénération de la fertilité, les rendements diminuent (Hiernaux et al. 2009). En Afrique de l'Ouest, l'augmentation de la production des cultures provient dans une plus large mesure de l'expansion (agriculture extensive) que de l'augmentation du rendement, relativement au reste du monde (FAO 2012b). L'Afrique sub-saharienne est ainsi la seconde région du monde avec la plus grande perte nette de forêts (3.4Mha/an) après l'Amérique du Sud (4Mha/an), et l'Afrique de l'Ouest voit ses forêts primaires diminuer continuellement, malgré un léger ralentissement entre 1990 et 2010 grâce à des politiques de reboisement entreprises par les états (FAO 2010; Mayaux et al. 2013). Afin d'anticiper la raréfaction des terres arables et de limiter le phénomène d'extension, les systèmes agraires doivent évoluer afin de passer d'une agriculture extensive aux dépens des jachères et des surface naturelles à une agriculture d'avantage intensive mais durable. Cette intensification (e.g. irrigation, conservation des sols, limitation du ruissellement...) passe notamment par un besoin de gestion appropriée de la ressource en eau.

III.1.3. HYDROLOGIE: DES PROCESSUS CONTRASTÉS

Si l'évapotranspiration constitue en général le terme de sortie dominant du bilan hydrologique en Afrique de l'Ouest, et est intimement liée à la couverture végétale des surfaces, ce flux dépend aussi de la disponibilité en eau des sols. Or cette disponibilité, et plus généralement la redistribution de l'eau à la surface, est très largement contrainte par la géomorphologie, les états de surface eux-mêmes, ainsi que les propriétés hydrodynamiques du sol et du sous-sol (Peugeot et al. 2012). Tous ces facteurs ne sont pas nécessairement liés au gradient éco-climatique, et des fonctionnements bien distincts peuvent être identifiés au sein d'une même région climatique.

La zone sahélienne connaît généralement des sols croutés qui limitent l'infiltration et favorisent le ruissellement de type hortonien (Valentin et al. 2004). La majeure partie du Niger, en rive gauche du fleuve du même nom, connaît une situation d'endoréisme. L'eau s'écoule sur les surfaces peu perméables puis rejoint un réseau de ravines sur les versants qui débouchent dans des mares au fond de larges vallées où le réseau hydrographique est rendu non fonctionnel par des dépôts sableux quaternaires. L'eau des mares s'évapore et s'infiltré dans les sols pour alimenter la nappe phréatique (Desconnets et al. 1997; Descroix et al. 2012; Pfeffer et al. 2013). Des sols superficiels rocheux contribuent également à de forts ruissellements localement (e.g. Timouk et al. 2009). L'hydrologie de cette zone a fait l'objet de nombreux documents comprenant des synthèses plus ou moins exhaustives (Favreau 2000; Massuel 2005; Favreau et al. 2009; Cappelaere et al. 2009; Ibrahim 2013; Malam abdou 2014; Velluet 2014). En rive droite et zone de socle, le réseau hydrographique est fonctionnel et les écoulements alimentent des cours d'eau temporaires rejoignant le fleuve Niger.

Localement, des différences d'infiltration et d'évapotranspiration sont notées selon les états de surface. Par exemple, il a pu être montré que soumise à des conditions similaires (forçage atmosphérique et caractéristiques du sol), une jachère du sud-ouest du Niger générerait plus de flux d'évapotranspiration qu'un champ de mil au plus fort de la saison des pluies (Ramier et al. 2009; Velluet 2014). Le champ de mil présente une infiltration plus marquée que sous la jachère, par l'action du travail du sol (qui brise la croûte de surface) (Velluet 2014). Cette infiltration sur surfaces cultivées dépend du calendrier des cultures : très forte après le travail du sol, elle diminue drastiquement ensuite en opposition au caractère plus stationnaire des surfaces de jachères (Malam abdou 2014). Cette dernière étude montre également un ruissellement favorisé sur les surfaces de culture et de jachère en zone de socle cristallin sahélien par rapport à une zone sédimentaire. Cette observation est faite à l'échelle de la surface élémentaire (10m²) et à celle du bassin versant, où ce contraste est amplifié par l'affleurement de surfaces de socle.

En zone soudanienne de socle, la capacité d'infiltration des sols est globalement plus importante qu'au Sahel (Valentin et al. 2004), et l'on observe des écoulements exoréiques, principalement alimentés par des flux de subsurface, avec une contribution faible des écoulements hortonien et sur surface saturée (van De Giesen et al. 2000; Masiyandima et al. 2003; Giertz, Diekkrüger, et al. 2006; Kamagaté et al. 2007; Séguis et al. 2011a; Séguis et al. 2011b).

Les processus propres au site d'étude en zone soudanienne, et pour certains d'entre eux généralisables à l'ensemble de la zone seront décrits plus en détail au chapitre suivant. Pour une revue des processus dominants en zone sahélienne et soudanienne, on pourra se référer à Séguis et al. (2011a). Un bref point est proposé dans la suite sur la déclinaison soudanienne d'un objet hydrologique fondamental d'Afrique de l'Ouest pour sa position en tête de réseau hydrographique, et pour son potentiel agronomique : le *bas-fond*.

Les bas-fonds de la zone soudanienne : des entités hydrologiques fondamentales en tête de réseau

Les bas-fonds représentent un élément essentiel du paysage de la zone soudanienne de socle (Andriessse et al. 1994). Ils constituent la forme de vallée la plus courante en Afrique sub-saharienne (Giertz & Schönbrodt 2008), et sont des dépressions plus ou moins gorgées d'eau, souvent saturées pendant la saison humide. Ils présentent un profil latéral concave avec des pentes douces, un fond de vallée plat, et un profil longitudinal légèrement incliné. Une couche sableuse issue d'un lessivage intense en forme la partie supérieure (Lavigne Delville et al. 1995), limitée en profondeur par un horizon d'accumulation d'argiles de faibles perméabilités sur un socle plus ou moins altéré (Raunet 1985). Cette étude précise que les bas-fonds sont alimentés par le ruissellement de surface, les écoulements de sub-surface, et éventuellement par les nappes phréatiques adjacentes. Il a pu être montré sur un bassin versant (Ara) de l'Ouémé supérieur au nord-Bénin que ces drains de premier ordre sont les principaux lieux de production de l'écoulement de base, composante principale de l'écoulement total (Kamagaté et al. 2007; Séguis et al. 2011b). La saturation des bas-fonds pendant la saison humide permet également une contribution rapide aux écoulements en rivière par ruissellement sur surfaces saturées (Masiyandima et al. 2003; Giertz, Diekkrüger, et al. 2006; Unami et al. 2009). Par ailleurs, ces objets hydrologiques –ou agronomiques, selon le point de vue– sont largement présents en Afrique australe, où on leur donne d'autres noms, comme les dambos, bolis, mbuga, vlei, ou lowlands (Balek & Perry 1973; Von Der Heyden 2004).

Un exemple à grande échelle des différences de comportement hydrologique des zones sahélienne et soudanienne : la sécheresse des années 70.

La sécheresse majeure qui a frappé l'Afrique de l'Ouest dès les années 70 (déficit de précipitation de 30% en région sahélienne, et 15-20% en région soudanienne, Lebel & Vischel (2005)) a eu des conséquences très contrastées selon les régions. Au Sahel, la sécheresse a coïncidé avec une augmentation des écoulements observés essentiellement aux petites échelles (Leblanc et al. 2008; Mahé & Paturel 2009; Gardelle et al. 2010; Amogu et al. 2010) facilitant souvent une recharge plus importante des nappes souterraines par l'intermédiaire des mares collectant les eaux de ruissellement (voir ci-après). Connue comme le « paradoxe sahélien », ce phénomène a été expliqué par une modification simultanée de l'état de surface, résultant de la forte pression anthropique dans un contexte d'agriculture extensive (Favreau et al. 2009). Il a résulté de cette mise en culture généralisée un encroûtement des sols, augmentant les écoulements de type hortonien, processus majeurs du Sahel (Casenave & Valentin 1992; Séguis et al. 2004). En zone soudanienne, en revanche, une baisse générale des écoulements a pu être observée. Par exemple, le bassin-versant de l'Ouémé supérieur au Bénin a vu une baisse de ses écoulements de 40% soit à peu près deux fois le déficit de précipitations (Lebel & Vischel 2005; Descroix et al. 2009). Ces observations posent donc des questions quant à l'impact des changements d'usage du sol sur le climat régional, et plus précisément sur les mécanismes de genèse des écoulements, encore peu documentés en zone soudanienne (Séguis et al. 2011a).

III.1.4. HYDROGÉOLOGIE: ZONE DE SOCLE ET BASSINS SÉDIMENTAIRES

La présence et la distribution spatiale des eaux souterraines dépendent essentiellement du substratum géologique, de la géomorphologie et des degrés d'altération, et de la différence tant actuelle qu'historique entre les précipitations et l'évapotranspiration (la pluie effective). Ces trois principaux facteurs interagissent pour créer toute une gamme de types d'aquifères, caractérisée par des déclinaisons variées des propriétés fondamentales de ces derniers : la transmissivité (conductivité hydraulique du milieu intégrée sur l'épaisseur saturée, $[L^2.T^{-1}]$), la porosité de drainage, l'épaisseur saturée et la recharge.

Récemment, MacDonald et al. (2012) ont proposé une synthèse des données hydrogéologiques disponibles sur le continent africain sous forme de cartes de réserves (stock) et de productivité des aquifères, définie par la productivité des pompages (Figure III.6). Si ces cartes se basent sur un jeu limité de données de forages, elles ont le mérite de reposer sur les grands systèmes géologiques régionaux et de produire une vision globale de la répartition des réserves à cette échelle. On peut également se référer aux importants travaux de synthèse de données de Fan et al. (2013) à l'échelle globale (et qui illustrent d'ailleurs le manque de données, ou leur accès difficile, sur le continent africain). Particulièrement l'Afrique de l'Ouest se distingue par deux grands types de substratum géologiques : les zones sédimentaires, à forte capacité de stockage, et les zones de socle, à plus faible capacité. Un schéma synthétique illustre ce propos (Figure III.7). Les grands aquifères sédimentaires du nord, dont la plupart sont considérés comme fossiles, peuvent contenir jusqu'à 75000mm d'eau, tandis que les zones de socle plutôt présentes en zone soudanienne, ont un volume moyen de 500mm, sur une gamme de 50 à 2500mm. Cette gamme de capacités s'explique essentiellement par l'épaisseur de stockage disponible entre la surface et un socle (généralement cristallin) de faible porosité.

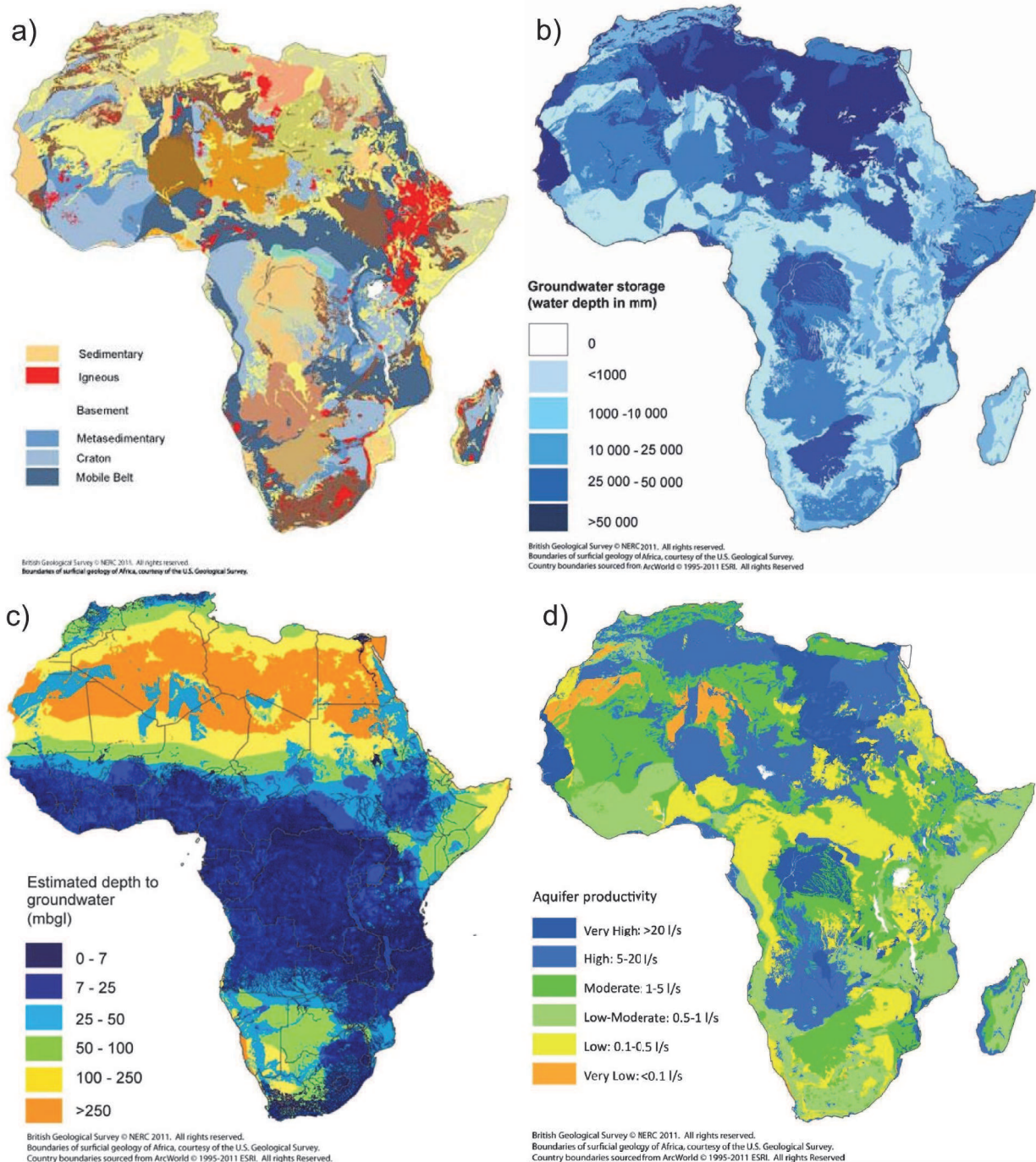


Figure III.6: réserves d'eau souterraines : a) contexte géologique simplifié, b) stock d'eau, c) profondeur du toit des nappes, d) productivité des aquifères. D'après MacDonald et al. (2012).

Groundwater resources : a) simplified geological context, b) water storage, c) water table depth, d) aquifer productivity.

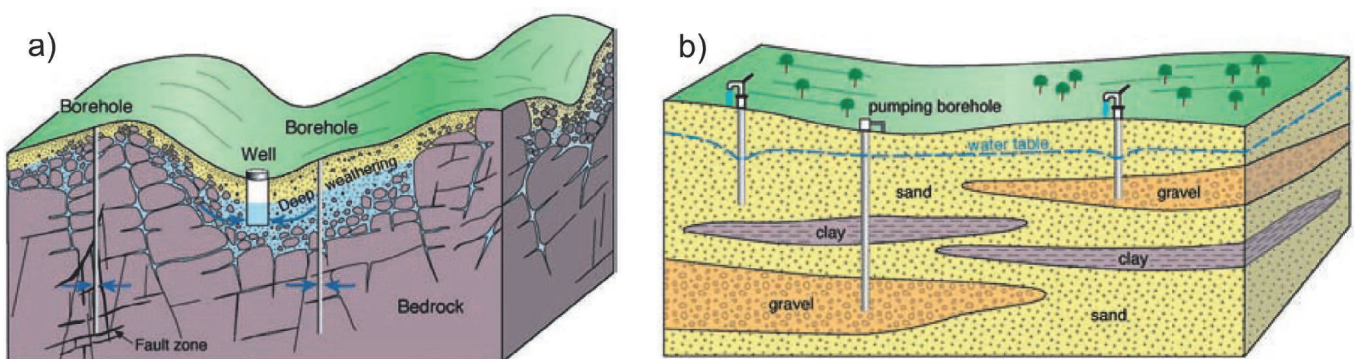


Figure III.7: représentation schématique des principaux types d'aquifères en Afrique de l'Ouest : a) en zone de socle, b) en milieu sédimentaire. Modifié d'après MacDonald et al. (2011).

Schematic representation of main aquifer types in West Africa : a) in hard-rock basement areas, b) in sedimentary areas.

La capacité à mobiliser ces ressources varie largement selon les transmissivités et la profondeur de la zone saturée des aquifères. Les roches du socle cristallin possèdent des productivités de forage très basses, généralement inférieures à 0.5 l.s^{-1} . Les plus forts débits d'extraction peuvent être obtenus dans les aquifères sédimentaires ($>20 \text{ l.s}^{-1}$), dans les zones peu consolidées. On considère généralement qu'une petite hydraulique villageoise (pompe manuelle pour une petite communauté) doit pouvoir fournir un taux minimum de 0.1 à 0.3 l.s^{-1} , alors qu'un schéma d'irrigation dans le cadre d'une exploitation commerciale, ou un prélèvement urbain, doit produire au moins 5 l.s^{-1} (MacDonald et al. 2012). Les porosités de drainage constatées sont également très variables selon les contextes.

Ces réserves d'eau répondent moins rapidement aux conditions météorologiques que les eaux de surface et, à ce titre, jouent un rôle fondamental de tampon face à la variabilité climatique. Cependant, leur renouvellement, via les mécanismes de recharge, dépend du forçage climatique et des conditions de surface. Les grands aquifères du Sahara sont considérés comme fossiles, ils ont été rechargés il y a plus de 5000 ans, à l'époque où le climat régional était humide. Ils sont également très profonds, et sont *a priori* déconnectés des processus de surface. En zone sahélienne, une recharge diffuse est présente, mais encore peu quantifiée (Massuel et al. 2011). Les travaux de Velluet (2014) ont pu mettre en évidence un drainage profond à 4m sous un champ de mil, non présent en zone de jachère. Les nappes sont également alimentées au droit de zones d'infiltrations préférentielles, dans les exutoires endoréiques du réseau hydrographique fossile : les mares temporaires (Desconnets et al. 1997; Favreau 2000). Le développement de l'agriculture extensive et le déboisement concomitants à la sécheresse des années 1970 ont eu pour effet d'augmenter le ruissellement de surface (le « paradoxe sahélien » décrit à la section précédente), et l'alimentation de ces mares, menant à une hausse du taux de recharge des nappes (Leblanc et al. 2008; Favreau et al. 2009). La nappe du Continental Terminal au sud-ouest Niger a vu son niveau augmenter de 4m entre 1967 et 2007. Pour l'instant, on observe un développement relativement faible de l'agriculture irriguée, mais les scénarios et recommandations internationales suggèrent un fort développement de ces techniques (par le besoin d'intensification soulevé précédemment), ce qui augmenterait la pression sur la ressource souterraine (UNESCO WWDR4 2012). Les interactions de ces nappes avec la surface et l'atmosphère s'opèrent donc *via* une action anthropique (irrigation, pompage), ou par le biais des espèces ligneuses phréatophytes capables de prélever dans ces nappes ou à leur voisinage proche.

En zone soudanienne, la recharge des nappes est directe (verticalement de la surface du sol à la nappe). Du fait de la faiblesse du ruissellement de surface sur les versants et de l'absence d'écoulement de base en saison sèche, la recharge interannuelle apparaît en premier lieu comme la différence ($P - (ETP+Q)$). Dans les zones soudanienne où P est sensiblement voisin de l'ETP, et Q (écoulement) faible, ce sont des séquences d'années déficitaires ou excédentaires qui peuvent entraîner une tendance à la baisse ou à la hausse des nappes. La distribution temporelle des précipitations au cours de la saison, et particulièrement aux inter-saisons où les sols ne sont pas gorgés d'eau, contrôle donc également la recharge des nappes (e.g. Friesen et al. 2005; Taylor et al. 2013a). Une saison des pluies plus « étalée » dans le temps serait moins susceptible de recharger les nappes, à cumul égal, qu'une saison plus « concentrée » (van de Giesen et al. 2010).

III.2. ETAT ET ENJEUX DE LA PRÉVISION MÉTÉOROLOGIQUE ET CLIMATIQUE

Les prévisions climatiques et météorologiques souffrent encore d'une mauvaise paramétrisation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, notamment à cause de la mauvaise représentation de processus clés de redistribution des masses d'eau et de couplage entre les eaux souterraines, les surfaces continentales et l'atmosphère (i.e. Evapotranspiration), connues pour être fondamentaux (Lebel et al. 2009; Meynadier, Bock, Gervois, et al. 2010; Peugeot et al. 2011; Karbou et al. 2012; Taylor et al. 2013). Cette courte section montre les besoins en termes de compréhension du cycle de l'eau continental, qui ont pu mener à la mise en place d'un observatoire hydrologique. Cette étape permet de pointer implicitement l'importance de la variable « stock d'eau » dans le bilan, comme conditionnant l'évapotranspiration.

III.2.1. INTERACTIONS SURFACE-ATMOSPHERE : UN COUPLAGE IMPORTANT ET UNE CONNAISSANCE PARTIELLE

Si la MOA contrôle le climat de toute l'Afrique de l'Ouest, il a été montré que les zones sahéliennes et soudanaises ne sont pas systématiquement cohérentes en termes de fluctuations pluviométriques annuelles (Nicholson 1980; Janicot 1992; Lebel et al. 2009). Cette observation questionne le rôle des conditions de surfaces (qui sont les lieux des couplages) changeantes dans le temps. Par exemple, Charney (1975) suggérait déjà que la perte de chaleur des zones arides de par leur forte réflectivité (albédo) devait induire des gradients de température horizontaux, eux-mêmes responsables d'une circulation latérale importante de la chaleur. Ainsi, une diminution du couvert végétal en milieu sahélien devait engendrer une rétroaction positive et maintenir une certaine aridité. Si ces hypothèses ont été largement testées par simulations numériques (e.g. Laval & Picon 1986), ces dernières ont pu mettre en avant l'importance de la végétation et du cycle de l'eau dans ces mécanismes de couplage.

L'humidité du sol est montrée comme un facteur significatif contrôlant la dynamique des systèmes de mousson sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, via son impact sur le bilan radiatif des surfaces, par son contrôle de l'évapotranspiration et sa distribution spatiale, et par son caractère inertiel (stockage), notamment (Douville et al. 2001; Douville 2002; Taylor et al. 2007; Taylor et al. 2011; Guichard et al. 2012). Par exemple, il a pu être mis en évidence que l'humidité disponible en zone soudanienne les mois précédant le développement de la mousson devait jouer un rôle important dans la variabilité pluviométrique observée au Sahel (Fontaine et al. 1999; Philippon & Fontaine 2001). D'ailleurs, l'essentiel des pluies de mousson provient du recyclage de l'eau continentale, et d'une manière plus limitée des océans (Lafore et al. 2012). Les conditions de surface et leur variabilité temporelle ont donc un rôle fondamental dans le climat Ouest-Africain (Meynadier, Bock, Gervois, et al. 2010; Taylor et al. 2011; Guichard et al. 2012). Ces effets sont toujours peu connus et mal modélisés dans les modèles de circulation globaux, ce qui rend la prédiction des tendances à long terme très peu fiables (Lebel et al. 2009). Deux échelles principales concernent ces problématiques : l'échelle synoptique avec la genèse de systèmes convectifs par les interactions surface-atmosphère en lien avec l'humidité du sol, et l'échelle interannuelle concernée notamment par la modification des couverts à plus long terme.

La question de l'adaptation aux changements climatiques suppose une capacité de prédiction, notamment dans les interactions entre la variabilité climatique et les rendements agricoles (e.g. Leblois & Quirion 2011; Sultan et al. 2012), dont dépend largement le développement régional. Les scénarios actuels concernant le changement climatique sur des échelles de temps longues souffrent de graves incertitudes sur cette région du globe. S'ils s'accordent généralement pour une hausse des températures, les prévisions en termes de précipitations restent très incertaines et suggèrent une intensification des phénomènes extrêmes (IPCC 2007; IPCC 2013; Ibrahim et al. 2014).

Au delà de la modélisation climatique et de la capacité prédictive recherchée, les interactions entre l'usage du sol et le climat doivent être comprises au mieux afin de prévoir d'éventuels effets de seuils climatiques risquant de déstabiliser à grande échelle les écosystèmes existants. Particulièrement, les paysages hétérogènes auto-organisés stables, comme la brousse tigrée au Sahel, peuvent rapidement migrer vers un autre état stable, mais homogène (Rietkerk et al. 2004; Barbier et al. 2006).

Des questions non résolues concernent également l'effet mémoire observé dans la végétation au Sahel : la feuillaison des espèces ligneuses sempervirentes et caducifoliées semble dépendre de la production végétale de l'année précédente, les caducifoliées pouvant rentrer en phase de feuillaison avant les premières pluies (Hiernaux et al. 1994; De Bie et al. 1998; Philippon et al. 2007). Il est peu probable que l'humidité du sol affecte ce mécanisme de rétroaction avec l'atmosphère (Taylor et al. 2011), la cause est donc peut être à chercher plus en profondeur.

Si l'on considère à présent les ressources en eaux souterraines, une nouvelle dimension vient s'ajouter en termes d'interactions avec le climat. En effet, si l'on peut considérer une certaine résilience de ces ressources par rapport aux fluctuations climatiques (impactant au premier ordre les taux de recharge), c'est du côté des effets indirects des changements globaux que l'impact est peut être le plus fort (Taylor et al. 2013). La demande en irrigation augmentant dans le temps (UNESCO WWDR4 2012) peut contribuer à diminuer les réserves dans les régions où l'eau d'irrigation est prélevée dans les nappes (exemples des plaines du nord de

la Chine (Chen 2010), du nord-ouest de l'Inde (Rodell et al. 2009) ou des High Plains aux USA (Longuevergne et al. 2010)), ou au contraire à augmenter la recharge sous les terres irriguées (cas des bassins du Nil, du Tigre/Euphrate, ou de l'Indus) et changer les bilans d'énergie à la surface par un apport d'humidité, et ainsi rétroagir sur le climat. Or le développement de l'irrigation est l'une des importantes voies envisagées en vue de l'intensification de l'agriculture en Afrique de l'Ouest (UNESCO WWDR4 2012). A l'opposé, il a pu être montré l'importance de la prise en compte des nappes souterraines peu profondes, notamment dans les modèles de surface (LSM – Land-Surface Models) couplés aux modèles globaux de circulation, par l'influence qu'elles exercent sur les flux d'eau et d'énergie à la surface (Kollet & Maxwell 2008; Ferguson & Maxwell 2010; Fan et al. 2013). La contribution de l'eau profonde à la transpiration peut être importante, et a souvent été sous-estimée (Canadell et al. 1996; Lubczynski 2011).

Les processus clés qui restent donc à comprendre définissent le lien encore mal connu des processus de la couche limite, influencés notamment par les transferts latéraux de sub-surface, avec la variabilité pluviométrique de l'échelle synoptique à interannuelle. Ceci suppose une observation longue, car les conditions de forçage à l'échelle globale ont des caractéristiques temporelles pouvant être multi-décennales. Ce sont ces constats qui sont à l'origine des programmes AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses, Redelsperger et al. (2006)) et de l'observatoire AMMA-CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique), réseau d'observations long terme du cycle hydrologique continental.

III.2.2. PROGRAMME AMMA-CATCH : L'ÉTUDE DU COUPLAGE HYDROSPHÈRE-ATMOSPHERE

La stratégie scientifique qui a permis de développer les problématiques listées dans la section précédente se base sur le programme AMMA, et plus particulièrement sur l'observatoire AMMA-CATCH qui a permis la mise en place d'un vaste réseau d'observation du cycle hydrologique continental à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, distribué selon le gradient éco-climatique (Lebel et al. 2009). Ce programme est composé de trois sites représentatifs de méso-échelle (103 à 105 km², Peugeot et al. (2011)) (Figure III.1):

- Le site pastoral du Gourma malien (14.8°N - 17.3°N) au nord Sahel avec des moyennes annuelles de pluviométrie de 150mm au nord à 400mm au sud (moyennes 1990-2007). La végétation y est semi-aride, naturelle, et composée d'herbacées annuelles et d'une couche arbustive éparse (Timouk et al. 2009).
- Le site du sud-ouest Niger (13°N - 14°N) est typique du Sahel central cultivé, avec des précipitations allant de 470mm au nord à 570mm au sud. La végétation y est semi-aride et essentiellement composée de cultures de mil, de jachères et de brousse tigrée sur les plateaux (Cappelaere et al. 2009).
- La haute vallée de l'Ouémé (9°N - 10.2°N), au Bénin (14366km²), présente des cumuls annuels de 1200 - 1300mm en moyenne. Le gradient climatique est localement est-ouest. La végétation naturelle est une savane arborée typique des formations soudano-guinéennes avec cultures.

Le présent travail de thèse s'ancre dans le contexte soudanien du site de l'Ouémé supérieur. Au-delà de son intégration dans des enjeux régionaux concernant les processus de couplage entre les surfaces continentales et la MOA, des thématiques plus locales autour de la ressource en eau et la gestion des risques lui définissent également un cadre de développement.

III.3. RESSOURCE EN EAU ET GESTION DES RISQUES EN ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE AU BÉNIN

III.3.1. UN CONTEXTE SOCIO-ECONOMIQUE À DOMINANTE AGRICOLE

L'économie du Bénin repose essentiellement sur une agriculture vivrière pluviale, une monoculture du coton (13% du PIB en 2009, dans un contexte de déclin de la filière, régulièrement sous l'effet de politiques de relance), et sur le commerce régional. La population est essentiellement rurale (en 2010, 74% de la population totale du département de la Donga, situé sur l'Ouémé supérieur) et tire son revenu de l'agriculture, de l'élevage et de la pêche. Ainsi, l'activité socio-économique principale est une agriculture de type familiale, semi-itinérante sur brûlis et dominée par des cultures vivrières. L'agriculture est donc un secteur clé de développement de la zone.

Malgré cela, si la couverture des besoins alimentaires des populations est considérée satisfaisante, elle reste fragilisée par un recours fort aux importations, et une faible production agricole. Dégradation des terres, variabilité climatique, faible maîtrise de l'eau, contraintes foncières limitant les capacités d'investissement (toutefois en évolution, grâce à une récente prise en compte, révolutionnaire, du droit coutumier dans le régime foncier (Lavigne Delville 2010)), soutien limité de l'état... sont autant de facteurs qui contribuent à ralentir le développement du secteur agricole (Callo-Concha et al. 2013; SDAGE 2013). L'agriculture étant essentiellement pluviale, comme dans l'ensemble de la sous-région, elle est fortement soumise à l'aléa climatique.

Les bas-fonds de la zone soudanienne : des entités hydrologiques à potentiel agronomique

Si les formes et caractéristiques des bas-fonds sont variables, leur rôle agronomique est largement reconnu en Afrique de l'Ouest (e.g. Windmeijer et al. 1993; Wakatsuki et al. 2001; Touré et al. 2009). Les sols y sont gorgés d'eau sur une période plus ou moins longue pouvant perdurer en saison sèche, permettant notamment les cultures de riz, et de contre-saison, voire des cultures permanentes et intensives sous conditions d'aménagement (Lavigne Delville et al. 1995). Toutefois, ces auteurs soulèvent le caractère complexe et fragile des bas-fonds et précisent que l'intérêt de leur aménagement agronomique, qui modifie fondamentalement les propriétés du milieu, se définit au cas par cas, selon les conditions physiques (hydrologiques notamment), les logiques paysannes et le contexte économique. Un risque de surdrainage peut menacer les réserves des bas-fonds en saison sèche en cas de mauvaise gestion.

Dans la vallée de l'Ouémé supérieur, au nord-Bénin, 817 bas-fonds ont été identifiés pour une superficie totale de 5563ha (Giertz, Steup, et al. 2006; Giertz 2008). Les auteurs reconnaissent cependant que cet inventaire, basé sur des enquêtes de terrain, est loin d'être exhaustif. Un recensement sur la base d'image satellitaire est limité par la petite taille des objets cibles, non différenciables d'une savane herbeuse. Parmi ces bas-fonds recensés, 536 étaient déjà exploités, avec un taux d'exploitation de 60% dans la plus proche (et densément peuplée) commune de Djougou, malgré une superficie cultivée de seulement 20% en saison sèche (Giertz, Steup, et al. 2006). Les principales cultures y sont le riz (62%), l'igname (17%) et le maïs (6%). L'aménagement des bas-fonds est une piste envisagée pour répondre au besoin d'accroissement de la production agricole du pays (Paresys, *comm. pers.*), ce qui pose des questions quant aux impacts potentiels sur le cycle hydrologique, aux échelles locales et jusqu'à celle de l'Ouémé.

Si l'agriculture constitue un levier du développement régional, elle doit aller de pair avec une bonne gestion de la ressource en eau, soumise à une pression de plus en plus importante, en lien avec la forte croissance démographique. Les pays africains ont adopté le plan Africa Water Vision 2025 (UN-Water/Africa 2009) concernant notamment la Gestion Intégrée de la Ressource en Eau (GIRE), mais les défis à relever autour de cette gestion sont encore nombreux, interviennent à différentes échelles (bas fond, bassin versant, niveau national...) et varient selon les territoires concernés.

III.3.2. EAUX SOUTERRAINES ET ALIMENTATION EN EAU POTABLE : UN PROBLÈME D'ACCESSIBILITÉ

Au Bénin, les prélèvements pour l'alimentation en eau potable (AEP) sont de 40Mm³, dont 95% proviennent des eaux souterraines, majoritairement en zone de socle. Les besoins en eau pastorale (alimentation du bétail), sont de 20Mm³ (2010), et devraient atteindre environ 30Mm³ à l'horizon 2025. Une grande majorité de ce volume sollicité passe par l'hydraulique pastorale, et la mobilisation de ressources souterraines (96% à l'horizon 2025 selon le scénario élaboré par le SDAGE, 2013).

Si le taux de recharge des aquifères à l'échelle du bassin de l'Ouémé est estimé à 755Mm³ (SDAGE 2013) et est donc largement supérieur aux prélèvements anthropiques actuels, les réserves en eau provenant de ces zones de socle sont pourtant faiblement mobilisables, pour plusieurs raisons. D'une part, l'efficacité des forages est encore limitée, et traduit une mauvaise appréciation d'un sous-sol très hétérogène dont les capacités transmissives et de stockage sont difficiles à évaluer (Vouillamoz et al., 2014: accepté avec révisions mineures). Par exemple, dans les environs de la ville de Nikki, au nord du Bénin, la moitié des forages de 2011 ont été considérés comme sec (Direction Générale de l'Eau, Cotonou, *comm. pers.*). A l'échelle des zones de socle du pays, un taux d'échec de presque 40% a pu être noté (contre 10% pour les aquifères sédimentaires côtiers - Achidi et al. (2012)). D'autre part, les réserves sont généralement faibles (MacDonald et al. 2012), et soumises bien souvent à un battement saisonnier, conséquence d'une recharge directe durant la saison des pluies. Ceci favorise l'occurrence de problèmes d'ouvrage, comme l'assèchement des puits villageois en fin de saison sèche. Il s'agit donc davantage d'un problème d'accessibilité (qui comprend notamment l'appréciation des capacités de production d'un forage) que de disponibilité de la ressource.

Ce sont des constatations de ce type qui sont à l'origine du programme international GRIBA¹², intervenant notamment au Bénin. Celui-ci vise à 1) quantifier les propriétés hydrologiques des aquifères de socle en Afrique (à l'aide d'outils novateurs comme par exemple la Résonance Magnétique des Protons – RMP) et 2) élaborer des scénarios de gestion des eaux souterraines (à l'aide notamment de modèles prédictifs).

III.3.3. DES POLLUTIONS PEU CONNUES

Au-delà de la disponibilité des eaux, en termes quantitatifs, la qualité des eaux est un enjeu majeur de ces zones, où la pollution y représente l'un des plus grands risques. Les activités agricoles sont la première source de pollution diffuse des eaux, liée à une utilisation massive d'intrants et de produits phytosanitaires, notamment pour la culture du coton. L'urbanisation est un deuxième facteur d'atteinte à la qualité des eaux, par l'afflux d'eaux usées et de déchets domestiques qu'elle entraîne. Les industries agro-alimentaires, textiles et cimentières du Bénin génèrent des effluents non traités qui sont déversés dans les cours et plans d'eau. Des hydrocarbures et solvants chlorés proviennent également des garages et ateliers de mécanique.

On peut noter également un retard du développement de l'assainissement par rapport aux objectifs du millénaire pour le développement : le taux moyen d'accès aux services d'assainissement familiaux améliorés et semi-collectifs est passé respectivement de 35.4% et 63.4% (2007) à 42% et 75.6% (2010), contre des objectifs à l'horizon 2015 de 69% et 100% (SDAGE 2013).

Les impacts de ces pollutions, notamment sur la santé humaine, sont indéniables, mais aucun suivi systématique n'est en place au Bénin, en dehors des eaux produites et mises en consommation. Une grande inconnue autour de la qualité générale des eaux et de son évolution subsiste donc au niveau du bassin de l'Ouémé (Judex & Thamm 2008), et reflète des études hydrologiques encore trop partielles sur la zone.

III.3.4. DES INONDATIONS AUX ORIGINES FLOUES

Les inondations constituent au Bénin l'aléa le plus récurrent. Le fleuve Ouémé est sujet à de fréquents débordements pendant la saison des pluies, entraînant des inondations pouvant être très sévères au sud du pays. Les zones lagunaires du sud, incluant la ville de Cotonou, sont particulièrement vulnérables de par leur absence de relief et la très faible profondeur des nappes phréatiques. La destruction des forêts et les modifications d'usage des sols sous l'effet de la pression démographique intensifient ce phénomène. L'urbanisation

12 GRIBA, Groundwater Resources in Basement Rocks of Africa. <http://projet-griba.com/> [Consulté le 5 avril, 2014]

rapide des villes (Cotonou, Porto-Novo, Parakou et Abomey-Calavi) constitue un facteur produisant ou aggravant les inondations urbaines, par exemple lorsque le tout-à-l'égout fait l'objet d'une gestion limitée (e.g. Abdoulaye 2006).

Dans le cas du fleuve Ouémé, la connaissance des processus de genèse des écoulements à l'amont, au nord, où la répartition des pluies est unimodale (par opposition à la double saison des pluies du sud) semble donc un objectif nécessaire. Il n'existe pas encore de modèle réaliste et intégrant de l'ensemble des contributions aux inondations au Bénin, mais ces zones amont sont suspectées de jouer un rôle clé (A. Zannou, *comm. pers.*). Les mécanismes de genèse d'écoulements constituent à ce titre une cible prioritaire à l'étude hydrologique de la zone.

III.3.5. EVOLUTION CLIMATIQUE ET PRESSION DÉMOGRAPHIQUE : DES CONSÉQUENCES INCERTAINES SUR LA RESSOURCE EN EAU ET L'USAGE DES SOLS

Un avenir climatique imprécis

Les scénarios d'évolution climatique en Afrique de l'Ouest sont encore très incertains. Si de nombreuses études s'accordent à une hausse généralisée des températures, les impacts sur les précipitations sont encore très mal appréciés, particulièrement par une compréhension encore trop partielle des processus d'interaction surface-atmosphère (IPCC 2007; Meynadier, Bock, Gervois, et al. 2010; IPCC 2013). L'étude de Jung & Kunstmann (2007), sur le proche bassin de la Volta, confirme une prévision de hausses des températures moyennes annuelles de 1.2°-1.3°C entre 1991-2000 et 2030-2039. Sur la même période, les auteurs constatent peu de changements sur les cumuls annuels de précipitations, avec toutefois une augmentation des précipitations en saison humide, et une forte diminution en avril, liée à un départ plus tardif de la saison humide (Laux et al. 2008). Ce dernier point est important, car il contrôle la dépendance des paysans aux « faux départs », lorsque les semis sont effectués après les premières pluies, mais qu'une longue période sèche s'ensuit, nuisible aux cultures pluviales (van de Giesen et al. 2010, S. Tahirou, *comm. pers.*). D'une manière générale, le comportement hydrologique aux inter-saisons (avril-juin et octobre-novembre) est le moins bien connu. Ceci malgré l'importance pour l'agriculture de la période de mise en place de la saison des pluies (Sultan et al. 2012). On peut souligner ici le vaste programme de recherche WASCAL¹³, une initiative récente qui se propose de répondre au défi du changement et de la variabilité croissante du climat et d'accroître la résilience des systèmes humains et environnementaux. Egalement, les scénarios climatiques et analyses hydrologiques sur le bassin de la Volta tendent à mettre en évidence une concentration des précipitations au cours de la saison humide (augmentation de la variabilité intra-saisonnière). Or, les écoulements étant sensibles à la distribution intra-saisonnière des précipitations (e.g. Friesen et al. 2005), il est possible qu'une augmentation des écoulements sur des périodes de temps court soit observée (van de Giesen et al. 2010).

Une pression anthropique à faibles perspectives de stabilisation

Le Bénin connaît un très fort taux d'accroissement démographique, l'un des plus fort au monde (3.1% en 2010, FAO (2010)). Un contexte d'exode rural tend à augmenter la pression sur les ressources en eau des villes, essentiellement souterraines (Judex & Thamm 2008, Figure III.8). A des échelles de temps longues, un impact des changements climatiques sur les flux migratoires est également à anticiper (IPCC 2013).

Alimentation en eau potable : quelles nouvelles sollicitations pour la ressource ?

Les objectifs du millénaire pour le développement à l'échéancier 2015 ne sont pas atteints concernant l'alimentation en eau potable, particulièrement en milieu urbain (UNESCO WWDR4 2012). Le taux de desserte en eau potable des centres urbains et périurbains est passé de 53% (2007) à 58.5% (2010), contre un objectif de 75% à l'échéancier 2015. En milieu rural, le taux de desserte est passé de 46.7% (2006) à 57.2% (2010), contre un objectif de 67.3% défini sur une dose journalière de 20l d'eau par habitant par jour et d'un équivalent point d'eau pour 250 habitants. Il faut donc s'attendre à des politiques de développement accrues

13 WASCAL (West African Science Service Center on Climate Change and Adapted Land Use): <https://icg4wascal.icg.kfa-juelich.de/> [consulté le 3 avril 2014]

dans ce secteur.

Les ressources souterraines constituent un stock renouvelable pour l'AEP et l'abreuvement du cheptel, et leur sollicitation sera de plus en plus marquée, particulièrement en milieu urbain, et dans un contexte de densification par exode rural. Ces réserves d'eau répondent moins rapidement aux conditions météorologiques que les eaux de surface et à ce titre jouent un rôle fondamental de tampon face à la variabilité climatique. Leur qualité doit donc être assurée sur un long terme. Cependant, dans bien des cas, ces ressources souterraines seront insuffisantes en milieu urbain de zone de socle. Les villes intérieures de Côte d'Ivoire, plus peuplées, font déjà appel à des retenues alimentées par les cours d'eau, et ce recours est envisagé pour la ville d'Abidjan (6.3M d'habitants), dont la pénurie en eaux souterraines augmente (L. Séguis, *comm. pers.*).

D'une manière générale, le risque lié à une modification de la recharge par les changements climatiques globaux est relativement faible par rapport à une augmentation potentielle de la demande résultant en partie de ces mêmes changements climatiques sur des points d'approvisionnement isolés et inadaptés (MacDonald et al. 2009; Calow et al. 2010). En effet, une forte pression démographique amplifiée par un flux migratoire régional en réponse aux modifications du climat, de pair avec une diminution en qualité et en quantité des eaux de surface peuvent avoir des conséquences importantes localement, particulièrement en zone de socle peu transmissive. Un exemple en zone de socle semi-aride au Burkina-Faso montre que même avec un scénario pessimiste de réduction de la recharge conjointement à une augmentation de la population, les volumes disponibles seront suffisants pour répondre à la demande (Sandwidi, 2007). En revanche, cette demande ne pourra être satisfaite qu'en augmentant le nombre de forages dans les zones les moins pourvues, ainsi qu'en améliorant la productivité des forages existants (en allongeant les durées quotidiennes d'utilisation, ou en améliorant la gestion des prélèvements par exemple).

Usage des sols et agriculture en constante mutation : quels impacts sur le cycle hydrologique ?

Une forte pression anthropique se traduit généralement par une extension des terres agricoles au détriment des savanes et forêts, mais aussi par une pression sur les ressources en bois de feu. Sur la période 1978-2008, le bassin de l'Ouémé a accusé une perte de 35% de ses formations forestières (SDAGE 2013). Le projet IMPETUS (Judex & Thamm 2008), déployé par les universités de Bonn et Cologne entre 2000 et 2007 a permis une analyse de la dynamique passée d'utilisation des terres sur la vallée supérieure de l'Ouémé, ainsi que des études de scénarios futurs. Sur la base d'images LANDSAT acquises en décembre 1991 et octobre 2000, la commune de Djougou (englobant le site d'étude) aurait vu une augmentation de sa surface agricole de 40% (Judex et al. 2008, Figure III.8). Ce chiffre est à modérer par les dates d'acquisition des images. En effet, l'agriculture locale, essentiellement sur brûlis (généralement autour du mois de novembre), suppose une dynamique saisonnière temporelle forte de son empreinte visible, ce qui peut nuire aux classifications. Ces observations sont confirmées par des études récentes, qui notent une expansion des terres cultivées et des espaces urbains, au détriment des espaces de végétation dense, au départ des centres urbains et villageois mais également le long des principaux axes de communication (Leroux 2012). Il est noté par ailleurs que dans les zones densément peuplées, la proportion de nouvelles terres agricoles ayant nécessité un déboisement préalable est très faible puisqu'il ne reste que très peu de forêts (Judex et al. 2008). Les plus forts taux de déboisement s'observent sur les fronts pionniers en bordure des forêts comme la forêt classée de l'Ouémé supérieur. Des études de scénarios ont permis d'évaluer qu'à l'horizon 2025, entre 30 et 47% des nouvelles terres agricoles impliqueront un défrichement des forêts et savanes denses de la vallée de l'Ouémé supérieur. Cette augmentation de la pression anthropique sur les systèmes agricoles contribue également à réduire les jachères (en surfaces et en cycles), et à dégrader les sols avec, pour conséquence, une baisse des rendements (Gaiser et al. 2010). Gaiser et al. (2011) ont pu montrer, par l'analyse de scénarios d'usage de sols, que le rapport des surfaces jachère/culture devrait passer de 0.87 (2000) à 0.48-0.68 à l'horizon 2050. L'impact sur la baisse de la production agricole (maïs), serait équivalent aux conséquences directes des changements climatiques modélisés (jusqu'à 20% dans chacun des cas, Paeth et al. (2008)).

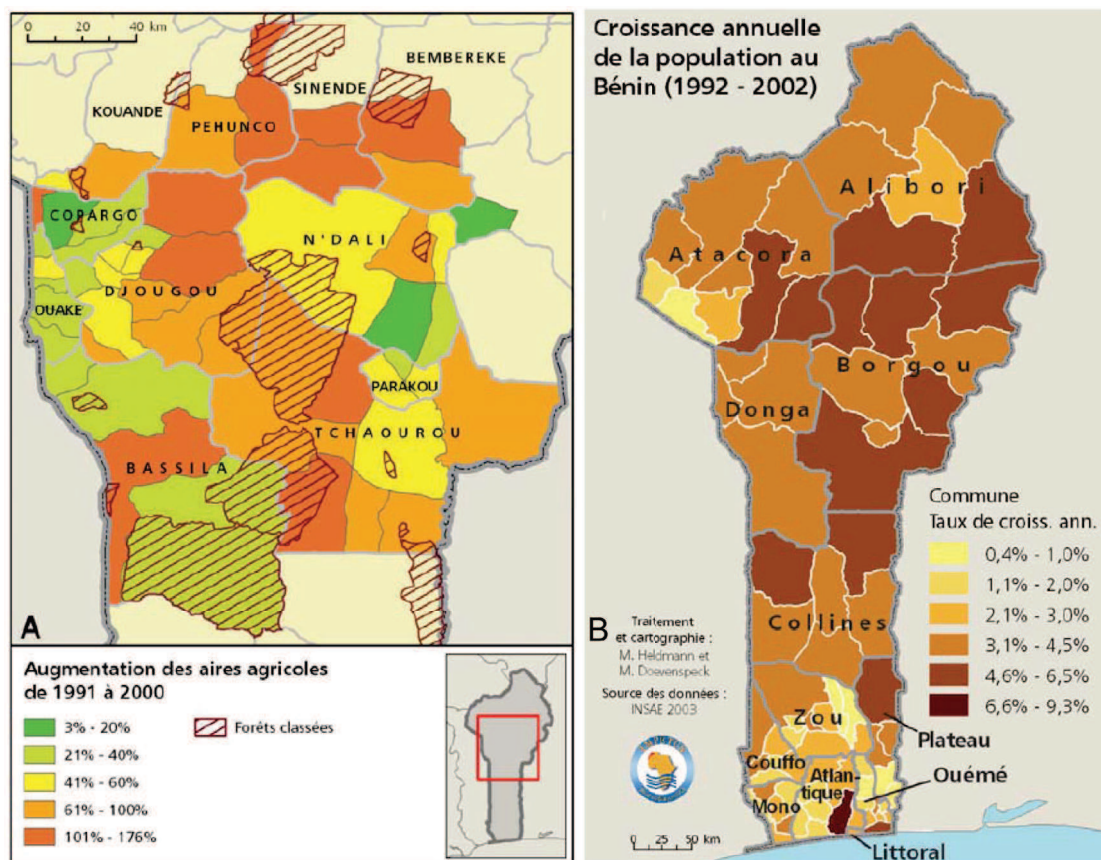


Figure III.8: Démographie et changement d'occupation des sols : A) augmentation des aires agricoles (dérivés d'images LANDSAT), B) Taux de croissance selon les communes. D'après Judex & Thamm (2008).

Demographics and land cover changes. A) agricultural areas increase (as derived from LANDSAT images), B) growth per area.

Une modification très rapide de l'occupation des sols se produit donc au Bénin, avec des conséquences avérées sur l'érosion des sols (Hiepe 2008a). Il devient fondamental d'en anticiper les conséquences sur l'hydrologie. La déforestation modifie sévèrement les bilans d'eau et d'énergie à la surface, et une poursuite de la mise en culture des terres au nord pourrait donc limiter l'évapotranspiration, augmenter le ruissellement, contribuer à une hausse des nappes et donc finalement augmenter les écoulements en rivière (e.g. Balek 2006), ce qui n'est pas encore observé.

L'irrigation est encore à un stade embryonnaire, mais constitue un des objectifs de développement du Bénin (FAO 2012b; UNESCO WWDR4 2012; SDAGE 2013) qui dispose encore de sols offrant un potentiel cultivable prometteur de 1.4 Mha à l'échelle du bassin de l'Ouémé supérieur, dont une part non négligeable de terres potentiellement irrigables (14% de l'ensemble du bassin de l'Ouémé). Ce développement de l'irrigation sollicitera les eaux de surface, conjointement à un développement de la production hydroélectrique. En effet, le Bénin, avec un potentiel de 377MW, est encore très largement dépendant de l'approvisionnement énergétique par les pays voisins, ce qui suggère un développement futur de ses capacités hydroélectriques (UNESCO WWDR4 2012; SDAGE 2013). Le déploiement d'ouvrages hydrauliques pour répondre à ces objectifs devrait permettre une régulation des crues à l'aval. De tels scénarios questionnent toutefois le développement de pollutions auxquelles les eaux de surface sont vulnérables, ainsi que leur transfert sur les zones soumises à l'irrigation.

Par ailleurs, face à la réussite modérée des grands aménagements hydro-agricoles en Afrique de l'Ouest (Barbier et al. 2011) et en réponse aux menaces sur la qualité des eaux, des auteurs suggèrent le développement à grande échelle de la petite irrigation, dont la qualité peut être assurée par des bonnes pratiques locales (MacDonald et al. 2009; Laube et al. 2012; Callo-Concha et al. 2013). Van de Giesen et al. (2010) relèvent également que ces développements locaux (« géographiquement diffus ») sont préférables aux grands schémas d'irrigation par le fait qu'ils se développent sur la base d'institutions locales préexistantes (villages, associations), et limitent les problèmes de gouvernance de grande échelle. De plus, les bas-fonds, conservant une forte humidité pendant la saison sèche, sont plus résilients aux intermittences de précipitation, et sont donc les cibles d'un potentiel développement agricole, via l'exploitation de leurs ressources

souterraines (Lavigne Delville et al. 1995; Callo-Concha et al. 2013). Si de telles politiques de développement à petite échelle sont mises en œuvre, c'est bien à cette même échelle que seront les enjeux hydrologiques, qui impliqueront une compréhension fine des processus associée à une approche intégrée et territorialisée.

III.4. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

La mousson ouest-africaine contrôle 1) le gradient éco-climatique, du Sahara à la bordure du golfe de Guinée, caractérisé par une augmentation des cumuls de précipitations et une densification du couvert végétal naturel vers le sud ; 2) la distribution temporelle des précipitations (caractérisée à l'échelle saisonnière par une double saison des pluies près de la côte au sud, associée à la montée et à la descente de la ZCIT, et une saison unique au nord). Le substratum géologique de l'Afrique de l'Ouest est grossièrement divisé en zones sédimentaires, essentiellement au nord, à forte capacité de stockage et zones de socle à faible capacité au sud. Les prévisions climatiques et météorologiques souffrent encore d'une mauvaise représentation des processus clés de redistribution des masses d'eau et de couplage entre les eaux souterraines, les surfaces continentales et l'atmosphère (i.e. évapotranspiration), connus pour être fondamentaux. Ce constat est à l'origine de l'observatoire AMMA-CATCH, qui constitue un système d'observation de long terme du cycle hydrologique continental. Le site représentatif de la zone soudanienne de socle se situe au nord-Bénin, et des enjeux locaux et nationaux y sont identifiés. Si la forte hausse démographique se poursuit, déforestation et mise en culture devraient fortement impacter le cycle hydrologique, et à plus grande échelle, son interaction avec l'atmosphère. Des conséquences plus directes sur les inondations fréquentes à l'aval, au sud du Bénin, sont également attendues. Un large développement de l'utilisation des eaux de surface pour l'irrigation et l'énergie hydroélectrique est prévu, qui soulève des questions concernant leur qualité et leur impact sur les eaux souterraines. Une sollicitation accrue du potentiel agronomique des bas-fonds est à prévoir, soulevant des interrogations quant aux impacts possibles sur le cycle hydrologique, dont ces éléments du paysage sont une composante fondamentale. En termes de disponibilité, les eaux souterraines ne font pas défaut en zone de socle, mais sont difficilement mobilisables, du fait d'une mauvaise appréciation des propriétés des aquifères d'une part et, d'autre part, à cause de problèmes d'ouvrages. Également, l'exode rural très important induit des pressions localisées accrues, non sans conséquences sur la qualité et la quantité de la ressource.

La compréhension des bilans et processus hydrologiques du cycle de l'eau, ainsi que des propriétés des aquifères, est nécessaire dans une perspective de développement socio-économique et de gestion des risques environnementaux. De plus, une bonne représentation des processus hydrologiques dominants (à supposer qu'ils aient été clairement identifiés) dans un schéma de modélisation offre des perspectives d'études de scénarios (changement d'occupation des sols, changements, climatiques, prélèvements et restitutions d'eaux souterraines...) qui semblent fondamentales au regard des changements rapides que subit la zone d'étude.

The West-African Monsoon controls 1) the eco-climatic gradient, from the Sahara to the Guinean Gulf seashore, characterized by both a yearly cumulative precipitation increase and natural vegetation cover increase towards the south; 2) the time distribution of precipitation inputs. The latter is characterized at the seasonal scale by a double rain season close to the coast, linked to the ITCZ (Inter-tropical Convergence Zone) oscillation, and its further motion to the north during the heart of the northern summer, and a unique season in northern areas. West-African geological features are roughly composed of sedimentary areas with high storage capacities, mainly found in the north, and hard rock basement with poor storage capacity in the south. Climatic and meteorological forecasts still lack an appropriate process representation of, on the one side water redistribution and, on the other side, groundwater-continental surfaces-atmosphere couplings (i.e. evapotranspiration), known to be of primary importance. From this statement originates the AMMA-CATCH observatory for the long-term continental hydrological cycle. A representative site is dedicated to the study of the hard-rock sudanian area, located in northern Benin, and for which specific local and national issues are associated. If the high population increase continues, deforestation and land use change will deeply impact the hydrological cycle, and at a larger scale, its interaction with the atmosphere. Direct consequences regarding to downstream floods in southern Benin are also expected from such changes. A large mobilization of surface waters for irrigation and hydroelectric power plants is planned, which raises questions related to water quality, and the impact on groundwater. An increased call to the agronomical potential of bas-fonds which are water-logged valley-bottoms at the headwater of streams and widely spread in the area, is to be expected. These landscape features are a fundamental component of the hydrological cycle with their headwater characteristics, and riparian features, and concerns relative to their agricultural development seem relevant. There is enough groundwater for development perspectives in the sudanian hard rock area, but its extraction is much challenging, because

of technical issues for deriving adequate aquifer properties and technical structure problems. Also, important rural-urban migrations induce localized pressures with consequences on resources quality and quantity.

Socio-economical development and environmental risks management perspectives call for a better understanding of water budgets and hydrological processes, together with an amelioration of aquifer properties retrieval. The identification of governing hydrological processes and their representation in an appropriate modeling scheme allows scenario analysis (land use changes, climate changes, water uptakes and irrigation return water...) which seem fundamental in regards to the very fast changes undergone by the study area.

CHAPITRE IV

LE SITE D'ÉTUDE DE NALOHOU : UN PETIT BASSIN VERSANT EN ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE

Le site d'étude AMMA-CATCH de l'Ouémé supérieur comprend un « super-site », le bassin versant de l'Ara (13km²), dont une instrumentation plus dense devrait permettre d'améliorer la compréhension des processus locaux. Les participants au projet se sont focalisés sur une échelle plus fine pour une première analyse des processus, consistant essentiellement en une topo-séquence et un petit bassin versant, auquel on se référera dans cette étude comme le bassin versant de Nalohou (0.16km²), du nom du village voisin (Figure IV.1). Ce chapitre propose une revue du cadre physique local de ce site, des instruments déployés ainsi qu'une synthèse de la connaissance des processus hydrologiques afin d'en dégager les verrous scientifiques qui définissent cette étude. Cette entreprise est motivée par l'absence d'ouvrages de synthèse d'un milieu complexe pour lequel des contradictions de résultats persistent.

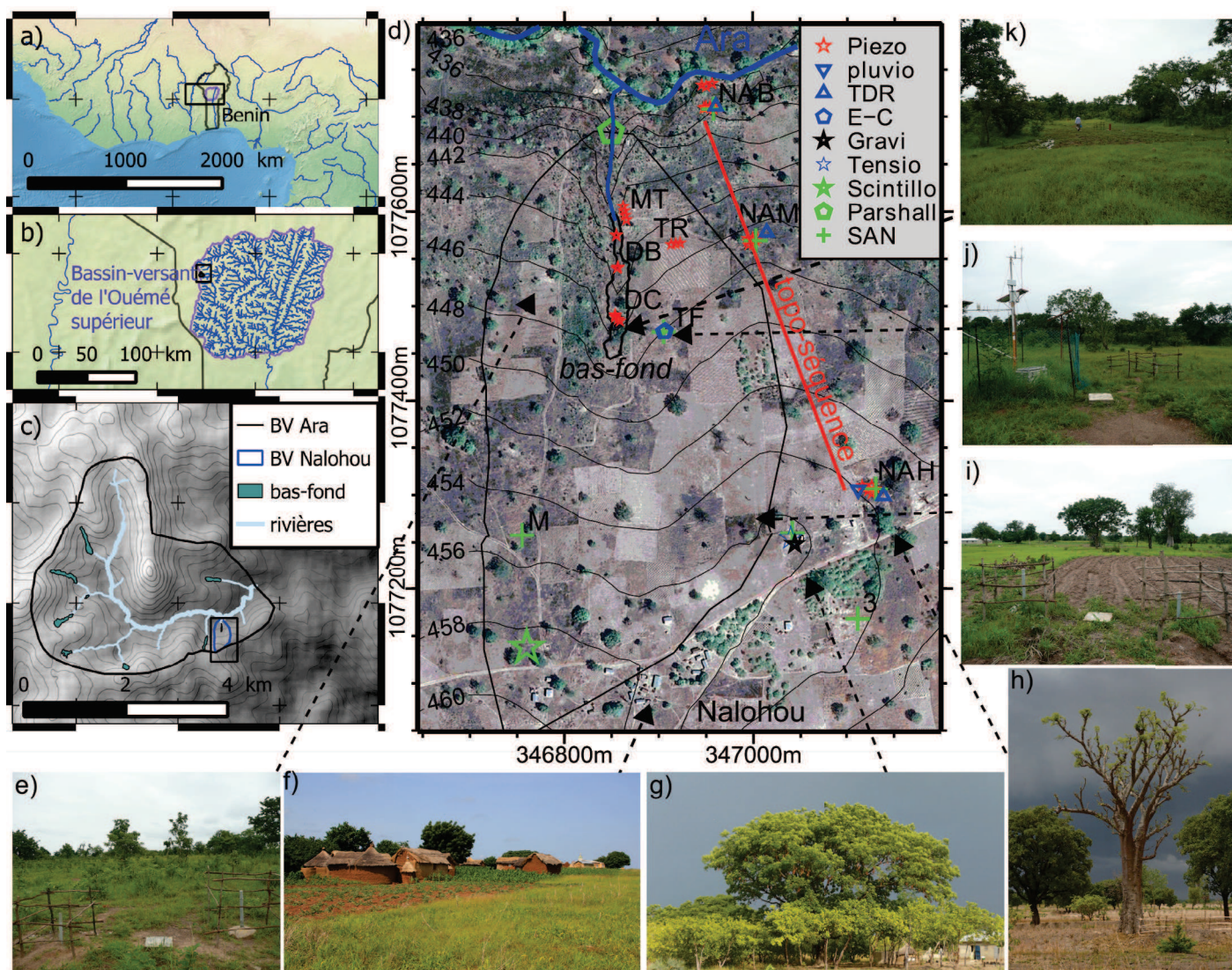


Figure IV.1: localisation du site d'étude : a) Bénin et bassin-versant (BV) de l'Ouémé supérieur, b) BV de l'Ouémé supérieur et BV de l'Ara, c) BV de l'Ara, *bas-fonds* et BV de Nalohou, d) BV de Nalohou, topo-séquence, *bas-fond*, village et instruments (SAN = Sonde à Neutrons), image Google Earth, 4 février 2010 (saison sèche), e) zone de jachère, piézomètres, août 2012, f) périphérie du village de Nalohou et cultures, juillet 2011, g) Anacardiés et Néré, avril 2011, h) Baobab, février 2011, i) maïs et piézomètres, juillet 2012, j) tour de flux (E-C) et piézomètres, juillet 2012, k) *bas-fond*, juillet 2012.

Study area. a) Upper-Ouémé catchment, b) Upper-Ouémé and Ara catchment, c) Ara catchment, *bas-fonds*, and Nalohou catchment. d) Nalohou catchment, hillslope (topo-sequence), *bas-fond*, village and instruments (SAN = neutron probe), Google Earth image, dry season. e-k : specific landscapes.

IV.1. CADRE PHYSIQUE

IV.1.1. GÉOMORPHOLOGIE : RELIEFS DOUX ET ÉROSION

L'altitude de la zone est supérieure à la moyenne de l'Ouémé supérieur, et varie de 436 à 460m. Les pentes topographiques sont relativement faibles (0-2% en moyenne), avec une légère rupture de pente en zone aval, interprétée comme un indicateur d'une réactivation de l'érosion quaternaire qui aurait affecté l'ensemble du réseau de drainage, sauf les bas-fonds (Brabant 1991; Séguis et al. 2011b).

L'érosion est relativement limitée grâce au couvert végétal, mais le milieu reste sensible : des petites ravines se forment très rapidement pendant la saison des pluies lorsque la couverture est dégradée, par exemple lors de la formation d'un sentier régulièrement emprunté. Les périodes où l'érosion est la plus forte sont le début de la saison humide, lorsque les premières pluies tombent sur un sol à végétation encore clairsemée, et au maximum de la saison, lorsque les sols sont saturés. Dans un bassin versant de l'Ouémé supérieur un peu plus raide (3.5 à 4.3%), Hiepe & Junge (2008) observent à l'aide de parcelles d'érosion des pertes en terres significatives (jusqu'à 124t.ha⁻¹.an⁻¹ pour un champ de coton planté en ligne dans la direction de la plus grande pente). Des taux plus faibles ont pu être observés dans les champs butés perpendiculairement à la pente (13t.ha⁻¹.an⁻¹ pour du coton), et encore plus faibles en milieu non cultivé (4t.ha⁻¹.an⁻¹ en savane). Les auteurs calculent un taux moyen de 20-27t.ha⁻¹.an⁻¹, bien que leurs résultats soient limités par l'observation d'une seule saison humide. Cependant, à l'échelle du bassin de la Donga (586 km²), englobant le bassin d'Ara, la production de sédiments déduite d'un suivi continu de la turbidité et d'un étalonnage (turbidité-matière en suspension) est plus faible, de 0.4t.ha⁻¹.an⁻¹ (Hiepe 2008a). C'est le plus fort taux d'exportation de sédiment parmi les bassins suivis sur l'Ouémé, expliqué par la proportion importante de cultures sur ce bassin.

IV.1.2. VÉGÉTATION : UN MILIEU AGRICOLE

Sur la base d'images LANDSAT (résolution 30m), Judex et al. (2008) ont établi une carte de l'occupation des sols à l'échelle de l'Ouémé supérieur, avec une précision de 80%. Les savanes arborées représenteraient 42% des surfaces, les savanes arbustives 32%, les zones agricoles (cultures/jachères) 12%, les forêts 9%, les savanes herbeuses 4%, et les bas-fonds 0.7%.

L'un des critères à l'origine de la sélection du site de Nalohou était sa représentativité d'un milieu cultivé. Le milieu est depuis longtemps exploité pour l'agriculture, avec une disparition considérée comme quasi-totale de la végétation naturelle et une forte dégradation de la plupart des sols (Steup 2008). Il constitue donc un site important pour l'étude du devenir des terres agricoles en augmentation généralisée.

L'agriculture domine l'usage des sols localement, et consiste en des cycles de jachères/cultures avec brûlis des chaumes à la saison sèche. L'assolement peut être composé de céréales (maïs, sorgho), de tubercules (igname), de légumineuses (haricots), de racines (manioc), d'oléagineux (arachide) ou de cultures de rente (coton, noix de cajou). Un usage traditionnel de l'agroforesterie consiste en le maintien dans le paysage d'espèces ligneuses jugées « utiles » pour la consommation ou le commerce. Blanchard et al. (2007) mesurent une densité moyenne de 40 arbres par hectare pour le site de Nalohou, essentiellement des individus de faible hauteur (3m en moyenne). La contribution majoritaire à la densité du couvert ligneux vient du karité (*vitellaria paradoxa*, 40 à 60% selon les hauteurs d'arbre considérées) et dont les fruits sont transformés pour la production de beurre. La deuxième espèce est le néré (*Parkia Biglobosa*, 30 à 40%), dont on consomme les graines, puis viennent le caillédrot (*Khaya senegalensis*) et le baobab *Adansonia digitata* (10%), dont les feuilles et les fruits sont consommés (au prix d'une récolte parfois périlleuse). Un petit verger d'anacardiens (*Anacardium occidentale*) est également présent dans la zone, et produit des noix de cajou (Figure IV.1). Il y a aussi une faible représentation d'une espèce de la famille du Teck (*Gmelina arborea*). Le site peut être considéré comme un « parc à karité et néré », de par leurs fortes présences respectives. Les jachères sont également composées d'espèces ligneuses comme *Isobertinia doka*, et d'herbacées (*Chamaecrista mimosoides*, *Spermacoce stachydea*, *Tephrosia nana*, ainsi que des pérennes, plus minoritaires : *Andropogon* sp., *Hypparhenia* sp.), brûlées en début de saison sèche (Blanchard et al. 2007). Le petit bas-fond de Nalohou (Figure IV.2.d) est cultivé pendant la saison humide, en riz ou manioc.

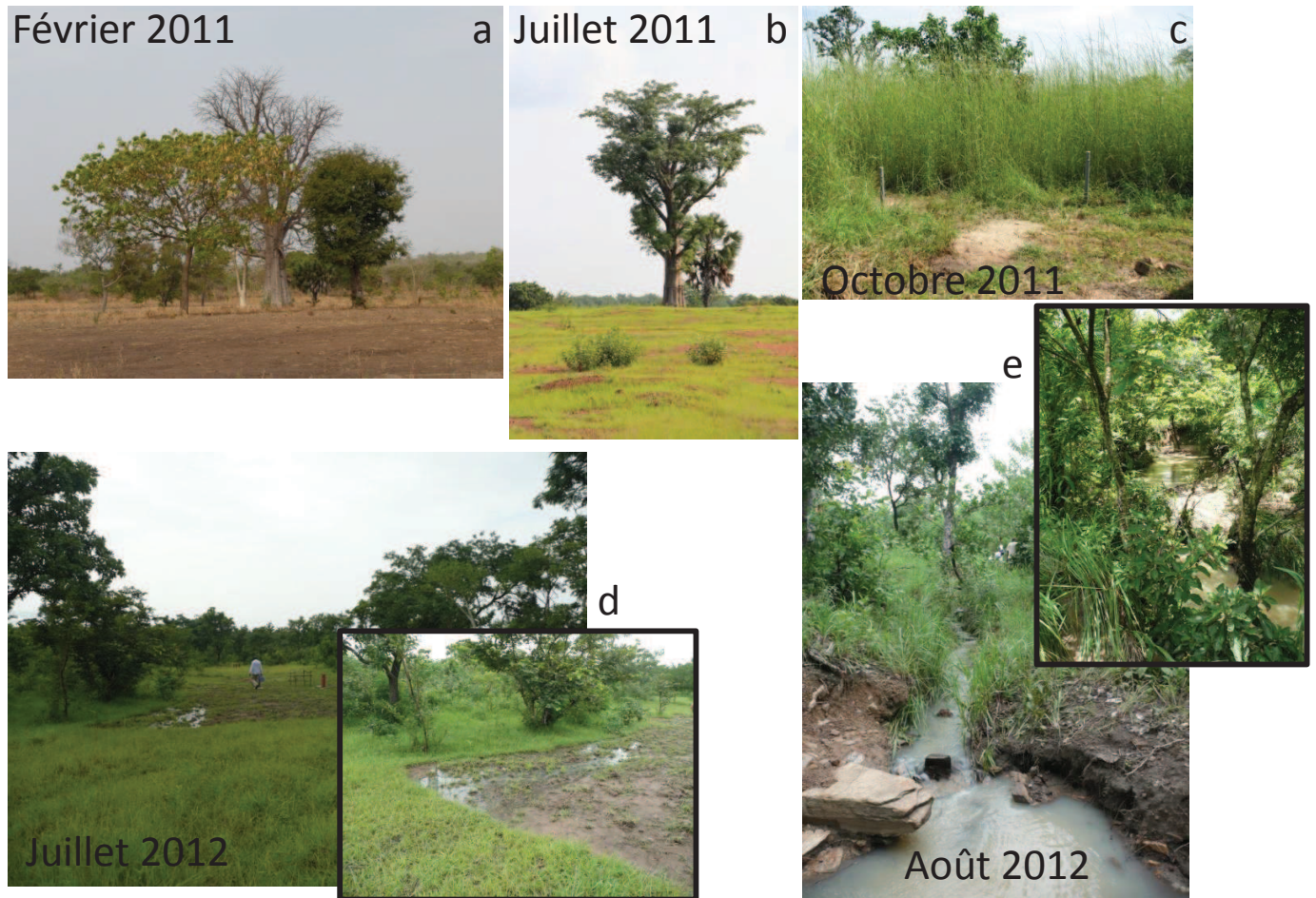


Figure IV.2: paysages types du bassin versant de Nalohou : a) saison sèche (février 2011); b) début de saison humide (juillet 2011) ; c) fin de saison humide (octobre 2011) ; d) bas-fond en début de saison humide ; e) exutoire du bas-fond et ripisylve. (a,d,e : B. Hector, b : J-D Bernard, c : J. Hinderer).

Typical landscapes in Nalohou catchment : a) dry season ; b) early wet season ; c) wet season end ; d) bas-fond, early wet season ; d) bas-fond outlet and riparian forest.

Une ripisylve est présente le long de l'Ara (et représente un élément typique du paysage, Natta et al. 2002), à l'aval du bas-fond, et est marquée par une plus forte densité végétale (forêt galerie) sur une bande d'une vingtaine de mètres de largeur (Figure IV.2.e). Il en va de même pour les bordures du bas-fond. Les espèces qui la composent sont par exemple *Elais guineensis*, *Berlinia grandiflora* et *Mimusop endongensis* ou encore le palmier raphia (*Raphia huqeri*).

Zin et al. (2009) et Robert (2012) font état d'une carte présentant les différents types d'occupation de sol sur le bassin versant de l'Ara, obtenue à partir d'images SPOT (avril et octobre 2005 et janvier 2006) à 20m de résolution (Figure IV.3). On notera que les zones urbaines sont surestimées, et comprennent routes, villages et des sols nus naturels. Les zones cultivées sont également sous estimées au voisinage du village de Nalohou (sud-est de la zone).

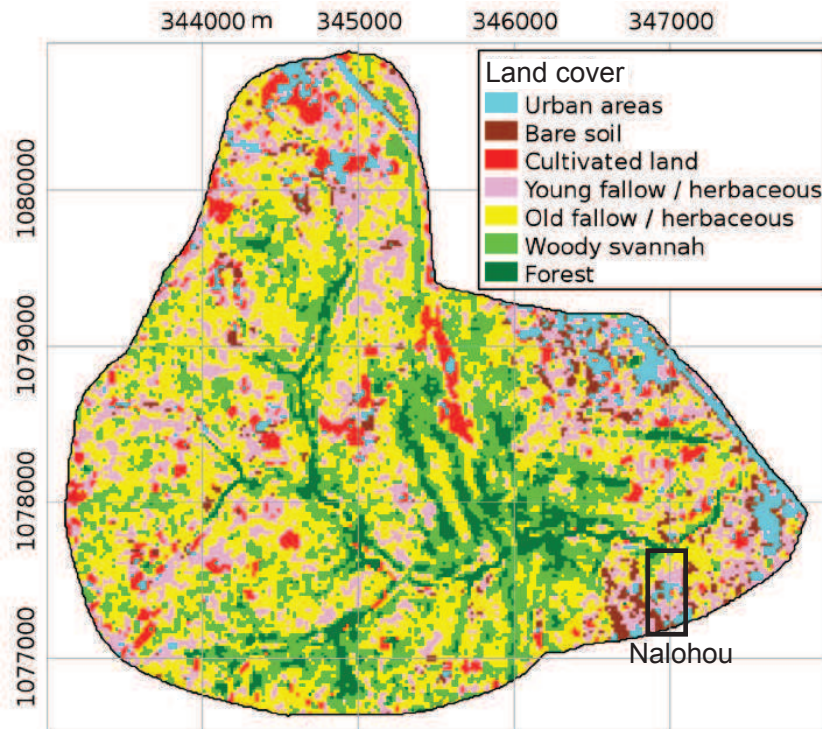


Figure IV.3: occupation du sol sur le bassin versant de l'Ara. D'après Zin et al. (2009); Robert (2012).
Land cover in the Ara catchment.

IV.1.3. PÉDOLOGIE – GÉOLOGIE

Le bassin versant de Nalohou fait partie du socle Dahoméen. Les roches sont métamorphiques (gneiss fins, micaschistes à biotite et muscovite, et quartzites essentiellement). Localement, les structures sont orientées nord-sud, et présentent un angle de pendage de 20° vers l'est (Descloitres et al. 2007). L'hétérogénéité spatiale est très marquée, et des zones extrêmement argileuses peuvent être adjacentes à des zones de socle à degré d'altération très variable (Descloitres et al. 2011).

A l'échelle du pays, les sols sont de type ferrugineux tropicaux lessivés, et leur différenciation est principalement déterminée par les grandes provinces géologiques et unités morpho-structurales. Plus localement, cette différenciation provient de facteurs qui contrôlent la préservation ou la transformation et l'érosion d'une ancienne couverture latéritique (Faure 1977; Faure & Volkoff 1998). Faure & Volkoff (1998) décrivent deux ensembles caractéristiques qui peuvent co-exister localement. 1) Les sols polycycliques consistent en des horizons supérieurs pauvres en argile, surmontant une croûte latéritique plus ou moins dure, développée sur un épais manteau kaolinitique (argileux). Les horizons supérieurs sont composés de sables et graviers, avec modules de quartz et de fer, résultant d'une accumulation *in-situ*. 2) Aux endroits où le manteau argileux a été érodé jusqu'au socle, les sols sont formés de saprolites, avec horizons d'altération argileux (smectite) se développant en bas des pentes, et plutôt kaolinitiques en haut des versants. L'éluviation des argiles est très marquée et amplifiée par les mouvements latéraux de l'eau sur les couches argileuses à faible perméabilité, résultant en un profil de sol épais et à texture grossière. Ces deux distributions principales sont rencontrées sur le site, comme il sera montré plus tard.

Giertz & Hiepe (2008) notent qu'il est difficile de traduire la classification française en types de sols WRB¹⁴ car les critères de classifications pour les sols ferrugineux et ferralitiques ne sont pas les mêmes. Selon eux, sur le petit bassin versant de Nalohou, les sols peuvent être des plinthosol en crête de versant (peu profonds et fortement dégradés avec un horizon induré et une couche de surface très gravillonnaire), des acrisols/lixisols à horizon induré sur les pentes, et des gleysols dans les bas-fonds (Steup 2008). Dans les bas-fonds, une couche sableuse forme la partie supérieure de ces zones humides, limitée en profondeur par un horizon d'accumulation d'argiles de faibles perméabilités sur un socle plus ou moins altéré (Raunet 1985).

14 WRB : World Reference Base : FAO, 1998. World reference base for soil resources. World soil resources reports, 84, p.21–22.

22 fosses de 2m de profondeur ont été creusées sur le bassin d'Ara, dont 8 à moins de 150m du site des gravimètres (Robert 2012). Aucune fosse n'a été creusée dans les zones à cuirasses latéritiques. Trois couches ont pu être identifiées, une couche superficielle sablo-limoneuse de 0.4 à 0.6 m d'épaisseur, un deuxième horizon plus argileux jusqu'à 2m de profondeur, mais variable spatialement en termes de propriétés hydrodynamiques. Un troisième niveau, à peine atteint dans quelques fosses, était considéré comme des altérites au sens large. De nombreux macropores ont été identifiés dans les niveaux superficiels. Un autre résultat provenant de cette étude est l'absence de relation entre les propriétés hydrodynamiques mesurées et la topographie, l'usage des sols, ou la géologie. En revanche, une très forte dispersion des mesures, au sein de chaque fosse et entre les différentes fosses, illustre un environnement très hétérogène de l'échelle locale de la fosse à celle du versant. Ces résultats seront repris dans la troisième partie de ces travaux de thèse.

IV.2. INSTRUMENTATION...

IV.2.1. HYDROLOGIQUE

Précipitations

Les précipitations sont enregistrées par un pluviographe à auget (Précis Mécanique). Deux augets montés sur un fléau basculent alternativement à chaque remplissage (hauteur équivalente précipitée : 0.5 mm). Le temps du basculement est enregistré.

Écoulements

Un seuil jaugeur de type Parshall a été installé en 2004 à l'exutoire du bas-fond, enregistrant des variations de niveau au-dessus de 10^{-3} m, avec un limnigraphe à flotteur (type Thalimèdes – OTT). Les données sont contrôlées par des lectures quotidiennes sur échelle.

Eaux souterraines

Le petit bassin versant de Nalohou a été densément équipé d'instruments de suivi hydrologique depuis 2003. À l'origine, une topo-séquence a été équipée de piézomètres et de sondes TDR (stations NAH, NAM, NAB, Figure IV.1, Séguis et al. (2011b); Richard et al. (2013)). Chaque station comporte 3 piézomètres au moins, crépinés sur un ou deux mètres, et profonds de 2, 10 et 20m. Une vue schématique est présentée en Figure IV.4. Les premiers piézomètres dans le bas-fond ont été installés en 2004 à 1 et 2m de profondeur pour y documenter la nappe perchée. D'autres piézomètres en bord de bas-fond ont été creusés la même année (TR, MT) à 2, 10, et 20m (et 40m pour TR), pour documenter les altérites à l'est du bas-fond. En 2006, un piézomètre a été ajouté sur la zone ouest du bassin versant (M). En 2009, un piézomètre a été installé à proximité des bâtiments abritant les gravimètres. Un autre piézomètre a été installé dans une zone électriquement résistante (3) en tête de versant, et un dernier a été ajouté à proximité d'une tour de flux (TF).

L'échantillonnage de ces piézomètres est manuel, et quelques sondes piézométriques à acquisition automatique ont été ajoutées notamment dans le bas-fond, pour avoir accès aux plus hautes fréquences.

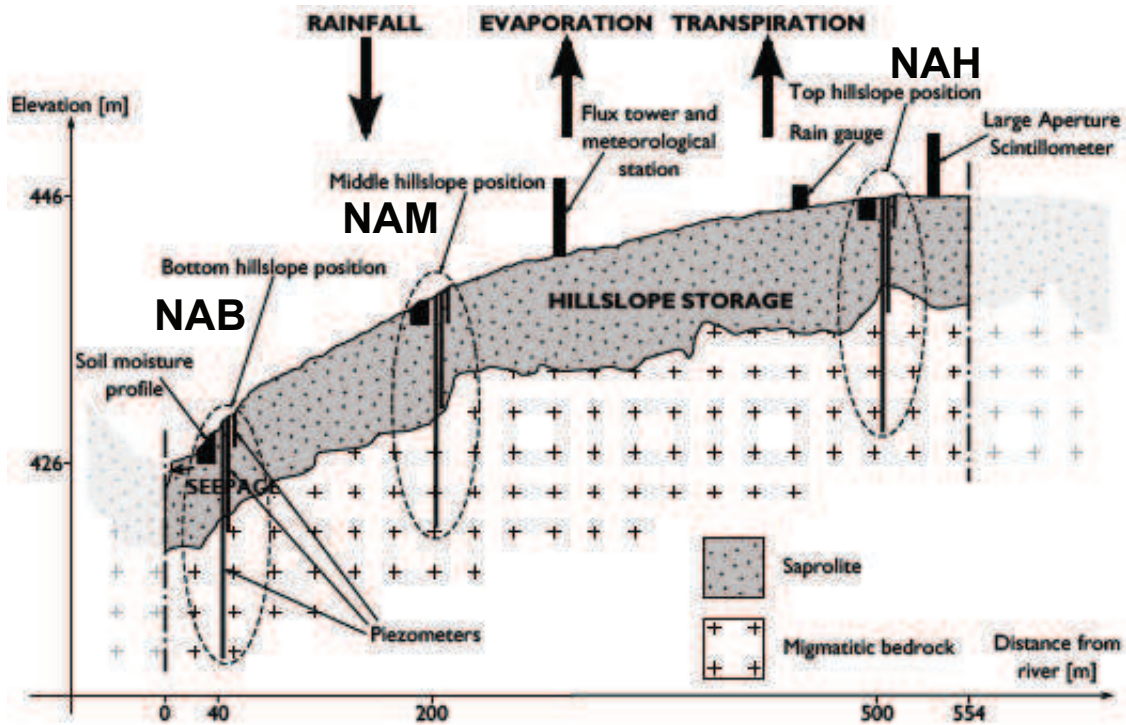


Figure IV.4: topo-séquence de Nalohou : coupe schématique présentant les différents instruments. Exagération verticale : 10x. D'après Richard et al. (2013).

Nalohou hillslope : schematic view of instruments locations. Vertical exaggeration : 10x.

Humidité et stocks d'eau

Des sondes TDR (Time-Domain Reflectometry) de type CS616 (Campbell Scientific) sont installées à chaque station de la topo-séquence (NAH, NAM, NAB), à des profondeurs de 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6 et 1m. La constante diélectrique du milieu est mesurée via la vitesse de propagation d'une onde électromagnétique, et dépend de la teneur en eau. Cette dernière est donc disponible après calibration des instruments. Ces sondes, à cause de l'extrême hétérogénéité du site, sont calibrées avec un étalonnage constructeur, et non à partir de mesures de terrain. Une certaine prudence est donc de mise quant à l'interprétation des amplitudes observées. La dynamique temporelle n'est pas affectée.

Quelques tubes d'accès pour sonde à neutrons ont également pu être mis en place en 2009, pour le suivi des stocks d'eau (Séguis et al. 2009). Une sonde à neutrons permet un comptage des neutrons (dits « lents ») ayant interagi avec les molécules d'eau du sol suite à l'émission de neutrons (dits « rapides ») par une source localisée au sein de la sonde. La teneur en eau du sol est obtenue à partir des comptages ramenés aux comptages « standards » effectués dans un milieu de référence (bac d'eau), et après calibration de la réponse de chaque tranche de sol. La sonde est insérée dans le sol le temps de la mesure par le biais d'un tube d'accès mis en place dans un forage.

Potentiel matriciel

Des sondes Watermarks sont associées aux sondes TDR à des profondeurs de 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 1, 1.5, 1.9, 2 et 3m. Ces sondes permettent de déterminer la succion. La succion s'équilibre naturellement entre le sol et le milieu interne de la sonde. On mesure une résistivité interne, étroitement corrélée à la succion. La légère incidence de température sur la mesure est compensée.

Mesure des flux d'énergie

Le bassin versant a pu bénéficier de la présence d'un scintillomètre de 2006 à 2008 (Guyot et al. 2009; Guyot et al. 2012). Un scintillomètre infrarouge à grande ouverture mesure les fluctuations turbulentes de l'indice de réfraction de l'air le long d'un chemin entre un émetteur et un récepteur. Il permet, à partir de ces mesures, d'obtenir le flux de chaleur sensible, puis le flux de chaleur latente -directement relié à l'évapotranspiration- par fermeture du bilan d'énergie. L'intérêt de la méthode est son intégration d'une zone

de quelques kilomètres carrés. Son empreinte est caractérisée par une surface composée à 15% de savane arborée (ainsi que de forêt galerie) et à 85% de zones cultivées ou en jachère.

Le bassin versant dispose également d'une station d'Eddy-Covariance (ou « tour de flux ») depuis 2003 (Guyot et al. 2009; Mamadou et al. 2014). L'empreinte de la station est plus restreinte, et composée à 65% au moins de jachères et de cultures.

IV.2.2. GÉOPHYSIQUE DE PROCHE-SURFACE

De nombreuses missions de caractérisation géophysique du sous-sol ont eu lieu à l'échelle de l'Ara, et plus finement à l'échelle du petit bassin versant de Nalohou. On se propose ici d'en rappeler les résultats principaux.

EM34

En 2003, une vaste cartographie électrique par EM34 a été entreprise, assistée de panneaux électriques (Wubda 2003). Pour rappel, l'EM34 est une méthode de prospection électromagnétique, qui fonctionne avec deux bobines (dans ce cas, séparées de 20m), une émettrice, et une réceptrice, qui enregistre le champ secondaire obtenu après interaction avec le sous-sol du champ primaire émis. Le signal mesuré dépend des propriétés électriques du matériau traversé. En orientant les profils (est-ouest) perpendiculairement aux structures géologiques (pour rester au mieux dans l'hypothèse 2D de l'algorithme d'inversion employé), et en les séparant de 100m, une carte de résistivité électrique apparente a pu être générée à l'échelle de l'Ara (Figure IV.5.a). Si seulement 10% d'anomalies conductrices (45-83 $\Omega.m$) ont été identifiées, celles-ci semblaient correspondre à des bandes argileuses, et quelques fois à des bas-fonds. Les anomalies de résistivité apparente résistantes (200-1000 $\Omega.m$) couvrent 60% du bassin de l'Ara. Les cuirasses de surface ont été identifiées par les panneaux électriques comme des couches de 1000 et 5000 $\Omega.m$ (Figure IV.5.c), fait confirmé par des mesures isolées sur des blocs de cuirasse entre 1500 et 4000 $\Omega.m$. De plus, il a pu être observé que « les altérites en dessous de cuirasses étaient constituées en général d'un horizon gravillonnaire plus ou moins argileux suivi d'un horizon très nettement argileux. En l'absence des cuirasses, l'horizon gravillonnaire est remplacé selon le cas par un horizon limono-sableux ou limonoargileux ». Ceci conforte les observations faites à plus grande échelle (Faure & Volkoff 1998).

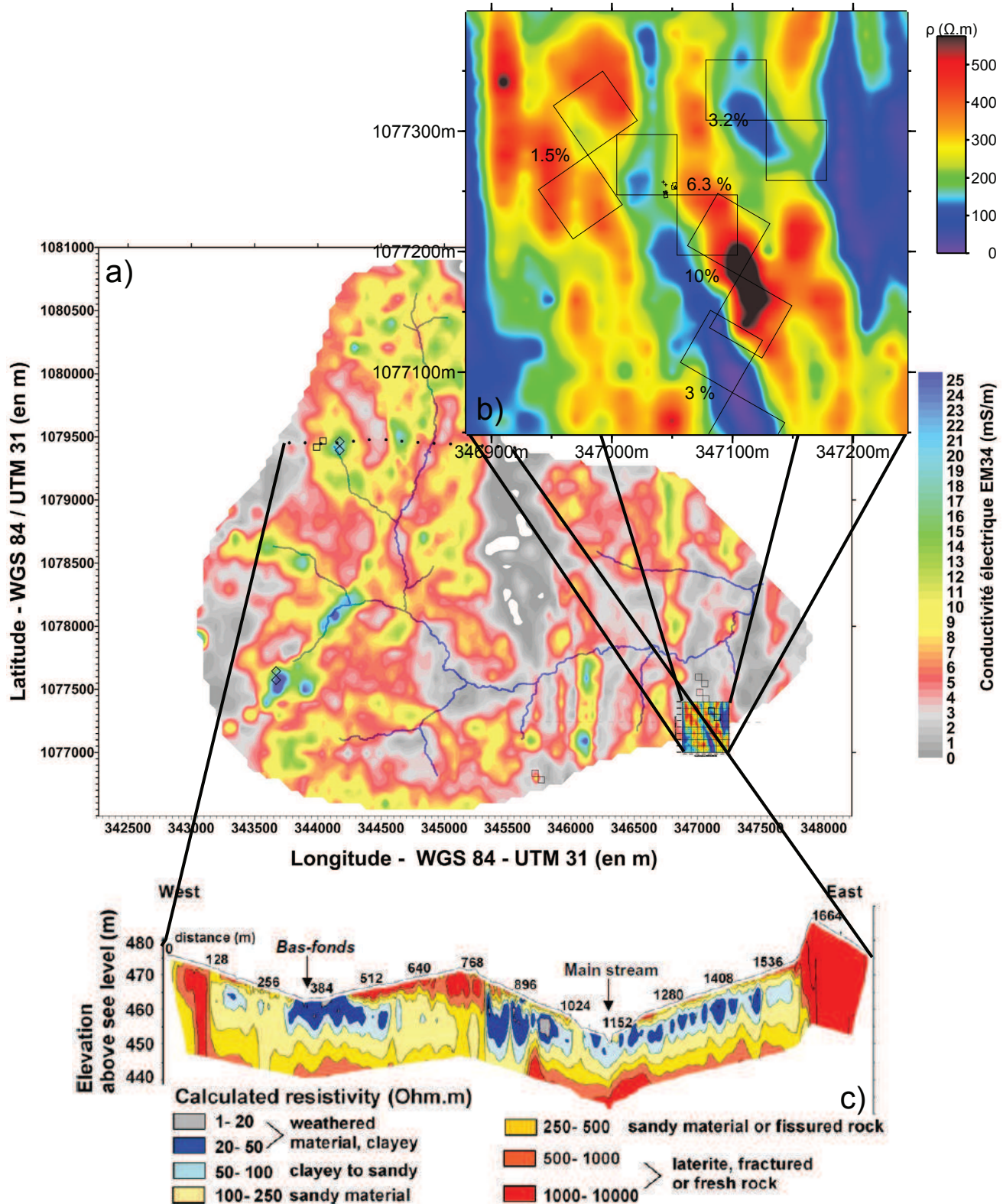


Figure IV.5: prospections géophysiques sur le bassin versant de l'Ara. a) carte de conductivité électrique EM34, b) carte de résistivité électrique apparente obtenue par traîné électrique en haut du bassin versant de Nalohou, la position des boucles (8) de RMP est indiquée, avec la teneur en eau RMP déduite. c) Coupe électrique interprétée. Modifié d'après Wubda (2003); Descloitres et al. (2007); Descloitres et al. (2008); Séguis et al. (2011b).

Geophysical prospections across the ara catchment. a) EM34 electrical conductivity mapping, b) apparent resistivity mapping with array, magnetic resonance soundings (MRS) loops locations, c) interpreted resistivity profile.

Traîné électrique

Une cartographie plus fine de la résistivité apparente a pu être entreprise à l'amont du bassin versant de Nalohou par la méthode de traîné électrique (Descloitres et al. 2008). Des électrodes d'écartement constant avec une longueur de ligne AB/2 de 10m permettent une investigation dans une tranche de terrain de 4 à 8m de profondeur. Les profils sont écartés de 20m et orientés dans le sens des structures géologiques (nord-

sud), pour éviter les contrastes trop forts sur un même trajet. La cartographie montre essentiellement des bandes nord-sud présentant des contrastes de résistivité apparente de $20\Omega.m$ à plus de $500\Omega.m$. Les valeurs faibles correspondent globalement à des zones argileuses (Figure IV.5.b).

RMP

Des sondages RMP (Résonance Magnétique des Protons) ont eu lieu en décembre 2006 le long de la toposéquence (Descloitres et al. 2007) ainsi qu'en octobre 2008, dans la zone amont du petit bassin versant (Descloitres et al. 2008). La RMP est directement sensible à la présence d'eau souterraine (zone saturée). C'est également une méthode électromagnétique. Dans ce cas, la même boucle de courant est utilisée pour générer puis enregistrer un champ électromagnétique. Un premier champ émis à la fréquence de vibration des protons de l'eau (fréquence de Larmor) va exciter ces derniers et les écarter de leur position d'équilibre, dirigée par le champ magnétique terrestre. En revenant à l'équilibre, ces protons émettent un champ secondaire qui est enregistré en surface et dont l'amplitude renseigne sur la quantité des protons et donc le volume d'eau sollicité. La méthode donne accès à une « teneur en eau RMP », θ_{RMP} , considérée comme proche, voire supérieure à la porosité cinématique (Lubczynski & Roy 2005). Elle est, dans ce cas, représentative d'une moyenne sur l'épaisseur considérée saturée de l'aquifère. La partie fissurée-fracturée profonde sous les altérites n'est pas considérée comme significative (Descloitres et al. 2008). Les valeurs de θ_{RMP} retrouvées varient de 1.5% à 10% et illustrent bien l'hétérogénéité des terrains. Si la taille de la boucle RMP (côtés de 50m) lui confère un pouvoir intégrateur comparable à celui de la gravimétrie (comme on le verra plus tard), elle en tire les mêmes désavantages : difficile d'accéder à la distribution en profondeur des sources du signal.

IV.3. BILANS ET PROCESSUS HYDROLOGIQUES : UNE SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES

Dans cette section, les différents termes du bilan hydrologique sont approchés par la description des processus liés. Les composants du système et leurs processus associés sont d'abord explicités selon une progression atmosphère-subsurface, puis une synthèse des approches de modélisation entreprises sur la zone est proposée. Cette étape illustre les différentes représentations et conceptualisations des processus dominants, et appuie donc les sections antérieures en présentant et discutant les approches des différents contributeurs, ainsi qu'en s'essayant à dégager les limites de la compréhension actuelle des processus. Pour finir, une discussion de différents bilans hydrologiques annuels est proposée à partir d'études basées sur des observations, ou sur des modèles qui ont l'avantage de souvent donner accès à l'ensemble des termes du bilan, et pour des échelles bien définies.

IV.3.1. PRÉCIPITATIONS

Le cumul annuel des précipitations est très variable et généralement compris entre 1000 et 1600mm (Guyot 2010; Robert 2012). La moyenne annuelle est de 1195mm sur la période 1950-2004 à la station météorologique de Djougou (Kamagaté et al. 2007). Sur la vallée de l'Ouémé supérieur, 65% de la pluie annuelle tombe pendant la période de juillet à octobre.

La sécheresse marquée des décennies 1970-1980 est observable dans les données, comme au Sahel, mais la variabilité interannuelle y est plus importante. L'alternance de longues périodes humides ou sèches est largement bruitée par des fluctuations interannuelles, excepté lors de la première moitié des années 1980, systématiquement déficitaire. Dans cette zone, on peut distinguer une évolution du régime pluviométrique selon la position de la ZCIT avant et après le saut de mousson: une première saison dite océanique apporte de l'humidité du Golfe de Guinée, puis une seconde, dite continentale, est plus largement sous l'influence des surfaces continentales. Le caractère déficitaire d'une année est principalement corrélé à la diminution du nombre de gros systèmes convectifs de méso-échelle (et donc d'évènements pluvieux) au sein de la saison continentale (Le Lay & Galle 2005). Un pic d'occurrence des précipitations est observé après minuit à Parakou (à l'est de la zone d'étude), et interprété comme une arrivée tardive des nuages formés sur les montagnes centrales du Nigéria, et se déplaçant en moyenne à 50km/h (lignes de grains). A Natitingou, à l'ouest de la zone, le pic d'occurrence se situe plutôt en fin d'après-midi (Vollmert et al. 2003; Fink et al.

2006).

IV.3.2. DYNAMIQUE DE LA VÉGÉTATION

Le développement de la végétation est très lié aux précipitations (Blanchard et al. 2007; Peugeot 2012). Il est évalué localement *via* le LAI (Leaf Area Index, le rapport de la surface foliaire sur la surface au sol) par photos hémisphériques. Des produits satellitaires (par exemple MODIS, CYCLOPES et SEVIRI) donnent une estimation de cet indice à plus grande échelle (kilométrique), sur des zones intégrant différents types de couverts, mais ayant l'avantage d'une certaine continuité temporelle, lorsque la mesure n'est pas perturbée par les nuages. Par des transformations simples, ces séries sont ajustées sur les données sol pour obtenir des séries synthétiques de LAI pour plusieurs types de couverts (Figure IV.6, Peugeot (2012)). Le développement des espèces annuelles commence tôt, en suivant les premières pluies (Figure IV.2.b). Le pic des graminées pérennes et des plantes annuelles survient 3 semaines après les dernières pluies, et le LAI observe donc un pic entre septembre et octobre. La régénération ligneuse contribue faiblement à la biomasse à Nalohou. En fin de saison humide, les herbacées peuvent atteindre 2.5m (Figure IV.2c). Les pics de développement des graminées pérennes observés sont probablement attribuables aux genres *Andropogon* et *Hyparrhenia*. Ce sont des espèces pérennes à émergence précoce et floraison tardive (Blanchard et al. 2007). La couche herbeuse est brûlée entre octobre et février (Figure IV.2a).

La dynamique des espèces ligneuses fait l'objet d'études sur le site d'une forêt claire classée, présentant des arbres pouvant atteindre 35m de hauteur (forêt de Béléfoungou). A Nalohou et Béléfoungou, un renouvellement des feuilles s'opère entre décembre et janvier, lorsque l'humidité de l'air diminue drastiquement. Ceci entraîne une diminution du LAI des ligneux (Figure IV.6), qui reprend rapidement en février, avec l'augmentation de l'humidité de l'air.

Les cultures ont leur cycle propre, qui est considéré comme proche de celui des herbacées (Robert 2012).

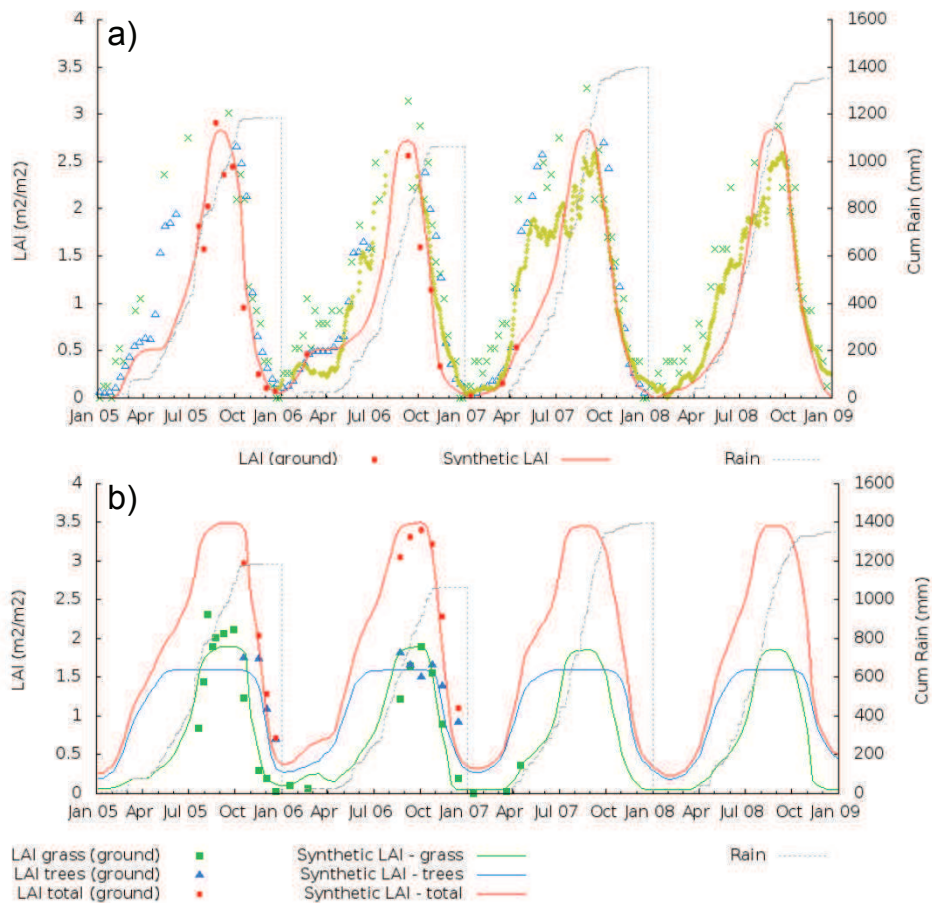


Figure IV.6: dynamique du LAI (Leaf Area Index) : a) sur le site culture/jachère de Nalohou : observations au sol (points rouges), produits satellitaires corrigés sur les données sol : Modis (croix vertes), Cyclopes (triangles bleu) et Seviri (points jaunes) ; cumuls de précipitations et LAI synthétique. b) sur le site en forêt de Béléfoungou : observations au sol et LAI synthétiques (les produits satellitaires ne sont pas montrés). Modifié d'après Peugeot (2012).

LAI dynamics : a) Nalohou fallow/crops site : ground observations (red points), fitted satellite products : Modis (green crosses), Cyclopes (blue triangles) and Seviri (yellow points) ; cumulated precipitation and synthetic LAI. b) Belefoungou forest site : ground observations and synthetic LAI.

IV.3.3. EVAPOTRANSPIRATION : UN TERME DOMINANT

L'évapotranspiration de référence calculée selon Penman-Monteith (Allen et al. 1998) et présentée pour la période 2006-2008 (Figure IV.7) à partir des données de la station météo (tour de flux) montre une faible variabilité saisonnière, de $5\text{-}6\text{mm.j}^{-1}$ en fin de saison sèche à $3\text{-}4\text{mm.j}^{-1}$ en saison humide. La moyenne du cumul annuel calculé par la même méthode sur la période 2002-2009 et pour les données de la station climatique de Djougou est de $1287\text{mm} \pm 43\text{mm}$.

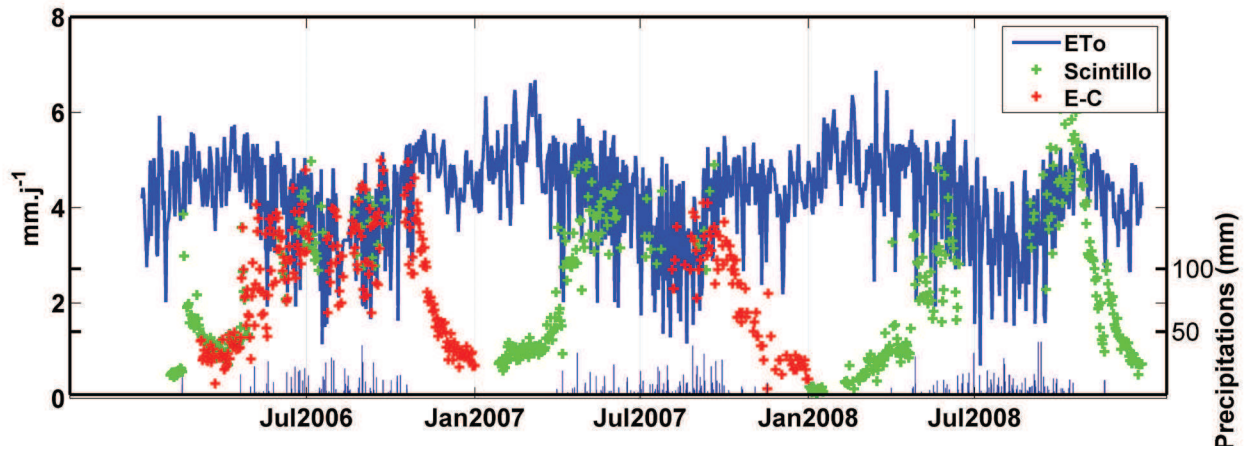


Figure IV.7: évapotranspiration journalière: Evapotranspiration de référence (ETo), évapotranspiration réelle issue des données de scintillométrie et d'Eddy-covariance, pluie journalière.

Daily evapotranspiration (ET): reference ET (ETo), actual ET from scintillometer data and eddy-covariance (E-C), daily rainfall.

L'évapotranspiration est la composante principale du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de Nalohou (Séguis et al. 2011b; Robert 2012), comme à l'échelle de l'Ouémé supérieur (Peugeot et al. 2011; Cornelissen et al. 2013). S'il est maintenant relativement admis qu'au cœur de la saison humide, l'évapotranspiration réelle (ETr) est voisine de l'évapotranspiration de référence (Figure IV.7, Guyot 2010), sa distribution spatiale et temporelle, essentiellement dans les inter-saisons, est moins connue. En se concentrant sur des événements importants et isolés en saison sèche (pas d'écoulement en rivière), Guyot et al. (2009) notent des contributions différentes des zones à l'ouest et à l'est du faisceau scintillométrique (identifiées selon la direction du vent), probablement reliées à des densités végétales différentes. De plus, si la décroissance du stock d'eau de la zone superficielle non saturée (0-1m) est corrélée à l'estimation de l'ETr, elle ne suffit pas à justifier l'amplitude forte de cette dernière, et suggère une contribution plus profonde des nappes via un prélèvement par les espèces ligneuses pérennes. Descloîtres et al. (2011) montrent que ces différences de contribution des zones ouest et est peuvent être attribuées à des propriétés d'aquifères (porosité de drainage) différentes, déduites de mesures RMP. Leur travail se base toutefois sur une hypothèse d'homogénéité spatiale de la profondeur piézométrique par rapport à la surface, qui peut être questionnée. Les mesures sont par ailleurs en accord avec celles obtenues par Eddy covariance à partir des mesures de la tour de flux de Nalohou, les différences provenant des empreintes respectives de chaque instrument.

L'analyse de trois années de données acquises par scintillométrie (Figure IV.7) a permis une bonne estimation du bilan d'énergie de la zone (Guyot et al. 2012). Si le cycle saisonnier de l'évapotranspiration est bien marqué, la variabilité interannuelle est forte et dépend des conditions changeantes, tant atmosphériques que d'état de surface. Une évapotranspiration significative est maintenue en saison sèche (Figure IV.7), suggérant un impact non négligeable de la végétation pérenne (ligneuse).

Mamadou et al. (2014) ont précisé des caractéristiques importantes des flux turbulents à l'échelle de quatre périodes représentatives. Les auteurs se sont basés sur les mesures acquises par la technique d'Eddy-covariance sur l'année 2008. Pendant la saison sèche, le vent provient du nord-est (Harmattan, voir chapitre III), et l'empreinte des mesures concerne à 65% au moins une zone composée de jachères et de cultures. La jachère est relativement jeune (environ 9 ans en 2014), et composée d'une couche herbeuse mixte entre espèces annuelles et espèces pérennes. Pendant cette période, une faible mais significative évapotranspiration est mesurée, et attribuée à des buissons environnants, probablement alimentés par la nappe, très proche de la surface. L'essentiel de l'énergie radiative est transformée en chaleur sensible. En saison humide, la fraction évaporative (la fraction de l'énergie disponible utilisée pour l'évapotranspiration) reste constante, et forte (0.75), ce qui confirme les observations faites par scintillométrie (Guyot et al. 2012). L'étude montre également l'importance des inter-saisons, aux comportements très variables.

L'évapotranspiration réelle est égale à l'ETP au cœur de la saison des pluies, en zone de culture, et cette observation semble confirmée en zone forestière (Béléfoungou), par l'analyse de données de flux (Richard 2014). L'ETr est en revanche mal connue dans les périodes d'inter-saisons.

IV.3.4. INFILTRATION DES SOLS ET ÉTATS DE SURFACE

L'occupation des sols joue un rôle dans l'infiltration de l'eau de pluie. Steup (2008) constate par exemple une infiltration plus forte sur les jachères de l'Ara par rapport aux zones de cultures. Giertz et al. (2005) constatent des perméabilités plus faibles sur parcelles cultivées que sur les parcelles recouvertes par la végétation naturelle. Cette observation est expliquée par la microfaune réduite sur les sols cultivés, limitant la présence de macropores, qui jouent un rôle fondamental dans l'infiltration rapide de l'eau de pluie (Bargués Tobella et al. 2014). A Nalohou, cette macroporosité est également présente (Robert 2012; Richard 2012). Ceci emmène à conclure que l'occupation du sol est le premier contrôle des processus de génération de ruissellement et d'infiltration, sur un sol relativement homogène par ailleurs. Des observations relativement similaires ont pu être menées dans un bassin versant aux propriétés semblables en Côte d'Ivoire (Chevallier & Planchon 1993).

Des mesures supplémentaires ont pu être obtenues dans une volonté d'échantillonner les propriétés hydrodynamiques des sols à l'échelle de l'Ouémé supérieur, afin d'améliorer la paramétrisation des modèles définis à cette échelle (Richard 2012). Cette campagne a produit des observations contredisant les résultats de Giertz et al. (2005): la perméabilité des zones de culture serait plus forte que celle des zones de jachère (Richard 2014). Les pistes d'explications à ces divergences concernent 1) les types d'instruments, différents, utilisés pour la mesure, 2) des types de couverts légèrement différents, 3) la quantité mesurée (courbes $K(h)$ pour Richard (2012), et taux d'infiltration pour Giertz et al. (2005)) et 4) les échelles impliquées (sites distants d'une centaine de kilomètres pour Richard (2012), et bassin de 30 km² pour Giertz et al. (2005)), pouvant traduire des tendances régionales. Ces travaux ont également confirmé la présence de macroporosité dans les couches supérieures.

IV.3.5. EAUX SOUTERRAINES : UN ÉLÉMENT ESSENTIEL DU CYCLE

Le système phréatique est composé d'un aquifère libre permanent, qui est perçu comme étant déconnecté de la rivière (Séguis et al. 2011b; Richard et al. 2013), et par des nappes perchées temporaires (juillet-mi octobre) dans le bas-fond et à certains endroits des versants (Kamagate 2006; Robert 2012). Ce schéma semble se décliner à d'autres échelles de l'Ouémé supérieur.

Un débat persiste également quant à l'origine du rabattement des nappes en période sèche, deux hypothèses étant envisagées : 1) une reprise par évapotranspiration, notamment dans les zones à couverture pérenne (ripisylve), induisant de fait un gradient hydraulique vers ces zones (Séguis et al. 2011b; Richard et al. 2013). 2) une circulation profonde, et un drainage à une plus grande échelle. Cette dernière hypothèse est régulièrement écartée, par l'absence d'observations d'écoulements significatifs aux échelles supérieures (Ouémé supérieur) pendant la saison sèche. De plus El-Fahem (2008) constate une faible connexion du réseau de fractures à l'échelle régionale, dans un contexte compressif (Affaton 1990), qui rend peu probable une circulation profonde généralisée. L'hypothèse 1 a pu faire l'objet de tentatives d'évaluation (Séguis et al. 2011b; Richard et al. 2013), et est en accord avec les mesures locales d'évapotranspiration et les faibles porosités de drainage déterminées (Guyot et al. 2009; Descloitres et al. 2011). De plus, des prélèvements par évapotranspiration jusqu'à 3m ont pu être observés en zone sahélo-soudanienne (Bazie et al. 1995). L'évapotranspiration serait donc responsable de la baisse des stocks d'eau souterrains en saison sèche, les nappes étant déconnectées des rivières (Séguis et al. 2011b). Des observations du même type sur le rôle fondamental de l'évapotranspiration dans le contrôle de la recharge sont faites sur un bassin versant du sud de l'Inde, aux propriétés semblables (climat de mousson, zone de socle), et montre l'importance de la reprise racinaire (Marechal et al. 2009; Ruiz et al. 2010).

Une analyse altimétrique de la nappe pérenne révèle une indépendance à l'altitude du sol, et une forme globalement parallèle à la surface, autorisant son analyse en termes de profondeur (Kamagate 2006). A Nalohou, les variations interannuelles, présentes, sont relativement limitées. A l'échelle de la Donga (586 km²), les points bas des niveaux piézométriques relevés sur 20 puits villageois montrent tendances interannuelles et effets mémoires relativement importants, avec des amplitudes de plusieurs mètres (L. Séguis, *comm. pers.*). A Béléfoungou, site sous forêt, la nappe est proche de 15m de profondeur, et montre une réponse nettement décalée aux années contrastées. Les horizons profonds (10-14m) montrent une augmentation de stockage depuis 3-4 ans. Des études sont en cours pour déterminer l'interaction nappe-zone non saturée-

évapotranspiration des ligneux sur ce site (J. Seghieri, *comm. pers.*).

IV.3.6. ECOULEMENTS : LE RÔLE DE LA SUBSURFACE ET DES BAS-FONDS

Les écoulements de l'Ara sont saisonniers, comme toutes les autres rivières de l'Ouémé supérieur, et sont déclenchés autour d'un cumul de précipitation variable selon les années (certainement selon la distribution des pluies et les conditions antécédentes d'humidité du sol), proche de 200mm. Les coefficients d'écoulement annuels (rapport écoulement/précipitation) varient de 5 à 30 % en fonction de la taille des bassins, de leurs couverts, de l'importance et de la distribution des précipitations (Giertz, Diekkrüger, et al. 2006; Le Lay 2006; Peugeot et al. 2011; Séguis et al. 2011b).

A l'exutoire du bassin versant de Nalohou, des écoulements temporaires de quelques jours peuvent avoir lieu en début de saison des pluies (juillet), avant que l'écoulement ne s'installe, sans s'interrompre jusqu'à octobre-novembre. Le pic des écoulements se situe dans la période août-septembre. En se basant sur des analyses de chimie des eaux, Kamagaté et al. (2007) ont montré que les écoulements de la zone d'étude provenaient essentiellement de nappes perchées temporaires dans les horizons superficiels de sol. Des observations similaires ont été faites en Côte d'Ivoire (Masiyandima et al. 2003) et dans les bassins versants de l'Aguima et de Niaou de l'Ouémé supérieur, suivis par le projet IMPETUS (Giertz, Diekkrüger, et al. 2006). Séguis et al. (2011b) ont confirmé ces observations, notamment par des analyses de coefficients de récession, de conductivité électrique et de géochimie isotopique des eaux. Le rôle central des bas-fonds (drains de premier ordre) a pu être mis en avant par analyses de chimie des eaux à l'échelle supérieure: ce sont les principaux lieux de production de l'écoulement de base, par rapport aux contributions de nappes perchées le long des versants. L'écoulement de base représente l'essentiel de l'écoulement total (68 à 88% selon les années), d'après les analyses hydrochimiques. Si les résultats se basent sur des analyses de puits villageois distribués spatialement, l'analyse fine menant à ces conclusions est opérée essentiellement sur les observations de la toposéquence et du bas-fond de Nalohou.

L'écoulement hortonien (par excès d'infiltration) est relativement faible, grâce à la bonne perméabilité des sols de surface (van De Giesen et al. 2000; Stomph et al. 2002; Ajayi et al. 2008). L'écoulement sur surfaces saturées est présent, notamment au droit des bas-fonds pendant la saison humide (Giertz, Diekkrüger, et al. 2006).

Séguis et al. (2011b) observent qu'une réduction de 20% des précipitations diminue les écoulements de moitié, et qu'à l'opposé, une augmentation de 25% les double. Des constatations du même ordre ont été faites à l'échelle de l'Ouémé supérieur sur 50 ans (Le Lay et al. 2007; Lebel & Vischel 2005), et sur le bassin de la Volta (Friesen et al. 2005). Mahé et al. (2000) suggèrent des réductions de contributions des nappes qui justifieraient des baisses d'écoulement en période de déficit de pluies. L'essentiel de la variabilité des écoulements est imputable aux écoulements lents, alimentés par l'écoulement hypodermique.

Selon Séguis et al. (2011b), l'écoulement de base, composante majoritaire de la ressource en eau de surface, dépend essentiellement du niveau de saturation des couches superficielles des bas-fonds, influencées par l'évapotranspiration et l'intermittence des pluies.

Giertz, Diekkrüger, et al. (2006) montrent que les flux de sub-surface sont prédominants en haut et milieu de versant, et que les écoulements sur surface saturée sont importants en bas de versant (essentiellement sur les bas-fonds). Dans leur zone de contexte similaire, au sud de l'Ouémé supérieur, ils modélisent une contribution non négligeable des nappes permanentes à l'écoulement, entre 18 et 51% selon les années et les bassins versants, ce qui soulève des questions quant à leur rôle aux grandes échelles spatiales. Le modèle n'étant calé que sur les débits, il est également possible que cette contribution des nappes compense à tort la sous-estimation d'un autre terme, comme l'évapotranspiration.

Une représentation schématique de ces mécanismes de redistribution d'eau à la surface et en sub-surface est présentée sur la Figure IV.8. Les contributions aux écoulements sont principalement de sub-surface, bien qu'une composante plus significative du ruissellement de surface soit observée en zones cultivées. La nappe permanente est déconnectée du réseau de drainage.

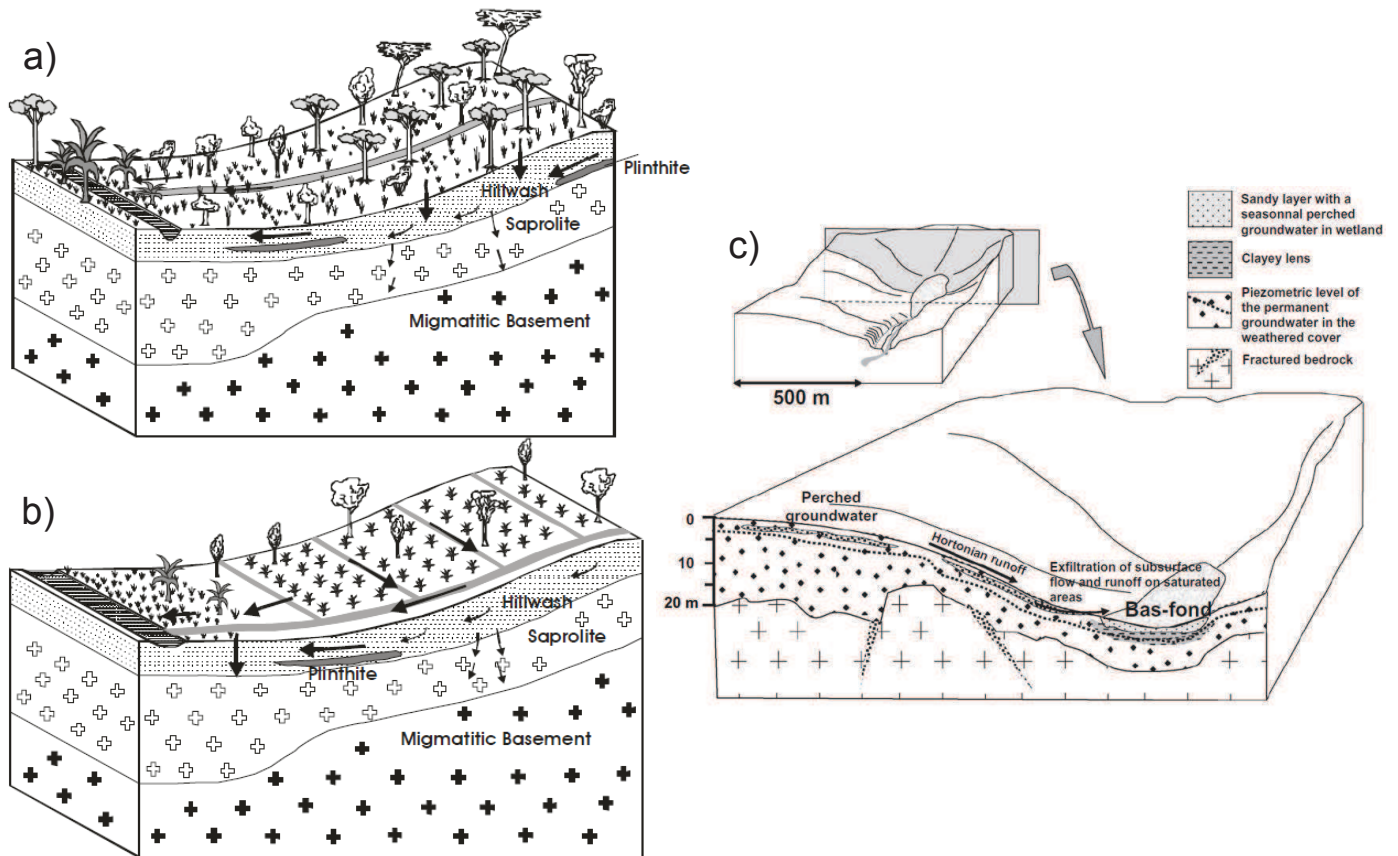


Figure IV.8: représentations schématiques des écoulements en zone de socle au Bénin. a) cas d'une topo-séquence en végétation naturelle, b) en domaine agricole, d'après ; c) avec inclusion d'un bas-fond. D'après Giertz, Diekkrüger, et al. (2006); Séguis et al. (2011b).

Schematic view of hard-rock basement flow generation in Benin. a) natural vegetation hillslope, b) cultivated hillslope, c) hillslope with a bas-fond.

IV.3.7. DES MODÈLES VARIÉS POUR DES OBJECTIFS SPÉCIFIQUES

Les modèles hydrologiques sont un support incontournable : ils permettent de formaliser des processus hydrologiques identifiés, d'interpoler des séries discontinues d'observations, de tester des hypothèses de fonctionnement, d'identifier des lacunes conceptuelles, de tester des scénarios, de servir d'aide à la gestion... A Nalohou, et à l'échelle de l'Ouémé supérieur, de nombreux modèles, qu'ils soient à base physique ou conceptuelle, ont été testés pour répondre à de telles attentes. Une brève revue, non exhaustive, en est présentée ici, car elle permet d'apprécier l'état de connaissance des systèmes par les objectifs de modélisation des auteurs, et d'identifier les lacunes conceptuelles quant à la perception des processus.

Modèles locaux

En observant l'importance des flux latéraux (surface et sub-surface), Giertz, Diekkrüger, et al. (2006) ont proposé le développement d'un modèle à base physique SVAT 1D (SIMULAT) amélioré à l'échelle d'une topo-séquence semi-distribuée dans des bassins-versants du sud de l'Ouémé supérieur, aux propriétés similaires à celui de Nalohou (Giertz & Diekkrüger 2003). Leur modèle reproduit correctement les écoulements aux exutoires (dont les contributions des nappes et de la surface), ainsi que l'humidité des sols, pour des contextes d'usage des sols différents (agriculture/végétation naturelle) qui impactent fortement la capacité à produire du ruissellement de surface. Une limitation sérieuse de ce type de modèle à l'hydrologie de la zone est l'absence de rétroactions possibles entre la zone saturée des nappes permanentes et les phénomènes clés d'évapotranspiration.

Robert (2012) a appliqué deux modèles à base physique, simulant les transferts de l'eau dans le sol en zone saturée et non-saturée, et les échanges avec l'atmosphère, par couplage avec un module de type sol-végétation-atmosphère (SVAT pour Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer). SiSPAT (Braud et al. 1995) et ParFlow-CLM (Maxwell & Miller 2005), ont été développés sur une colonne de sol 1D, représentative d'un haut de versant (station NAH, Figure IV.1). L'approche visant à étudier les impacts de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques du sous-sol a été entreprise notamment suite aux observations des différentes contributions spatiales au signal d'évapotranspiration mis en évidence par la scintillométrie (Guyot et al. 2009; Descloitres et al. 2011). L'approche est déterministe, et aucune calibration n'est entreprise, les paramètres requis par les modèles étant renseignés par une analyse fine des observations et mesures de terrain. Les modèles sont capables de simuler la présence d'une nappe perchée dans un horizon argileux à bonnes capacités de rétention. Les bilans simulés en 1D sont présentés dans la Figure IV.9: les différences entre les deux modèles en évapotranspiration sont compensées par des différences de conditions aux limites imposées en bas de colonne (« fuite » constante dans le temps). Ce constat traduit donc la limite d'un modèle 1D, qui malgré une représentation rigoureuse des processus de transfert (eau et énergie) aux interfaces, devient fortement dépendant de l'échelle supérieure : celle de la redistribution de sub-surface vers les bas de versant (dont la représentation est ici la « fuite » au fond). La sensibilité à la paramétrisation des modèles peut aussi être mise en avant, de par la répartition très différente des termes du bilan obtenus par chacun des modèles.

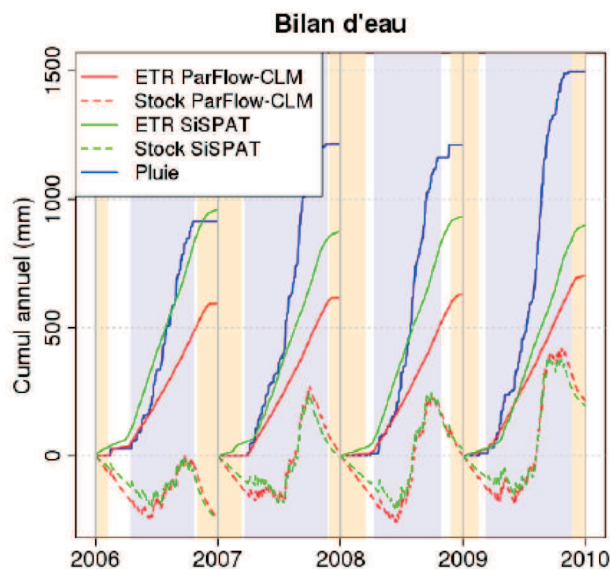


Figure IV.9: bilans d'eau : évolution temporelle des cumuls annuels de précipitation, d'évapotranspiration, et de variation de stock d'eau pour ParFlow-CLM (fuite au fond = 596mm/an) et SiSPAT (fuite au fond = 284mm/an). D'après Robert (2012).

Water budget : time evolution of yearly cumulated precipitation, evapotranspiration, and water storage variations from ParFlow-CLM simulations (bottom flow = 596mm/yr) and SiSPAT (bottom flow = 284mm/yr) simulations.

Dans un second temps, une étude à base géostatistique des effets de l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamique à l'échelle de la parcelle a pu mettre en évidence un impact limité de la perméabilité à saturation de l'horizon intermédiaire (0.5-2.5m) sur la distribution spatiale d'évapotranspiration. En revanche, la position du point d'inflexion des courbes de rétention semble plus importante.

D'autres analyses de sensibilité ont pu être menées, en 2D, afin d'étudier l'impact d'une structure du sous-sol à pendage marqué (faisant suite aux observations géophysiques). Ceci a permis de mettre en évidence la capacité particulière des lentilles d'argile à la formation de nappes perchées, et au délai d'infiltration, retardant la hausse de la nappe pérenne de 45 jours.

Les mécanismes de genèse de nappe perchée implicitement définis ici sollicitent les propriétés de rétention d'une couche argileuse. Si des nappes perchées sont effectivement observées, et les sols généralement argileux dans ces horizons, on peut tout de même s'interroger sur la pertinence de ce mécanisme, au vu des observations de terrain de Giertz, Diekkrüger, et al. (2006) et Séguis et al. (2011b) qui montrent dans un contexte similaire que les écoulements de sub-surface sont générés à l'aplomb (et non au sein) de zones à faibles perméabilités.

Richard (2014) fait un constat, en se basant sur une analyse des processus identifiés et modélisés sur la zone, de lacunes dans les représentations simultanées des transferts verticaux et latéraux, liées en partie aux échelles considérées. C'est ce qui le conduit à développer les processus à l'échelle de la topo-séquence, avec un contrôle relativement bon sur les flux verticaux, via des observations définies à une échelle proche. Richard et al. (2013) appliquent donc un modèle à base physique pour les transferts d'eau dans le sol (HYDRUS-2D) à l'échelle de la topo-séquence (Figure IV.1) afin de tester les interactions entre l'évapotranspiration, plus précisément de la ripisylve, et les eaux souterraines (Figure IV.10). La déconnexion entre la nappe permanente et la rivière Ara, du fait de cette évapotranspiration, a pu être simulée illustrant implicitement l'état d'équilibre du système. Si cette zone riparienne ne couvre que 5% de la topo-séquence, elle contribue pourtant à 37% de sa transpiration annuelle en saison humide, et 57% en saison sèche. Le haut de versant, et le comportement de ses eaux souterraines, est donc dépendant de cette interaction avec la végétation à l'aval. Une telle contribution de la forêt galerie suppose une transpiration journalière de plus de $7\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$, ce qui dépasse de beaucoup l'évapotranspiration de référence de la zone (Figure IV.7). Cependant, une évapotranspiration potentielle plus forte peut être justifiée localement par des phénomènes d'advection dans le cas d'une haute végétation entourée de zones plus claires ou d'une bande humide entourée de terres sèches (effet d'oasis). Cette valeur est raisonnable au vu d'études précédentes identifiées par les auteurs dans d'autres zones, mais tend à être une limite supérieure aux gammes invoquées. En se basant sur les résultats de Séguis et al. (2011b) qui montrent que les bas-fonds contribuent plus aux écoulements que les pentes de versant (*via* des nappes perchées), on peut suggérer qu'un terme de fuite latérale fait conceptuellement défaut à ce modèle 2D, dont les auteurs reconnaissent les limites.

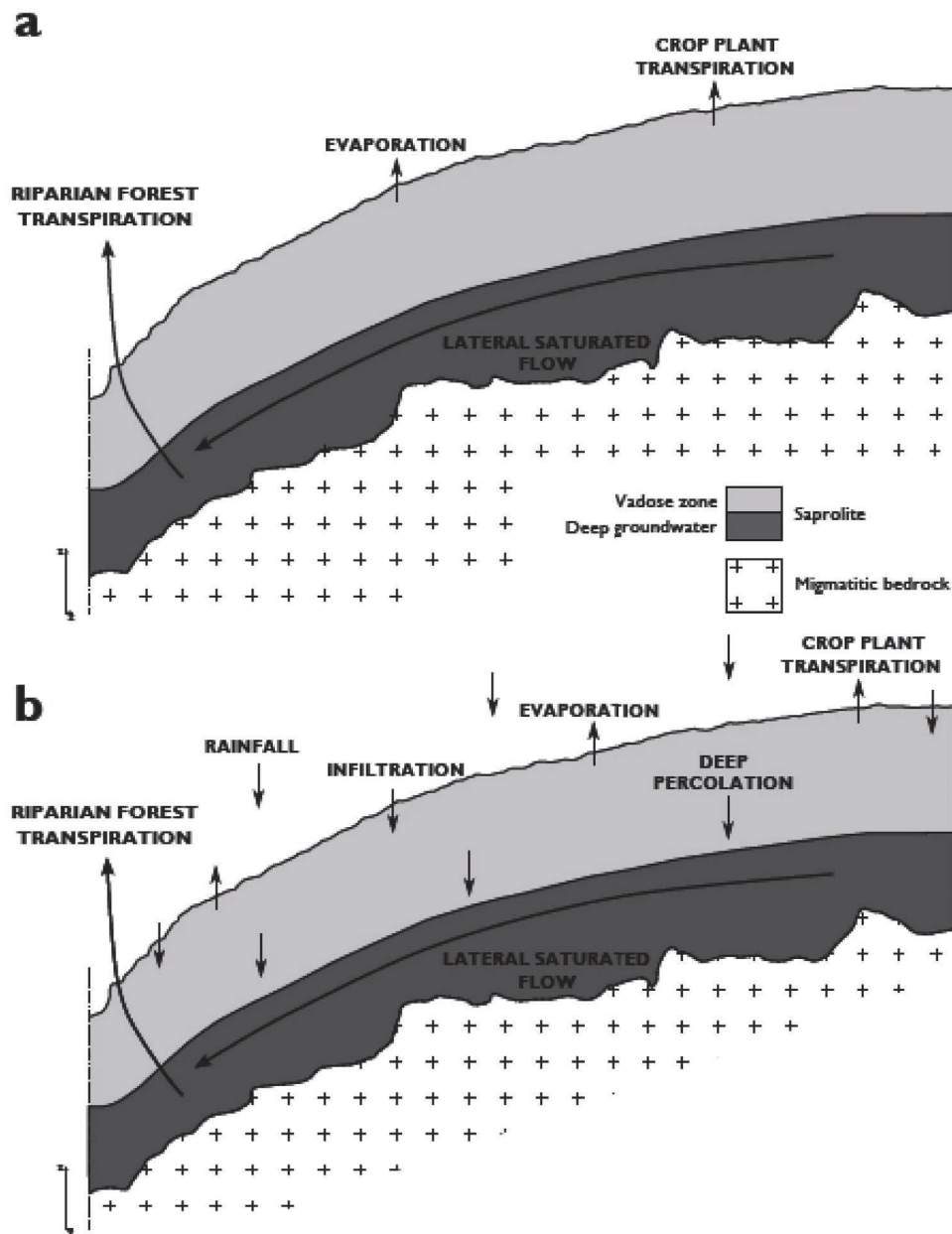


Figure IV.10: schéma conceptuel du fonctionnement hydrologique de la topo-séquence en a) saison sèche, b) saison humide. D'après Richard et al. (2013).

Conceptual hillslope-scale hydrological functioning in a) dry season, b) wet season.

Dans un travail ultérieur, Richard (2014) reconnaissait qu'un terme de fuite latérale, bien qu'*a priori* faible, faisait conceptuellement défaut à ce modèle 2D qui ne pouvait générer d'écoulements. Se basant sur les observations de terrain (voir sections précédentes), un mécanisme d'écoulements de sub-surface a pu être simulé par l'insertion d'une couche peu perméable entre 0.5 et 1m de profondeur. Les débits ont pu être correctement simulés, pour des représentations réalistes de l'évapotranspiration, répondant ainsi à la recherche d'un couplage raisonnable entre la représentation des transferts latéraux, et verticaux. Cependant, quelques incohérences subsistent, comme l'incapacité à reproduire la dynamique de la nappe profonde, ainsi que celle de la nappe perchée, en termes de saturation. Là encore, il s'agit peut-être de la limite de la représentation 2D, qui néglige la distribution spatiale des propriétés du substratum au sein d'un bassin versant. Si des zones sont propices au développement de nappes perchées, d'autres peuvent avoir des mécanismes différents.

Modèles spatialisés

Le Lay et al. (2008) ont pu conceptualiser les processus de genèse d'écoulement identifiés par Kamagaté et al. (2007) dans une version modifiée de TOPMODEL (Beven & Kirkby 1979), TOPAMMA, permettant une modélisation à l'échelle de l'Ouémé supérieur. Un modèle simple a également pu être calibré (GR4J : modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journaliers). Particulièrement, le modèle TOPAMMA appliqué au bassin de la

Donga (un sous-bassin de l'Ouémé supérieur) a pu reproduire une séparation écoulement de sub-surface – ruissellement de surface cohérente avec les analyses géochimiques de Kamagaté et al. (2007). Ces modèles ne prennent pas en compte les bilans d'énergie, et simplifient très largement les processus agissant sur les bassins versants. Si des hydrogrammes satisfaisant les données sont simulés, des cumuls d'évaporation et de percolations peuvent être très différents selon les modèles. La simulation des écoulements peut être bonne, mais pour de mauvaises raisons. L'évapotranspiration ne s'exerce que dans l'horizon superficiel du sol dont le drainage latéral (flux de sub-surface) fournit l'écoulement de base. L'horizon superficiel se vide également dans un terme perte de percolation profonde sujet à débat, au vu des processus dominants identifiés par les études de terrain qui suggèrent une absence d'un tel phénomène (Séguis et al. 2011b; Richard et al. 2013). Ceci contribue à une sous-estimation de l'évapotranspiration, mise en évidence par exemple par comparaison avec les simulations d'ensemble ALMIP (qui ont quant à elle pour défaut une surestimation des écoulements, Peugeot et al. 2011).

Toujours pour représenter au mieux les processus observés, une nouvelle version de TOPAMMA (Gal 2014) introduit un réservoir profond représentant la nappe, alimentée par le drainage de l'horizon superficiel et susceptible de se vider par évapotranspiration des ligneux.

Sur un sous-bassin de l'Ouémé, Cornelissen et al. (2013) comparent 4 modèles et leur capacité à reproduire les écoulements : 1) WaSiM (Water-balance Simulation Model), un modèle déterministe, distribué spatialement, qui intègre des approches physiques et conceptuelles pour décrire les processus pertinents. 2) SWAT (Soil Water Assessment Tool) : un modèle de bassin-versant semi-distribué. 3) UHP-HRU, un modèle conceptuel semi-distribué. 4) GR4J, précédemment utilisé par Le Lay et al. (2008). Si la plupart des modèles arrivent à produire les écoulements, les raisons en sont variées, et font appel à des processus différents. Par exemple, seul UHP-HRU est capable de simuler la prédominance des écoulements rapides de sub-surface, que les auteurs considèrent comme le processus principal de production des écoulements. On peut également noter que du fait de leur résolution spatiale, ces modèles ne prennent pas en compte les bas-fonds. Les auteurs concluent que la principale faiblesse de ces modèles est leur représentation très limitée des processus d'écoulement, ainsi que des caractéristiques des sols des bassins-versants.

IV.3.8. DES BILANS SENSIBLES AUX ÉCHELLES

Sur la base des études listées dans les sections précédentes et qui ont permis d'apprécier les processus prédominants de la zone, on se propose de faire une rapide synthèse des bilans hydrologiques annuels issus d'observations et/ou de modélisation à plusieurs échelles. Ces bilans sont présentés dans le Tableau IV.1, organisé selon les échelles spatiales impliquées.

étude	échelles spatiales	période	P (mm)	E(mm) (% P)	Q (mm) (% P)	ΔS (mm) (% P)	type								
Robert (2012)*	Local (1D)	2006 2007 2008 2009 2006 2007 2008 2009	914 1212 1210 1493 914 1212 1210 1493	593 (65) 616 (51) 631 (52) 702 (47) 875 (95) 934 (77) 899 (74) 1015 (68)	<i>(fuite au fond)</i> 596 (65) 596 (49) 597 (49) 496 (40) 284 (31) 284 (23) 285 (23) 284 (19)	-247 (-27) 11 (1) 0 (0) 213 (14) -247 (-27) -6 (0) 26 (2) 195 (13)	<i>Modèles :</i> ParFlow-CLM ParFlow-CLM ParFlow-CLM ParFlow-CLM SiSPAT SiSPAT SiSPAT SiSPAT								
								Richard et al. (2013)*	500 m	2006	851	851 (100) evap=27% transp=73%	- - -	- - -	HYDRUS-2D
								Richard (2014)*	500 m	2006	851	908 (107) evap=32% transp=74%	42 (5)	-100 (-12)	HYDRUS-2D et couche peu perméable
								(Guyot 2010)*	13 km ²	2008	1255 ± 46	1044 ± 85 (83 ± 7)	157 ± 58 (12 ± 4)	54 ± 189 (4 ± 15)	Observations ΔS obtenu par fermeture

étude	échelles spatiales	période	P (mm)	E(mm) (% P)	Q (mm) (% P)	ΔS (mm) (% P)	type
Séguis et al. (2011b)*	13 km ²	2003	1634	-	465 (28)	-	Observations
		2004	1066	-	160 (15)	-	
		2005	1279	-	407 (32)	-	
		2006	895	-	129 (14)	-	
Giertz, Diekkrüger, et al. (2006)	3.1-16.5km ²	2001	609	-	23-155 (4-26)	-	Observations
		2002	1145	-	109-183 (9.5-16)	-	
		2003	1216	-	196-213 (16-19)	-	
Séguis et al. (2011b)*	586 km ²	2002	1036	886 (86)	150 (14)	0	Observations, E par fermeture de bilan (ΔS supposé 0)
		2003	1514	1025 (68)	489 (32)	0	
		2004	1140	953 (84)	187 (16)	0	
		2005	1092	977 (86)	154 (14)	0	
		2006	1086	923 (85)	163 (15)	0	
Gal (2014)	586 km ²	2003	1456	1000 (69)	397 (27)	83 (5.7)	nTopAMMA
		2004	1144	1048 (92)	129 (11)	-5 (-0.4)	
		2005	1129	1073 (95)	129 (11)	-17 (-1.5)	
		2006	1169	1026 (88)	113 (10)	24 (2.0)	
		2007	1263	1048 (83)	177 (14)	-16 (-1.2)	
		2008	1354	1065 (79)	312 (23)	7 (0.5)	
		2009	1492	1097 (74)	358 (24)	26 (1.7)	
Cornelissen et al. (2013)	2344 km ²	1998-	1189	804 (68)	188 (16)	-	UHP-HRU WaSiM SWAT
		2004	1165	921 (79)	186 (16)	-	
			1152	724 (63)	217 (19)	-	
Peugeot et al. (2011)	14366 km ²	2005	-	(87 ± 11)	(11 ± 2)	0	Observations & ALMIP

*=Ara/Nalohou

Tableau IV.1: bilans hydrologiques issus d'observations et de modèles pour des zones incluses dans le bassin de l'ouémé supérieur. P=précipitations ; E=évapotranspiration ; Q= écoulements ; ΔS =variation de stock

Observations- and simulations-derived hydrological budgets for areas included within the upper-Ouémé catchment.

P=precipitations; E=evapotranspiration; Q=streamflow; ΔS =storage variations

Années excédentaires, années déficitaires : des réponses non linéaires

Il ressort assez clairement de cette synthèse non exhaustive une variabilité interannuelle marquée dans les observations du bilan hydrologique et leurs représentations (modèles). Lors des années excédentaires, (i.e. 2003, 2009), la part des écoulements dans le bilan augmente par rapport à la part de l'ETr, traduisant le mécanisme préférentiellement activé (les écoulements) de redistribution du surplus d'eau disponible par rapport à l'état d'équilibre moyen des systèmes. Au contraire, pour les années sèches, l'ETr est systématiquement très forte dans le bilan. Cette réponse non-linéaire à des cumuls annuels variables de précipitations peut s'expliquer par la non-linéarité des processus à l'origine de la genèse des écoulements, ou de l'évapotranspiration. L'activation de chemins préférentiels d'écoulements de sub-surface, de processus de remplissage-vidange (« fill-and-spill, (Tromp-van Meerveld & McDonnell 2006b)), ou de nouvelles zones contributives lors d'années excédentaires peuvent constituer des pistes d'explication. Concernant l'ETr, ce processus n'est pas limité par la disponibilité en eau au cœur de la saison, mais son comportement dans les intersaisons est complexe, et contrôlé par la distribution temporelle des précipitations. De plus, Balme et al. (2005) ont montré qu'au Sahel la durée de la saison humide n'était pas corrélée au cumul annuel des pluies, pouvant donc laisser présager d'une réponse non-linéaire de l'ETr (sensible à la durée de la saison des pluies en conditions non limitées en eau) aux précipitations.

Ce constat de réponse non-linéaire n'est pas vérifié pour le modèle 1D, où le terme de perte au fond de colonne est fixé, et où l'excès est donc transféré vers le terme de stockage.

Des échelles impliquant des processus distincts

Si l'on peut déjà constater des bilans variables au sein d'une même échelle (e.g. Robert (2012), constat justifié par une représentation différente de l'ETr selon les modèles employés), Séguis et al. (2011b) mettent

en évidence une absence de contraste dans les bilans de bassins de tailles différentes inclus dans celui de la Donga (586 km²). Les résultats de Giertz, Diekkrüger, et al. (2006), montrent en revanche l'importance significative de l'usage du sol dans la production des écoulements.

Les réponses observées aux grandes échelles semblent relativement peu contrastées. La dynamique interne des bassins est toutefois complexe, comme illustré par les différences de bilans entre l'échelle locale (Robert 2012), l'échelle du versant (Richard et al. 2013; Richard 2014), et celle du petit bassin (Guyot 2010; Séguis et al. 2011b) :

- La part d'ETr semble plus faible en crête de versant, à l'échelle locale, mais un terme de perte, traduisant de la diminution du stock en saison sèche alors que l'ETr est faible voire nulle, est nécessaire. Ce terme de perte est donc sollicité par l'échelle supérieure, via l'ETr et/ou les écoulements.
- A l'échelle du versant, intégrant une ripisylve, la part de l'ETr est très forte. Ceci peut se justifier en partie par l'application du modèle à une année particulièrement sèche (2006), et donc par l'implication des phénomènes non-linéaires mentionnés. Selon ce modèle, le terme de perte en crête de versant du modèle 1D serait donc quasiment exclusivement lié à l'évapotranspiration de la ripisylve.
- A l'échelle supérieure, intégrant celle du versant ainsi que la dimension latérale comprenant les *bas-fonds*, une part d'écoulement plus marquée est observable, ce qui contribue à soulever la question du rôle des *bas-fonds* et de leur alimentation (notamment par les versants latéraux) dans la genèse des écoulements.

Si les bilans sont relativement cohérents entre eux, les mécanismes sollicités diffèrent selon les modèles, principalement dans les sources de prélèvement de l'ETr (nappes, sol non saturé), et dans les processus d'écoulement (écoulement de base, hypodermique, hortonien, sur surface saturée, e.g. Cornelissen et al. 2013). Ceci traduit une appréciation encore limitée des dynamiques internes des bassins, contrôlées en partie par la lithologie. Cette composante du système a fait l'objet de très peu d'analyses jusqu'à présent, souvent limitées aux premiers mètres du sol, alors que les nappes, largement sollicitées dans les bilans hydrologiques, peuvent être sensiblement plus profondes.

Une grande inconnue : le stock

Si la variation de stock est à moyenne nulle, justifiant une répartition des précipitations entre évapotranspiration et écoulements à l'échelle annuelle, son amplitude saisonnière est significative, et contrôle donc la dynamique des autres flux. Or il ressort clairement de cette synthèse une absence d'observations de ce terme, utilisé pour boucler les bilans, voire fixé à une valeur nulle. Le seul exemple de bilan disposant d'une analyse d'incertitudes, produit par Guyot (2010) à partir notamment d'observations d'ETr par scintillométrie, est parlant : la répercussion sur le terme de bouclage (le stock), des erreurs de chaque terme du bilan est significative et dépasse en amplitude la part des écoulements.

IV.4. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Le site d'étude de Nalohou est représentatif d'une zone de culture en région soudanienne, et son fonctionnement hydrologique semble suivre les grandes tendances de méso-échelle. L'évapotranspiration représente l'essentiel du bilan hydrologique (80-90% des précipitations). Pendant la saison sèche, d'après la modélisation, ce sont essentiellement les forêts galeries qui transpirent, contribuant à faire baisser le niveau de la nappe pérenne. En début de saison humide, les pluies sont reprises par évapotranspiration, et stimulent le développement des espèces annuelles. Cette période d'inter-saisons, relativement critique pour l'agriculture, est le siège d'un partitionnement complexe entre évapotranspiration limitée par la disponibilité en eau et percolation profonde. Des épisodes humides particulièrement intenses peuvent générer des écoulements temporaires à l'exutoire du bas-fond. A partir d'un certain cumul de précipitations, ce bas-fond se retrouve saturé, et un écoulement se maintient jusqu'à la fin de la saison, sauf si des périodes sèches s'installent sur une durée suffisamment longue. Pendant la saison humide, l'évapotranspiration réelle non limitée en eau par les sols est égale à l'évapotranspiration potentielle. Des nappes perchées peuvent se former, soit en présence d'une diminution de la perméabilité des horizons de sub-surface, pouvant être des latérites indurées ou des zones argileuses, soit au sein de zones à forte rétention. Ces nappes perchées seraient à l'origine des principales contributions aux écoulements, transitant par les bas-fonds essentiellement. Des contributions moindres proviendraient de ruissellement sur la surface saturée du bas-fond, tandis que le ruissellement hortonien serait mineur du fait de la bonne perméabilité des sols, et la contribution de la nappe pérenne, nulle.

Les tentatives de modélisation à l'échelle du bassin-versant, et celles qui sont inférieures, bien que répondant à des objectifs spécifiques, ne sont pas encore capables de représenter l'ensemble des processus de redistribution de l'eau, et tout particulièrement la dynamique interne des bassins-versants. Cette dynamique de redistribution de l'eau est dépendante des propriétés hydrodynamiques du milieu, ainsi que de l'historique de ses conditions hydriques. Autant d'inconnues étroitement liées qui n'ont pas fait l'objet d'une caractérisation à l'échelle du système hydrologique de base qu'est le bassin versant, constitué par des versants aboutissant à un bas-fond donnant naissance à un drain élémentaire d'ordre 1 (sans affluent). Une approche par topo-séquence a été la plus aboutie jusqu'à présent, mais reste limitée par l'occurrence de transferts latéraux, et suppose une prise en compte de l'hétérogénéité du substratum que l'on sait jouer un rôle fondamental. La topo-séquence bénéficie d'hypothèses simplificatrices qui ne peuvent s'appliquer au bassin versant, pour lequel une spatialisation importante de la mesure est requise.

L'aquifère présente une grande variabilité spatiale montrée par les sondages RMP et la distribution des propriétés électriques du sous-sol. Si ces propriétés impactent sans doute les échanges avec l'atmosphère, elles sont également complexes à évaluer dans une perspective de gestion de la ressource.

Un terme du bilan systématiquement négligé est le stock d'eau, objet même de la gestion de la ressource. Si sa moyenne est quasi-nulle à l'échelle interannuelle, ses fluctuations saisonnières sont importantes et contrôlent en partie les autres termes du bilan, à savoir l'évapotranspiration, et les écoulements. Il s'agit d'une mesure de l'état interne du système hydrologique, grande absente des études régionales. De plus, l'analyse des variations de stock d'eau en zone saturée est à la base de la définition des propriétés d'aquifère (porosité de drainage), cible de l'hydrogéologie. Les présents travaux s'articulent donc autour de cette variable fondamentale.

*The Nalohou study area is considered as representative of a cultivated environment and its hydrological functioning seems to follow meso-scale behaviors. Evapotranspiration is the main component of the water budget (80-90% of the annual precipitations). During the dry season, models show that mainly riparian areas (present at the bottom of the hillslope) transpire, which contribute to lower the perennial water table. At the start of the wet season, precipitation inputs are uptaken by evapotranspiration and stimulate annual species development. This transition period, critical for agricultural issues (mainly "false starts" when dry periods follow early rains), is ground to a complex partitioning between evapotranspiration limited by water availability and deep percolation. Intense wet events may generate temporary outflow at the **bas-fond** outlet. After a certain cumulative precipitation amount, this **bas-fond** becomes saturated and flow is maintained until the season ends, apart if long dry periods are present. During the wet season, actual evapotranspiration is not limited in water availability and equals potential evapotranspiration. Perched water tables may form, either in presence of a subsurface permeability interface, above clayey or lateritic areas, or within zones with high retention*

capabilities (e.g. clays). These perched water tables would be the main contributors to streamflow, mainly composed of baseflow, fed by the *bas-fond*. Saturated overland flows occur to a lesser extent on the *bas-fond* saturated surface, while hortonian runoff is minor, owing to the important soil permeabilities. Perennial water table contribution is suspected to be nonexistent.

Modeling attempts at these local scales, while being developed around specific objectives, are not yet able to represent all the water redistribution processes, and particularly the internal behavior of catchments. These water redistribution dynamics are dependent on hydrodynamic properties and antecedent moisture conditions. Such unknowns are closely linked and lack a characterization at the relevant catchment scale, formed by hillslopes leading to the *bas-fond*, at the headwater of the stream network. A hillslope-based modeling approach was the most successful until now, but remains limited by the occurrence of lateral transfers, and should include substratum heterogeneity representation, which is known to play a fundamental role. The hillslope beneficiaries from simplistic hypotheses, which are not applicable to the catchment, for which measurements spatialization is required.

The aquifer shows a high spatial variability such as inferred by Magnetic Resonance Soundings (MRS) and apparent resistivity mapping. While these properties certainly impact atmosphere transfers, they are also critically complex to evaluate in a resource management perspective.

Water storage is the systematically neglected term of the water budget, as shown by a summary of local budget studies. Its mean is close to zero at the interannual scale, but its seasonal variations are significant and control the other budget components, namely evapotranspiration and flow. This internal state measurement is also highly neglected in regional studies. Furthermore, storage variations analysis in the saturated domain is at the origin of aquifer properties definitions (i.e. Specific Yield), a goal of the hydrogeology. The present work is therefore developed around this fundamental variable.

CHAPITRE V

HYDROGRAVIMÉTRIE

Ce chapitre propose une synthèse des principales études qui ont façonné l'évolution de l'hydrogravimétrie depuis les travaux exploratoires de Montgomery (1971) en microgravimétrie. L'objectif est de définir l'état actuel de cette discipline, ainsi que ses enjeux et perspectives de développement, à l'origine de démarches entreprises dans ces travaux. Le projet GHYRAF (Gravimétrie et Hydrologie en Afrique, Hinderer et al. 2009, 2012), dans lequel se placent ces recherches, termine cette section.

V.1. VARIATIONS DE STOCKS ET HYDROGRAVIMÉTRIE

Le chapitre précédent a proposé une synthèse de l'état des connaissances de l'hydrologie en zone soudanienne de socle, et tout particulièrement sur le bassin versant de Nalohou. L'occasion a été donnée de proposer un nouvel angle d'approche pour la contrainte des bilans et l'identification des mécanismes de redistribution interne des bassins versants : l'étude des variations temporelles des stocks d'eau.

Le stock peut être approché à partir de mesures ponctuelles, des sondes d'humidité par exemple. Les erreurs dues à la calibration de ces dernières vont se propager dans l'estimation du stock, et s'ajouter aux erreurs liées aux techniques numériques d'interpolation verticale, la mesure n'étant pas continue sur la profondeur. De plus, la représentativité d'une mesure ponctuelle dans un contexte d'hétérogénéité spatiale pose des questions quant à la pertinence des techniques d'interpolation spatiale, souvent géostatistiques (e.g. Bárdossy & Lehmann 1998; Perry & Niemann 2008) qui seront nécessairement mises en œuvre pour le changement d'échelles (Tetzlaff et al. 2011). L'échelle considérée pour le stock définit en partie sa variabilité spatiale (Blöschl & Sivapalan 1995), et le passage d'une échelle à une autre suppose donc des stratégies subtiles, comme la conceptualisation de nouveaux processus (Tetzlaff et al. 2008).

Le stock peut également être déduit par fermeture du bilan hydrologique. Cette approche souffre donc de la propagation des erreurs des autres termes du bilan (or l'évapotranspiration, par exemple, est particulièrement difficile à mesurer) sur la variable stock (Guyot 2010). A l'échelle d'un bassin versant, la mesure du débit à l'exutoire donne accès à un terme de perte qui est difficile à contraindre à l'échelle locale (e.g. Robert (2012)), mais qui souffre alors d'une intégration trop grande et donne peu d'informations sur le comportement au sein du bassin.

Le stock peut être approché via des modèles hydrologiques, qui peuvent être alors vus comme une technique d'interpolation de l'ensemble des jeux de données différents (utilisés pour le calage du modèle) avec une contrainte définie par la fermeture du bilan hydrologique. Il ne s'agit pas d'une mesure, et l'obtention du stock devient dépendante des autres jeux de données, de leurs erreurs, ainsi que de la validité des processus hydrologiques mis en avant dans la modélisation.

Des techniques novatrices de mesure, comme les sondes à neutrons cosmiques (Zreda et al. 2008), les méthodes électromagnétiques (RMP (Boucher 2007), résistivité électrique), le géoradar (Busch et al. 2013), les GPS (Larson et al. 2008), ou les mesures distribuées de température (Steele-Dunne et al. 2010) sont développées pour tenter de répondre aux attentes des hydrologues quant à la variable stock (McNamara et al. 2011).

Parmi ces mesures, seule la RMP permet une estimation relativement directe du volume d'eau stocké dans l'aquifère sur l'ensemble de la colonne, mais reste très limitée en termes de sensibilités aux variations temporelles de la variable stock (M. Boucher, *comm. pers.*).

La gravimétrie, par sa sensibilité directe aux masses, intègre la mesure de la contribution du stock d'eau au champ de pesanteur terrestre. S'il est difficile à un instant donné de séparer la contribution des masses d'eau de celle de la matrice minérale, il n'en est pas de même lorsque l'on considère les variations temporelles. Les échelles de temps impliquées dans la variation de la masse d'un terrain d'étude sont, à part dans quelques cas exceptionnels (glissements de terrain, par exemple (Mouyen et al. 2013)), bien différenciables des variations de stock d'eau. L'hydrogravimétrie est le nom choisi pour définir la science qui permet l'étude des variations de stock d'eau à partir de la mesure des variations temporelles du champ de pesanteur.

A l'heure actuelle, deux échelles majeures de l'hydrogravimétrie sont développées: la mesure sol, opérée à l'aide de gravimètres, et la mesure satellitaire, essentiellement définie par la mission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment, (Tapley et al. 2004)). La mesure sol est principalement sensible aux variations de masses locales intégrées sur un rayon allant du voisinage immédiat à une échelle kilométrique autour de la station de mesure. Une contribution de la charge hydrologique de plus grande échelle s'ajoute à ce signal (Llubes et al. 2004). La mesure GRACE, en revanche, est bien moins résolue spatialement ($\approx 400\text{km}$), et intéresse principalement des échelles continentales, voire de grands bassins.

V.2. LES ENJEUX DE L'HYDROGRAVIMÉTRIE

V.2.1. DU BRUIT AU SIGNAL

Une revue intéressante de l'histoire du couplage entre la géodésie et l'hydrologie peut être trouvée dans les travaux de thèse de L. Longuevergne, pionnier de l'hydrogravimétrie en France (Longuevergne 2008). On se propose ici de faire le point sur les études hydrogravimétriques.

La gravimétrie temporelle a pendant longtemps consisté en l'analyse des marées terrestres, dont les développements analytiques cherchaient à confronter des observations afin de valider ou d'invalider des modèles de Terre. C'est essentiellement vers l'intérieur de la Terre que regardaient les gravimétriciens. Ils n'ont pourtant pas hésité à se tourner vers la surface, quand il s'est avéré que des signaux environnementaux venaient perturber la mesure, nécessairement effectuée à proximité de ce lieu de couplage. Parmi ces signaux, les marées océaniques, qui restaient tout à fait du domaine de compétence initial de la communauté, la pression atmosphérique, et l'hydrologie.

L'hydrologie était donc une perturbation de la mesure, de laquelle il fallait s'affranchir par tous les moyens. De vastes développements de techniques de traitement du signal ont donc été mis en œuvre, afin de contourner ce que beaucoup qualifiaient comme un signal impossible à modéliser physiquement, car trop complexe (Harnisch & Harnisch 2002). Par la suite, des tentatives plus audacieuses se sont accrochées au mérite tout-puissant de la corrélation qui d'une certaine manière donne toute leur place à la phase et à la période, et relègue l'hégémonie de l'amplitude au second plan. Toujours frileux à quantifier précisément les variations spatio-temporelles de stock d'eau dans le sol, les gravimétriciens ont pu réduire significativement l'impact du signal hydrologique, alors considéré comme du « bruit », sur la mesure. Très largement empiriques, elles se basaient sur des régressions entre le signal gravimétrique et les observables hydrologiques qu'il était possible de mesurer : pluie, nappes, humidité, niveau de lacs ou réservoirs... Francis et al. (2004) sont allés jusqu'à utiliser des niveaux de réservoirs situés à plusieurs kilomètres d'un gravimètre supraconducteur (SG), afin de s'en servir comme proxy du signal hydrologique local.

Harnisch & Harnisch (2002) jugent par exemple que les modèles à base physique des hydrologues sont trop généraux, et pas assez précis (au regard de la complexité des processus pris en compte) par rapport aux besoins de la gravimétrie, intégratrice : Il faut donc préférer des modèles statistiques, non physiques. Pour autant, les résultats montraient que des grands enjeux de la gravimétrie (par exemple la détection de la translation de la graine (mode de Slichter)) étaient toujours limités par ces corrections hydrologiques. Kroner et al. (2004) reconnaissent alors que les relations linéaires entre l'hydrologie et la gravité sont loin d'être satisfaisantes, et c'est ce qui va mener leur groupe de recherche à conduire des travaux explicitement tournés vers l'hydrologie, pour l'identification des processus hydrologiques (Hasan et al. 2006).

Simultanément à ce développement lié aux instruments très précis de gravimétrie temporelle (essentiellement les SG), une communauté différente et plus proche du « terrain » a pu suivre un chemin parallèle dans la relation ambiguë entre l'eau et la pesanteur. Les hydrogéologues ont rapidement identifié qu'en comparant les variations de hauteur de nappe dans un aquifère libre avec des variations du champ de pesanteur en surface, et qui seraient attribuées à ces modifications du volume des eaux souterraines, ils auraient accès au fameux terme de stockage des aquifères (porosité de drainage, ou *specific yield* en anglais), si difficile à caractériser par ailleurs. La première étude à se pencher explicitement sur une thématique de ce type est généralement citée comme étant celle de Montgomery (1971) qui a pu produire une première estimation de la porosité de drainage d'un aquifère libre de bassin sédimentaire en Arizona.

Ces développements ont été relativement lents, mais poursuivis épisodiquement (Lambert & Beaumont 1977; Whitcomb et al. 1980; Allis & Hunt 1986; Pool & Eychaner 1995; Howle et al. 2003; Ferguson et al. 2008), alors que la micro gravimétrie de terrain connaissait un essor dans ses applications temporelles dans d'autres domaines, comme la volcanologie (e.g. Yokoyama 1989; Rymer 1994; Jousset & Okada 1999; Carbone & Greco 2007; Bonvalot et al. 2008; Battaglia et al. 2008; Williams-Jones et al. 2008; Hautmann et al. 2010; Johnson et al. 2010; Greco et al. 2012), les études de subsidence (Keysers et al. 2001; Branston & Styles 2003; Pringle et al. 2012; Abidin et al. 2013), la géothermie (Allis & Hunt 1986; Hunt 1995; Mariita 2000; Takemura et al. 2000; Sugihara & Ishido 2008; Hunt & Graham 2009; Oka et al. 2012) et les études de

sites de production de gaz naturel (Brady et al. 2008; Ferguson et al. 2008; Hare et al. 2008; Alnes et al. 2008; Stenvold et al. 2008).

Récemment, l'hydrogravimétrie a commencé à être vue comme une discipline en tant que telle, et de nombreuses applications originales de la mesure gravimétrique à des thématiques ciblées en hydrologie ont permis de reconnaître son intérêt pour la communauté des hydrologues, qui s'intéressent de plus en plus au stock d'eau. L'eau était passée du bruit au signal.

Aujourd'hui, de nouveaux gravimètres supraconducteurs sont développés avec une vocation « de terrain » (le modèle *iGrav*TM, Warburton et al. 2010) et des prototypes de gravimètres absolus à atomes froids sont en cours de développement (Merlet et al. 2010).

Si le gravimètre supraconducteur de la présente étude a été le premier à être installé dans une perspective purement hydrologique, le développement rapide des *iGrav* permet des approches novatrices, de terrain, utilisant notamment les gradients du champ de pesanteur grâce à deux instruments déployés simultanément, permettant de gagner une information de localisation des sources (Kennedy et al. 2014).

Les enjeux actuels concernent donc l'établissement du potentiel de ces outils et des moyens optimaux de les mettre en œuvre dans une application hydrologique, ainsi que des spécificités requises pour les futurs gravimètres à développer. Les sections suivantes proposent de faire le point sur les potentialités de l'hydrogravimétrie.

V.2.2. POROSITÉ DE DRAINAGE

Dans un cas idéal où une nappe voit son niveau diminuer sous l'effet d'une vidange, le volume d'eau sollicité par cette vidange s'écrit simplement :

$$D = \Delta h \cdot S_y \quad (V.1)$$

où D est le drainage, volume exprimé en lame d'eau équivalente, Δh est la variation de hauteur piézométrique et S_y est la porosité de drainage (pour Specific Yield).

La gravimétrie est directement sensible à D , donc si la variation de hauteur piézométrique est mesurée, elle donne accès à la porosité de drainage de l'aquifère. Depuis Montgomery (1971), plusieurs études hydrogravimétriques se sont penchées sur ce paramètre, essentiellement à partir de micro-gravimètres (Lambert & Beaumont 1977; Whitcomb et al. 1980; Pool & Eychaner 1995; Pool & Schmidt 1997; Metzger et al. 2002; Howle et al. 2003; Pool 2008; Gehman et al. 2009). La microgravimétrie utilisée seule ne donne accès qu'à l'évolution temporelle des variations spatiales de stockage, et non aux variations absolues en un point. Ainsi, dans un cas idéal, une station de référence est placée à l'aplomb d'une zone où aucune variation n'est supposée (zone de socle affleurant par exemple), ou, au contraire, sur une zone où les variations sont parfaitement connues par d'autres méthodes. Ce constat limitant sérieusement l'applicabilité de cette méthode dans certaines zones, Pfeffer et al. (2011) ont pu proposer une mesure de ce paramètre en zone semi-aride sahélienne du sud-ouest Niger à l'aide de répétitions épisodiques de mesures absolues (FG5) de la pesanteur. Si la précision de la méthode souffre de la résolution de l'appareil et du caractère non continu de la mesure, l'avantage incomparable en est sa dimension absolue : nul besoin de rattachement à un point de référence. Il s'agit d'une des premières expériences d'utilisation d'un gravimètre absolu de type FG5 en tant qu'appareil « de terrain » à vocation hydrologique.

Historiquement, les gravimètres supraconducteurs n'ont pas été installés sur des sites à problématiques hydrogéologiques pour des raisons relativement évidentes. Cependant, certaines études ont tout de même entrepris des analyses de corrélation entre les séries temporelles de gravité et le signal hydrologique pour proposer des valeurs de porosité de drainage (Peter et al. 1994). D'autres auteurs utilisent le jargon gravimétrique pour parler de quantités similaires : l'admittance, facteur qui décrit le rapport entre la gravité mesurée et une autre variable. Dans ce cas, l'admittance piézométrique est mentionnée (Harnisch & Harnisch 2006).

V.2.3. PROCESSUS HYDROLOGIQUES

Au-delà de l'intérêt strictement quantitatif que propose la gravimétrie, une information bien plus qualitative sur les processus hydrologiques peut être extraite de l'observation. Celle-ci provient d'une propriété essentielle du champ de pesanteur : sa dépendance à la distance, et à la position des sources. Ainsi, les redistributions d'eau dans le sol, même si le système n'a subi aucune perte, ont une signature spécifique. L'identification et l'interprétation de cette dernière peut donc conduire à une information significative pour la conceptualisation des processus hydrologiques agissant à l'échelle du terrain d'étude.

C'est une telle démarche qui conduit par exemple Goodkind (1986) et Goodkind (1990) à justifier des comportements spécifiques de la gravité mesurée par un SG après des événements de pluie par des apports d'aquifères voisins. Dans ce cas précis, on peut toutefois noter que l'effet de la topographie (significative) sur la distribution spatiale des masses au moment de la pluie n'est pas mentionné, et pourrait suffire à justifier leurs observations. Peter et al. (1994) mettent en évidence des phénomènes de seuil en stockage à l'origine d'écoulements sur surface saturées sur la base de relations pluie-gravité. Hasan et al. (2006) et Kroner & Jahr (2006) sont sans doute parmi les premiers à reconnaître l'intérêt des SG pour l'hydrologie. Ils identifient des processus de redistribution rapide à proximité du SG de Moxa en Allemagne, en modélisant trois chemins d'écoulements souterrains et en concluant sur le plus probable à partir des observations gravimétriques.

A partir de cette période, on assiste à un large développement de l'hydrogravimétrie assistée par les SG de grande précision, pourtant toujours limitée aux SG installés sur le globe et non dédiés à l'hydrologie. Imanishi et al. (2006) listent les processus susceptibles d'agir sur le stock, et tentent de les modéliser par des modèles simples à réservoir, définis sur la base des comportements observés en gravité. Contrairement à Harnisch & Harnisch (2002), ils suggèrent de se déplacer vers une compréhension et une quantification plus physique des phénomènes hydrologiques, formalisable dans un modèle à base physique. On assiste donc à un changement méthodologique, voir conceptuel, vers une approche déterministe des relations hydrogravimétriques. La micro-gravimétrie est également utilisée pour supporter les identifications de processus de redistribution faites avec un SG à Moxa (Naujoks et al. 2008).

En France, l'hydrogravimétrie connaît ses débuts avec les travaux de L. Longuevergne, qui s'inscrivent dans le cadre plus large de l'hydrogéodésie, notamment via l'étude des déformations induites par le signal hydrologique (Longuevergne 2008). Longuevergne et al. (2009) se placent dans ce courant déterminé, et déterministe, en proposant de modéliser les effets hydrologiques locaux et globaux sur le champ de pesanteur à Strasbourg, à partir des observables à proximité du SG.

T. Jacob montre les apports de la gravimétrie à l'hydrologie karstique (Jacob 2009). Particulièrement, ses contributions à l'appréciation de l'hétérogénéité karstique, à l'aide de micro-gravimètres et d'un gravimètre absolu (Jacob et al. 2008; Jacob et al. 2010) ont permis de formaliser des modèles hydrologiques simples à réservoir. Par une approche spéléologiquement novatrice, il a également pu lever certaines contraintes intégratrices de la gravimétrie, en mesurant à la fois *au-dessus* et *en-dessous* des variations de stock d'eau, à l'aide d'un micro-gravimètre (Jacob et al. 2009). Jacob (2009) est la première étude à intégrer explicitement des mesures de gravimétrie pour l'obtention de bilans hydrologiques sur un aquifère karstique du plateau du Larzac. Des travaux d'investigations du signal hydrologique en zone de karst par gravimétrie ont été poursuivis dans le cadre de la thèse de S. Deville (Deville 2013).

Kazama & Okubo (2009) mettent en œuvre un modèle hydrologique à base physique sur le site du volcan japonais Asama, pour prendre en compte explicitement la redistribution tridimensionnelle de l'eau ainsi que la topographie, dont ils reconnaissent l'importance. Une approche similaire est développée dans le cas du SG d'Isawa Fan (Japon, Kazama et al. (2012)).

Un travail de synthèse de l'effet des redistributions de masses d'eau sur le SG de Wettzell (Allemagne) a été très rigoureusement mené pendant la thèse de B. Creutzfeldt, et a mené à des avancées significatives dans les applications potentielles de la gravimétrie appliquée à l'hydrologie (Creutzfeldt et al. 2008; Creutzfeldt et al. 2010a; Creutzfeldt et al. 2010b; Creutzfeldt et al. 2010c; Creutzfeldt et al. 2012; Creutzfeldt et al. 2014; Kennedy et al. 2013).

Finalement, des zones d'infiltration préférentielles au droit de ravines temporairement en eau ont pu être mises en évidence par micro-gravimétrie au Sahel, constituant une expérience unique d'identification

claire de processus (Pfeffer et al. 2013). De telles observations apportent une nouvelle dimension au champ des quantités observables et permettent donc aux hydrologues de préciser leur vision des processus agissants dans un environnement particulier.

Par ailleurs, les mesures par microgravimétrie dédiées à l'appréciation des paramètres d'aquifères ou autres ont bien souvent pu mettre en évidence des processus de redistribution (Allis & Hunt 1986; Pool & Schmidt 1997; Howle et al. 2003; Metzger et al. 2002; Chapman et al. 2008; Gettings et al. 2008; McClymont et al. 2012; Mouyen et al. 2013).

V.2.4. CALIBRATION DE MODÈLES HYDROLOGIQUES

Le potentiel de la gravimétrie pour la calibration de modèles hydrologiques a pu être démontré dans le cas d'un modèle d'écoulement en milieu saturé, pour lequel l'ajout de données de microgravimétrie à des données de charge hydraulique permettait de diminuer la corrélation de paramètres et de mieux contraindre certains flux (Christiansen et al. 2011a). De même, la calibration d'un modèle de zone non saturée, comprenant les paramètres de rétention de Mualem-van Genuchten (voir introduction générale) à partir de données de microgravimétrie a été menée à bien dans une expérience de terrain et un cas synthétique (Christiansen et al. 2011b). La plus forte contrainte de la microgravimétrie était sur le premier paramètre de stockage : la teneur en eau à saturation. Une étude uniquement synthétique est arrivée à des conclusions plus pessimistes quant au potentiel de la microgravimétrie, dans sa précision actuelle, à contraindre une inversion d'essai de pompage (Herckenrath et al. 2012).

V.3. LE PROJET GHYRAF

Ces travaux de thèse s'intègrent dans le cadre du projet GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique), large initiative de suivi des stocks d'eau et de caractérisation hydrogéophysique le long du gradient de précipitations de la mousson Ouest-Africaine (Hinderer et al. 2009; Hinderer et al. 2012). Le projet s'est développé en étroite collaboration avec la communauté AMMA-CATCH, notamment via la sélection de sites déjà suivis par cet observatoire hydrologique. De plus, une autre problématique se posait à l'époque de la définition du projet, celle de la validation-sol des produits satellitaires de la mission GRACE qui étaient alors systématiquement comparés aux modèles hydrologiques préexistants, au lieu de servir à mieux les contraindre.

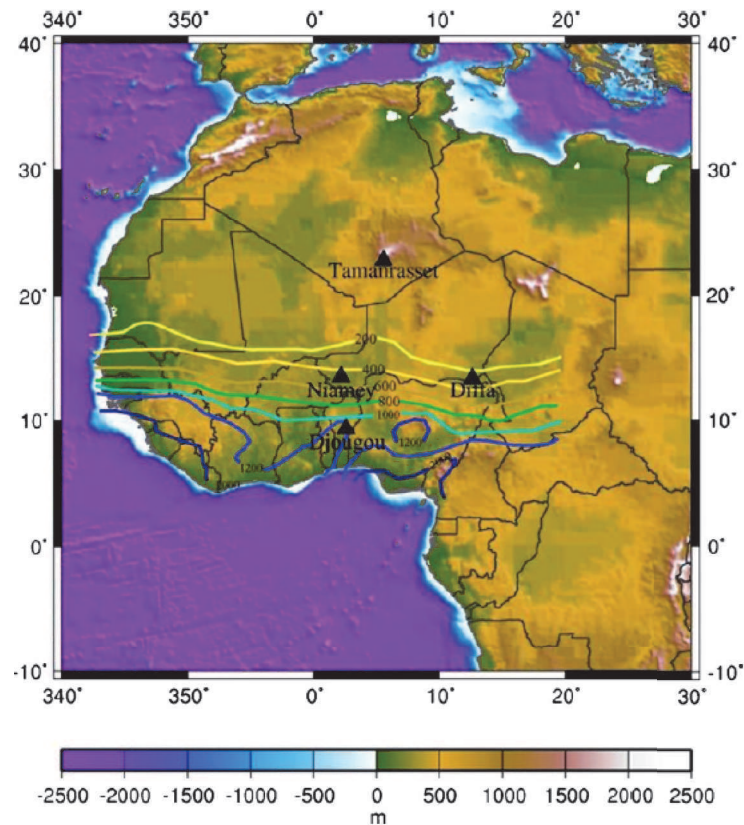


Figure V.1: stations du projet GHYRAF. D'après Hinderer et al. (2009).
GHYRAF project stations.

Les sites suivis étaient donc Tamanrasset (Algérie, $20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$), pour le point sec, Diffa (Est-Niger, près du lac Tchad, $300\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$), Niamey (Niger, $560\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) et Djougou (Bénin, $1200\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$), le site sur lequel se focalise la présente étude (Figure V.1).

Les contributions de Pfeffer (2011) à l'estimation des propriétés hydrodynamiques de la zone de Wankama ont permis de mettre en avant les synergies de nouvelles méthodes géophysiques complémentaires et non-invasives, la RMP et le suivi par gravimétrie temporelle absolue (Pfeffer et al. 2011). De plus, un réseau dense de mesures micro-gravimétriques à l'échelle d'un petit bassin endoréique a contribué à l'identification d'une zone de recharge préférentielle à l'exutoire d'une ravine temporairement mise en écoulement (Pfeffer et al. 2013).

Par ailleurs, le site de Bagara, près de Diffa à l'est du Niger a également pu bénéficier de répétitions de gravimétrie absolue, ainsi que d'un suivi hydrologique dans une zone où l'aquifère est rechargé de manière saisonnière par la rivière Komadougou Yobé (Hector 2011). Si une modélisation calibrée des écoulements en milieu saturé (MODFLOW) a permis de quantifier la recharge de l'aquifère, les liens entre les variations de niveau de nappe et de pesanteur n'étaient pas triviaux, car ont nécessité de faire appel à des phénomènes de gonflements d'argile (poro-élasticité). Une synthèse de ces travaux est en cours de soumission (Genthon et al. 2014).

Le site de Tamanrasset dans le sud algérien, pour des raisons de sécurité, n'a pas pu bénéficier de mesures de gravité au jour d'aujourd'hui. Un projet similaire en zone saharienne à Adrar et In-Salah a débuté en 2012 et se poursuivra dans les années à venir avec l'espoir de déduire une chronique de variations de pesanteur qui sera comparée aux mesures GRACE et GRACE Follow-on (lancement prévu en 2017).

Un autre volet du projet GHYRAF concernait l'impact de la charge hydrologique aux échelles régionales. GRACE a pu imager la contribution de cette charge, et les mesures géodésiques (GPS) ont permis de quantifier la déformation élastique du sol, en accord avec les modèles (Nahmani et al. 2012). Avec une précision comprise entre 2.5 et 6mm sur la composante verticale des données GPS traitées dans un réseau global, des amplitudes saisonnières de 10-15mm ont pu être identifiées dans la zone $9.6^{\circ}\text{N} - 16.7^{\circ}\text{N}$, en accord avec les déformations élastiques régionales modélisées à partir des données de GRACE.

Un signal curieux toutefois a pu être observé dans les données GPS. La Figure V.2 présente notamment le déplacement vertical du sol à la station de Djougou, tel que mesuré par GPS (courbe rouge). Une oscillation autour de janvier, et cohérente sur plusieurs stations d'Afrique de l'Ouest, mais non modélisée, est observable. Les auteurs interprètent cette observation comme une signature d'un phénomène poro-élastique de gonflement-retrait d'argiles, largement présent dans la sous-région.

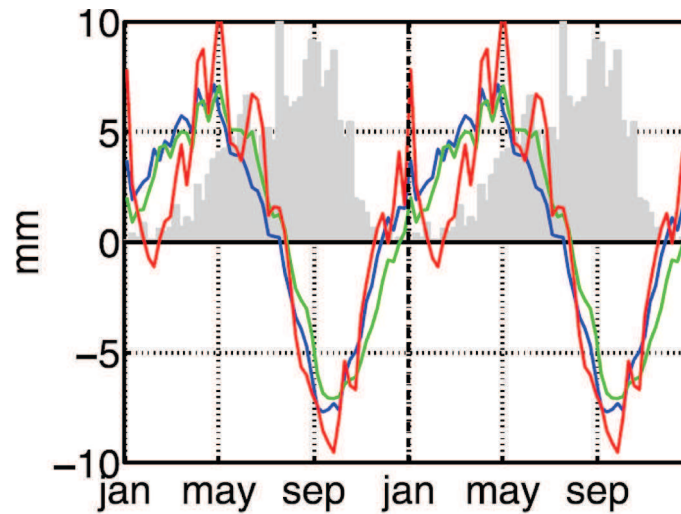


Figure V.2: déplacement vertical du sol à la station de Djougou. Moyennes sur la période 2005-2008. modèles GLDAS, ECMWF et MOG2D (bleu), GRACE (vert), GPS de Djougou (rouge). D'après Nahmani et al. (2012).

Vertical ground displacement at the Djougou station. 2005-2008 mean values. GLDAS, ECMWF and MOG2D mean values (blue), GRACE (green) and Djougou GPS data (red).

Les gravimètres de Nalohou

Dans le cadre du projet GHYRAF, et particulièrement de ce travail de thèse, 3 types de gravimètres ont pu être déployés sur le site de Nalohou (Figure V.3):

- Des mesures de gravimétrie absolue ont été menées par répétitions tous les trois mois de 2008 à 2012, à l'aide d'un gravimètre de type FG5 (Hector et al. 2013)
- Un gravimètre supraconducteur (SG-060) a été installé à l'été 2010, permettant de mesurer en continu (1s) les variations relatives du champ de pesanteur avec une très grande précision ($\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}$). Il s'agit du premier SG mis en service dans une perspective explicitement hydrologique (Hinderer et al. 2014a; Hector et al. 2014)
- Un réseau dense de suivi spatio-temporel du champ de pesanteur par microgravimétrie a été mis en place au cours de cette thèse (Hector et al. soumis). Le gravimètre utilisé est de type Scintrex CG5.



Figure V.3: les gravimètres de Nalohou : le gravimètre relatif supraconducteur (SG), le gravimètre relatif CG5 et le gravimètre absolu FG5.

Nalohou gravimeters : superconducting gravimeter (SG), CG5 microgravimeter and FG5 absolute gravimeter.

V.4. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Depuis quelques années, le champ de l'hydrogravimétrie connaît un développement rapide. Le stock d'eau, décrivant l'état du système, prend un caractère central dans les études des processus hydrologiques. L'hydrogravimétrie peut être résumée dans ses grandes lignes à l'emploi de deux types d'instruments: les gravimètres supraconducteurs, précis et continus, mais peu mobilisables, car initialement conçus pour les études géodynamiques (bien que de nouveaux instruments dédiés à l'hydrologie soient en développement actuellement); et les micro-gravimètres de terrain, permettant d'obtenir une information spatialisée, au détriment de la précision. Dans la plupart des cas, les gravimètres absolus sont utilisés en support à ces instruments, comme des bases stables. Quelques études ont cependant permis de mettre en avant l'intérêt hydrologique direct de ces instruments.

Si des résultats significatifs ont déjà pu être avancés en termes d'identification de processus hydrologiques ou de caractérisation d'aquifère, l'hydrogravimétrie en est encore à ses débuts dans l'exploitation du potentiel intégrateur de la mesure.

A Nalohou, dans le cadre du suivi des stocks de la station humide du programme GHYRAF, les trois types de gravimètres actuels (FG5, SG et CG5) ont été déployés dans un but prospectif, de suivi des stocks d'eau, de développement méthodologique, et de compréhension des processus hydrologiques.

Since a few years, hydrogravimetry undergoes a fast development. Water storage describes the hydrologic system state and occupies now a central role in hydrological processes studies. Hydrogravimetry consists in the use of two types of instruments: superconducting gravimeters, accurate and recording in continuous, but not easily moved, and field microgravimeters, allowing for a spatial information, with a lower precision. In most cases, absolute gravimeters are used to support these instruments, as stable bases. Some studies allowed to show the interest of such instruments for hydrology.

While significant results have already been achieved in terms of hydrological processes identifications, or aquifer characterization, hydrogravimetry is still a "young" science in the full exploitation of the integrative potential of the measurements.

In Nalohou, the wet station defined within the frame of the GHYRAF (Gravity and hydrology in Africa) project, three types of current gravimeters (FG5 absolute gravimeter, SG superconducting gravimeter and CG5 microgravimeter) have been deployed in a prospective purpose for water storage monitoring, methodological development and hydrological processes understanding.

SYNTHÈSE PARTIELLE : PLAN DE TRAVAIL

Cette vaste partie préliminaire a permis de placer le présent travail dans un cadre général, en identifiant les enjeux sociétaux, environnementaux et scientifiques, et en explicitant les perceptions actuelles de l'hydrologie en zone soudanienne de socle, et surtout leurs limites.

Le déploiement des trois principaux types de gravimètres actuels vise à aborder les thématiques hydrologiques locales sous l'angle de la variable d'état qu'est le stock d'eau. Celle-ci est fondamentale dans le contrôle qu'elle exerce sur la dynamique interne des bassins-versants, lacune importante des études hydrologiques de la zone. La méthodologie mise en œuvre répond aux objectifs de 1) caractérisation des propriétés d'aquifères ; 2) compréhension de la dynamique saisonnière du bilan par le stock d'eau : quelle information peut-on dégager pour contraindre les autres termes du bilan ; 3) Qu'apporte la mesure du stock d'eau pour l'identification de processus de redistribution ?

Ces questions concernent des échelles et des instruments différents, et supposent un fort développement méthodologique pour l'identification d'un signal pouvant être relativement faible par rapport à la précision des instruments. On se propose donc de suivre le plan suivant :

- Dans un premier temps, une focalisation à l'échelle de la parcelle, définie ici comme la zone d'empreinte d'un gravimètre sur le bassin de Nalohou (<100m), permettra d'étudier la distribution spatiale de la porosité de drainage en zone de socle hétérogène. Cette étape sera couplée aux mesures géophysiques de proche surface (RMP, électrique), et aux données hydrologiques d'humidité (sonde à neutrons) et de piézométrie. L'objectif est de préciser et de confronter les données gravimétriques et de RMP. A cette même échelle, une analyse fine du traitement des données du gravimètre supraconducteur permettra de définir son apport à la mesure de l'évapotranspiration. Cette analyse propose des méthodologies à mettre en œuvre lors de l'installation d'un gravimètre supraconducteur dédié à l'hydrologie.
- Toujours à l'échelle de la parcelle, une analyse complète des processus et bilans est proposée. Une synthèse des propriétés hydrodynamiques de la zone, une investigation géophysique du substratum et une analyse des données disponibles permettent de définir un modèle conceptuel du sous-sol. Au regard de cette connaissance, les variations saisonnières de stock sont analysées selon leur distribution spatiale obtenue par mesures microgravimétriques locales. Afin d'étudier les points de blocage de l'appréciation des processus, plusieurs modèles hydrologiques sont testés dans leur capacité à reproduire les variations de stock. Ce test permet également de définir un modèle approprié pour la correction du signal hydrologique dans les données gravimétriques. Par la formulation explicite des termes du bilan dans la plupart de ces modèles, le contrôle qu'apporte la mesure du stock sur ces termes est évalué. Les modèles sont choisis selon une complexification dans leur représentation des processus : un modèle empirique, un modèle conceptuel, et deux modèles à base physique : HYDRUS 1D et un modèle d'écoulement en zones saturée et non saturée couplé à un SVAT (ParFlow-CLM).
- A l'échelle du petit bassin versant (16ha), un réseau de mesures gravimétriques, à l'aide d'un microgravimètre relatif de terrain, est mis en place, couplé à des mesures de stock d'eau (sonde à neutrons), de niveaux de nappes, et de prospections géophysiques. L'objectif est d'identifier les processus de redistribution d'eau en lien notamment avec les écoulements, et de faire le lien avec les parties précédentes : comment conceptualiser le changement d'échelles ?

This important and dense preliminary section was devoted to the framework definition, by identifying societal, environmental and scientific needs, and by describing current perceptions and limits of the hydrological cycle in the hard-rock basement sudanian area.

The three main gravimeter types available nowadays (absolute, superconducting and microgravimeter) are being deployed on the Nalohou site to bring some constraints on the water storage state variable, and shed some new light onto local hydrological issues. Water storage controls catchments internal dynamics, an important unknown in local and regional hydrological studies. The methodology developed here follows the objectives of 1) characterizing aquifer properties; 2) understanding seasonal dynamics of the water budget by monitoring water storage changes: what information is gained on the other budget components? 3) What information does water storage monitoring brings for water redistribution processes?

These objectives concern different scales and instruments, and suppose a strong methodological development, for the identification of a signal that may be relatively weak with respect to instruments precision. The following structure is followed throughout this work:

- As a first step, the plot scale, defined as the footprint area of gravimeters in Nalohou (<100m), is subject to a focus for the study of spatial variations of specific yield in heterogeneous hard-rock basement context. This approach is assisted by near-surface geophysics (MRS, resistivity measurements), and hydrological monitoring (neutron probe, water table levels). The objective is to precise and confront gravity and MRS data. A detailed analysis of superconducting gravimeter data is undertaken at the same scale to define its potential for the retrieval of the evapotranspiration flux. This analysis proposes methodologies to be applied when setting up such a gravimeter for hydrological studies purposes.*
- Further investigating the plot scale, a complete analysis of water budgets and hydrological processes is developed. A synthesis of hydrodynamic properties available at this scale, a geophysical prospection and available data analysis allow to define a conceptual lithological model. This information is used for the interpretation of spatial distributions of seasonal water storage changes obtained from a local micro-gravity survey. Several hydrological models are further tested in their ability to reproduce water storage changes. This step also allows to define an appropriate model for the correction of local hydrology in gravity time series. By the explicit formulation of water budget terms allowed in most of the models, the control exerted on such terms by monitoring water storage changes is evaluated. Models are chosen following an increase in the complexity of their processes representation: an empirical model, a conceptual reservoir model, and two physically-based models: HYDRUS 1D and a saturated and non-saturated flow model coupled to a SVAT (ParFlow-CLM).*
- At the small catchment scale (16ha), a microgravity network is set up, coupled with storages (neutron probe) and water table levels measurements, and near-surface geophysical prospection. The objective is to identify water redistribution processes, and to bridge the gap with previous sections: how to conceptualize scale change?*

PARTIE II

HYDROGRAVIMÉTRIE À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE

L'analyse des données des gravimètres supraconducteur et absolu constitue le cœur de cette partie, dont l'objectif est de montrer les intérêts et limites pour 1) l'hydrologie et les variations de stock locales et multi-fréquences, et 2) l'hydrogéologie et la caractérisation des propriétés d'aquifères. Un premier chapitre concerne cette caractérisation, assistée par gravimétrie absolue, prospections géophysiques, sondages RMP et suivis hydrologiques. Des brefs rappels concernant la modélisation de l'attraction newtonienne locale des masses, ainsi que les méthodes de caractérisation d'une station de mesure sont présentés au préalable d'un article publié dans la revue *Geophysical Journal International*. Dans un second temps, le traitement et l'analyse complète des données du gravimètre supraconducteur sont développés afin de dégager le potentiel d'application de cet instrument au suivi des stocks, de l'échelle rapide (journalière), à l'échelle saisonnière et interannuelle. Ce chapitre est également développé autour d'un article publié dans la revue *Journal of Geodynamics*, et complété par quelques précisions.

The main objective of the present section is to emphasize advantages and limitations of absolute and superconducting gravimeters data for 1) hydrology of both local and multi-frequency water storage changes, and 2) hydrogeology and aquifer properties characterization. A first chapter is devoted to such characterization, assisted by absolute gravity measurements, near-surface geophysical prospection, Magnetic Resonance Soundings (MRS) and hydrological monitoring. Newtonian attraction modeling of local masses is briefly recalled together with sensitivity analyses of gravity stations. An article published in Geophysical Journal International constitutes the main body of this chapter. A second chapter concerns the complete analysis of the superconducting gravimeter data to define the ability of such instrument to monitor water storage changes at rapid (daily), seasonal and interannual scales. This chapter is also developed around a paper published in Journal of Geodynamics, completed by some precisions.

CHAPITRE VI

CARACTÉRISATION HYDROGÉO-PHYSIQUE DE L'AQUIFÈRE

La partie précédente a permis d'énoncer les problèmes liés à l'accessibilité de la ressource en eau souterraine en zone de socle soudanienne, caractérisée par une forte hétérogénéité des propriétés d'aquifères. Au préalable de l'implantation d'un forage hydrologique, les zones les plus susceptibles de produire un débit suffisant ($> 0.1 \text{ l.s}^{-1}$ pour une pompe manuelle, MacDonald et al., 2012), et de manière durable, doivent être identifiées. Classiquement, les méthodes de prospection géophysique de proche-surface sont employées pour caractériser la géométrie des aquifères, et particulièrement l'épaisseur de l'horizon altéré, selon le modèle de Lachasagne et al., (2011). L'émergence de la résonance magnétique des protons (RMP) a permis d'accéder à un paramètre (θ_{RMP}) proche de la porosité de drainage (S_v pour Specific yield en anglais), paramètre fondamental décrivant le stockage pouvant être sollicité par pompage (Legchenko et al., 2002; Legchenko, 2013). Cependant, la relation précise entre ces deux paramètres est encore mal connue, particulièrement en zone de socle (Vouillamoz et al., 2005).

L'apport de la gravimétrie à l'évaluation de la porosité de drainage est connue, et une tentative de comparaison avec la RMP a déjà pu être entreprise en milieu sédimentaire, relativement homogène, au sud-ouest Niger (Pfeffer et al., 2011; Pfeffer, 2011).

Ce chapitre concerne donc l'étude, par une approche jointe gravimétrique, géophysique de proche-surface et hydrologique, des propriétés de stockage de l'aquifère de socle de Nalohou, marqué par une très forte hétérogénéité. Les premières sections concernent quelques définitions et principes calculatoires nécessaires à la compréhension des procédés permettant d'étudier les variations de stock d'eau à partir de la mesure de gravité. Un article publié dans *Geophysical Journal International* constitue ensuite le corps de ce chapitre. L'occasion est également donnée de montrer la première comparaison de données issues d'une sonde à neutron et d'un gravimètre absolu FG5, tous deux sensibles aux variations de stock. Une discussion complémentaire autour de la porosité de drainage et ses méthodes de détermination appliquées ici clôt le chapitre.

VI.1. MODÉLISATION DE L'ATTRACTION NEWTONIENNE

Pierre Bouguer, lors d'une fameuse expédition andine dédiée à la mesure de la longueur d'un degré d'arc de méridien¹ trouve que ces montagnes entraînent une déviation locale de la verticale moins forte que ses calculs ne le laissent penser. Il doit donc y avoir un déficit de masse. Cette observation est à l'origine de la découverte de l'isostasie, principe de compensation des pressions lithosphériques qui supposent des densités plus faibles sous les montagnes (qui sont des excès de masse à la surface) par rapport à leur encaissant. Ceci mis à part, les expressions analytiques développées par Bouguer à cette époque (XVIII^e) sont toujours employées aujourd'hui. L'effet gravimétrique d'un plateau infini d'épaisseur h et de densité ρ est donné par l'expression :

$$g_B = 2\pi\rho Gh \quad (\text{VI.1})$$

où $G (= 6.67428 \cdot 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2})$ est la constante universelle de gravitation (Mohr et al., 2008), dont la détermination précise n'est pas tâche aisée (Parks and Faller, 2010; Davis, 2010).

On se référera à cette équation comme « le plateau de Bouguer », « l'effet Bouguer » ou « l'effet de plateau » au travers de ce travail. On peut noter que cette équation est indépendante de la position du plateau, sous condition de son caractère infini. Dans le cas d'une lame d'eau située sous le point d'observation, de densité $\rho = 1000 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, et d'épaisseur 1m, cet effet est égal à $42 \mu\text{gal}$.

Cette équation est particulièrement utile pour l'hydrologie au premier ordre, du fait que, citant Longuevergne, (2008): « une surface d'eau au repos dessine une équipotentielle du champ de gravitation, l'horizontale ». L'hypothèse planaire des variations de stock d'eau est souvent applicable pour une estimation *a priori* des effets gravimétriques induits. Cette simplification autorise dans certains cas des calculs rapides « avec les mains » permettant une première intuition de l'amplitude en gravité des phénomènes ciblés.

Bien entendu, la topographie et l'hétérogénéité du sous-sol sont autant de facteurs qui limitent ces hypothèses. Un calcul plus fin d'une distribution complexe suppose donc de passer par des techniques numériques. Une équation particulièrement utile à ce propos est celle de l'attraction d'un prisme parallélépipédique (e.g. Leirião et al. 2009), donnée par :

$$g_p = G\rho \left\| \left\| \left\| x \cdot \ln(y+r) + y \cdot \ln(x+r) - z \cdot \arctan\left(\frac{x \cdot y}{z \cdot r}\right) \right\|_{x_1, y_1, z_1} \right\|_{x_2, y_2, z_2} \right\|_{x_1, y_1, z_1} \quad (\text{VI.2})$$

où $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ est la distance d'un point du prisme à l'observateur et x_1, y_1, z_1 et x_2, y_2, z_2 définissent les extrémités du prisme. L'effet des variations de stock d'eau peut alors être calculé en sommant les contributions de prismes définis à partir d'un maillage pertinent. Des approximations à cette équation peuvent être utilisées pour améliorer les performances de calcul dans le cas où les prismes sont petits par rapport à leur distance au point d'observation (Leirião et al., 2009).

Application à l'hydrologie

Les variations de stock peuvent être *a priori* séparées en trois classes différentes (on négligera les contributions des formes solides de l'eau), dont la formulation diffère quelque peu. En hydrogravimétrie, on s'intéresse essentiellement aux variations, car les volumes d'eau sont difficiles à séparer de leur encaissant dans une approche statique. Ainsi, $\Delta g_p = f(\Delta\rho)$.

- Dans le cas d'une variation de teneur en eau dans une tranche de sol non saturée,

$$\Delta\rho = \rho_e \cdot \Delta\theta \quad (\text{VI.3})$$

où ρ_e est la densité de l'eau et $\Delta\theta$ est la variation de teneur en eau du prisme considéré.

1 Lire Trystram, F., 1979. *Le procès des étoiles*, Seghers.

- Dans le cas d'une variation piézométrique (niveau de nappe),

$$\Delta\rho = \rho_e \cdot S_y \Delta h \quad (\text{VI.4})$$

où S_y est la porosité de drainage (Specific Yield) et Δh est la variation piézométrique. Il est également possible de fixer la densité et de modifier les dimensions du prisme.

- Dans le cas d'une variation de niveau d'eau d'un réservoir (lac, rivière, retenue d'eau),

$$\Delta\rho = \rho_e \Delta h \quad (\text{VI.5})$$

VI.2. CARACTÉRISATION D'UNE STATION DE MESURE – ANALYSE DE SENSIBILITÉ

Empreinte du gravimètre

La question de la zone d'empreinte de la mesure gravimétrique au sol est souvent posée, et n'est pas nécessairement simple à répondre, car elle dépend bien entendu des masses en jeu et de leur position par rapport au gravimètre. Dans le cas de l'hydrologie, une démarche souvent entreprise est de calculer l'effet d'une lame d'eau unitaire déposée sur la topographie (ou au lieu des variations de stocks attendues), en fonction de son extension par rapport au point d'observation. La Figure VI.1 présente un tel calcul, extrait des travaux de thèse de J. Pfeffer (Pfeffer, 2011). Dans ce cas plan, les 100% de l'effet correspondent à la valeur du plateau de Bouguer (*i.e.* $42\mu\text{Gal/m}$).

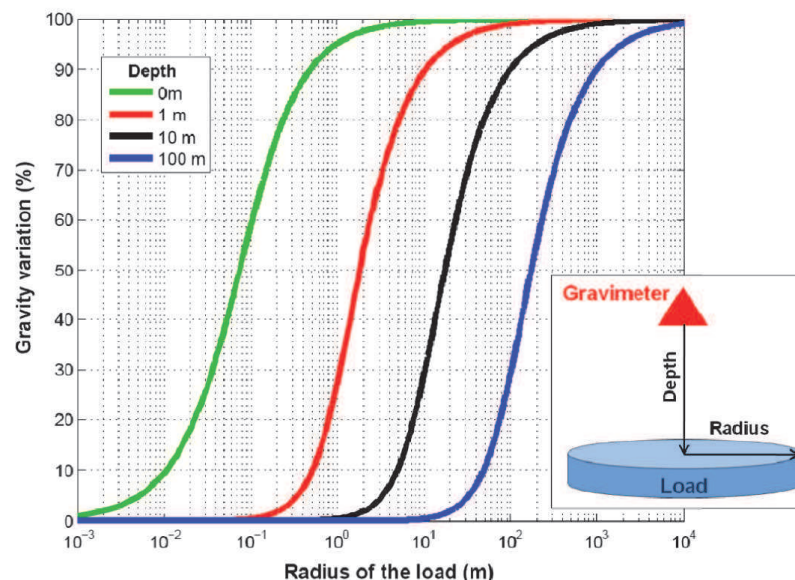


Figure VI.1: Empreinte de la mesure gravimétrique-sol. Effet d'une lame d'eau plaquée sur une topographie plane en fonction de son extension et de sa profondeur. D'après Pfeffer, (2011).

Ground gravity footprint. Gravity effect of a water layer spread on a flat topography, as function of extent and depth. 100% corresponds to $42\mu\text{gal/m}$.

La Figure VI.2 présente quelques cas extraits de la littérature pour des topographies particulières. A Strasbourg (Figure VI.2.a, Longuevergne et al. 2009), la station est enterrée (fort de J9), et la lame d'eau plaquée au sol entraîne donc un effet négatif sur la mesure du champ de pesanteur. Une pluie aura donc pour effet de diminuer la gravité mesurée. A Wettzell (Figure VI.2.b), Creutzfeldt et al. (2008) mettent en évidence

l'importance de la profondeur de la lame d'eau. 80% de l'effet proviennent des 50 premiers mètres (latéralement), et 91% des 500 premiers mètres. Meurers et al. (2007) montrent l'effet de la zone distante (>200m) pour les stations de Vienne et de Membach (Figure VI.2.c).

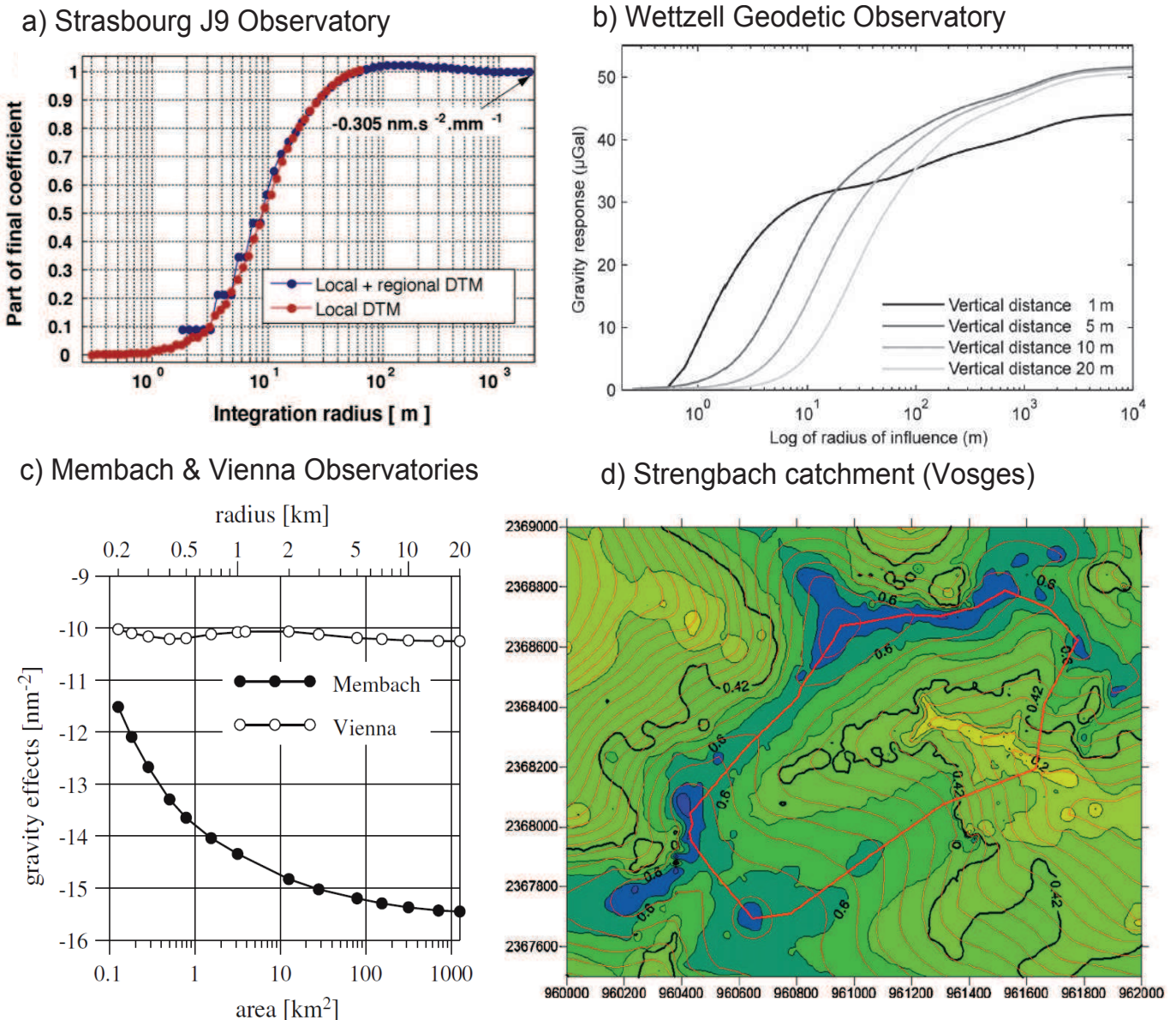


Figure VI.2: Empreinte de la mesure gravimétrique-sol. Effet d'une lame d'eau plaquée sur la topographie au droit du gravimètre : a) : 1mm, b) : 1m, et c) 40mm en fonction de l'extension spatiale de la lame, d) pour une extension finie, distribution spatiale de l'effet (lame de 10mm). Modifié respectivement d'après Longuevergne et al., (2009); Creutzfeldt et al., (2008); Meurers et al., (2007); Masson et al., (2012).

Ground gravity footprint. Gravity effect of a water layer spread on real topography, a function of extent and depth.

Meurers et al. (2007) sont sans doute à l'origine de ce mode de représentation de 1) l'empreinte de la mesure gravimétrique et 2) l'effet topographique. L'effet topographique est mis en évidence par les écarts à une courbe-type en terrain plat (Figure VI.1). Les écarts à la relation gravité/lame d'eau de $42\mu\text{gal}/\text{m}$ (pour les grandes extensions) sont dus au fait que la topographie contribue pour partie positivement lorsque les masses sont situées sous le niveau de la station, et pour partie négativement lorsque les masses sont au-dessus. Par exemple, la station de Strasbourg est située dans un fort enterré, et l'effet total est donc négatif. De plus, une position en crête de versant donne un coefficient plus fort (Figure VI.2.c, Masson et al. 2012), car plus de masse est présente sur une même extension horizontale par rapport au cas plan. La contrepartie est qu'en zone montagneuse, l'empreinte du gravimètre peut être très grande (kilométrique), rendant très complexe la description du signal, mais offrant un fort pouvoir intégrateur.

Effet de masque du bâtiment

Les gravimètres supraconducteurs dédiés à la géodynamique sont souvent enterrés, ou au moins sévèrement isolés des conditions atmosphériques, pour diminuer au plus les effets environnementaux. Pour l'hydrologie, le cas idéal serait une absence de toute perturbation anthropique aux écoulements. Ceci afin de ne pas perturber le milieu et d'être bien en conditions « non-invasives », si souvent citées pour louer les avantages des gravimètres par rapport aux forages hydrologiques que nécessitent la plupart des capteurs. Dans la plupart des cas cependant, un site de mesure comprend au moins un bâtiment en surface, qui limite l'infiltration de l'eau de pluie, et un pilier stable sur lequel sont effectuées les mesures gravimétriques. Par exemple, Deville et al. (2012) ont récemment conduit une étude de cet effet, de même que Kazama et al., (2012).

Mouvements verticaux

La gravité est intrinsèquement dépendante de la distance aux sources. Le champ de pesanteur terrestre induit donc un gradient de pesanteur : la pesanteur diminue à mesure que l'on s'éloigne du centre des masses. Le gradient à l'air libre, lorsqu'un observateur s'éloigne de la surface terrestre est de $-0.3\mu\text{gal}/\text{mm}$. Cependant, si le déplacement dans le champ de pesanteur est induit par un phénomène de déformation de la croûte terrestre de grande échelle, il se fait conjointement à une redistribution des masses, et le gradient est alors plus faible (environ $-0.2\mu\text{gal}/\text{m}$). La valeur exacte du gradient dépend dans ce cas du processus impliqué dans la déformation (Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2006; De Linage et al., 2007; Mouyen et al., 2013). Si le gravimètre se déplace suite à un processus très local, le gradient se trouvera plus proche de la valeur du gradient à l'air libre.

La forte amplitude de ce gradient conduit déjà Montgomery (1971) à se poser la question de la pertinence de ses mesures au regard du contrôle faible (qualitatif) qu'il avait sur les déplacements verticaux. Des causes nombreuses peuvent être à l'origine d'un déplacement vertical local : l'expansion thermique du pilier et la compaction du sol (Romagnoli et al., 2003), ou l'expansion induite par des gonflements d'argile (poroélasticité, Hector et al. 2010; Hector 2011). Pfeffer (2011) a pu modéliser l'enfoncement d'un pilier de 1m^3 , support des mesures FG5, dans un contexte sableux. Elle a pu trouver une variation induite de gravité de moins de $3\mu\text{gal}$, effet attendu très peu de temps après la construction du pilier. On peut noter le souci de certains auteurs à propos de cette contrainte par la remarque de Christiansen et al. (2011a): "the platforms showed no signs of movement even when larger animals such as cows or elephants had stepped on them".

Cette introduction rapide aux analyses de sensibilité nécessaires à la mesure hydrogravimétrique offre un complément à l'article présenté dans la section suivante, qui se base sur la mesure de gravité absolue. De telles analyses seront plus largement développées et discutées au chapitre suivant, lors de l'étude de la série temporelle du gravimètre supraconducteur.

VI.3. GRAVITY EFFECT OF WATER STORAGE CHANGES IN A WEATHERED HARD-ROCK AQUIFER IN WEST AFRICA: RESULTS FROM JOINT ABSOLUTE GRAVITY, HYDROLOGICAL MONITORING AND GEOPHYSICAL PROSPECTION

Article publié dans la revue *Geophysical Journal International* (Hector et al., 2013)



Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection

Basile Hector,¹ Luc Séguis,² Jacques Hinderer,¹ Marc Descloitres,³
Jean-Michel Vouillamoz,³ Maxime Wubda,³ Jean-Paul Boy,¹ Bernard Luck¹
and Nicolas Le Moigne⁴

¹IPGS-EOST, CNRS/Uds, UMR 7516, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France. E-mail: basile.hector@unistra.fr

²IRD/CNRS/UM2/UMI, UMR HydroSciences Montpellier, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

³IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE, 08 BP 841 Cotonou, Benin

⁴Géosciences Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243, Montpellier, France

Accepted 2013 April 9. Received 2013 April 8; in original form 2012 August 19

SUMMARY

Advances in groundwater storage monitoring are crucial for water resource management and hydrological processes understanding. The evaluation of water storage changes (WSC) often involve point measurements (observation wells, moisture probes, etc.), which may be inappropriate in heterogeneous media. Over the past few years, there has been an increasing interest in the use of gravimetry for hydrological studies. In the framework of the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) project, 3 yr of repeated absolute gravity measurements using a FG5-type gravimeter have been undertaken at Nalohou, a Sudanian site in northern Benin. Hydrological data are collected within the long-term observing system AMMA-Catch. Once corrected for solid earth tides, ocean loading, air pressure effects, polar motion contribution and non-local hydrology, seasonal gravity variations reach up to 11 μGal , equivalent to a WSC of 260-mm thick infinite layer of water. Absolute temporal gravity data are compared to WSC deduced from neutron probe and water-table variations through a direct modelling approach. First, we use neutronic measurements available for the whole vertical profile where WSC occur (the vadose zone and a shallow unconfined aquifer). The RMSD between observed and modelled gravity variations is 1.61 μGal , which falls within the error bars of the absolute gravity data. Second, to acknowledge for the spatial variability of aquifer properties, we use a 2-D model for specific yield (S_y) derived from resistivity mapping and Magnetic Resonance Soundings (MRS). The latter provides a water content (θ_{MRS}) known to be higher than the specific yield. Hence, we scaled the 2-D model of θ_{MRS} with a single factor (α). WSC are calculated from water-table monitoring in the aquifer layer and neutronic measurements in the vadose layer. The value of α is obtained with a Monte–Carlo sampling approach, minimizing the RMSD between modelled and observed gravity variations. This leads to $\alpha = S_y/\theta_{\text{MRS}} = 0.63 \pm 0.15$, close to what is found in the literature on the basis of pumping tests experiments, with a RMSD value of 0.94 μGal . This hydrogeophysical experiment is a first step towards the use of time-lapse gravity data as an integrative tool to monitor interannual WSC even in complicated subsurface distribution.

Key words: Time variable gravity; Hydrogeophysics; Hydrology; Africa.

1 INTRODUCTION

Water Storage Changes (WSC) in unsaturated soils and aquifers are a key variable for water resource management, yet still challenging to estimate (Scanlon *et al.* 2002; Healy & Scanlon 2010; Dubus & Dubus 2011). This is particularly true in the weathered hard-rock

basement of the Sudanian zone in West–Africa, where the total storage volume is low, but shows strong annual variations (MacDonald *et al.* 2012). There, urban development relies on the ability to provide enough fresh water along the year through high yield boreholes. These are still difficult to implement and the knowledge of local recharge is particularly important for their sustainability.

2 B. Hector et al.

For instance, in the surroundings of the Nikki town in the hard-rock area of northern Benin, half of the boreholes drilled in 2011 were considered as dry (Direction Générale de l'Eau, Cotonou, personal communication, 2012), despite a high mean annual rainfall of 1300 mm. Furthermore, Achidi *et al.* (2012) found a 62 per cent success rate for water drillings in crystalline basement at the country scale, against up to 90 per cent for coastal sedimentary aquifers. Seasonal WSC is thus of critical concern in this highly sensitive area, and broadening the range of methods available to monitor this key variable is a major challenge.

There are numerous approaches for the evaluation of WSC that are usually based on distributed (or not) point measurements in one or several compartments responsible for WSC [i.e. top soil, vadose zone (VZ), water tables]. For instance, Time-Domain Reflectometry (TDR) is now widespread for water content monitoring, but has several limitations such as the small sampling volume (10^{-3} m^3) of a single measurement and its limitation to the upper layers of the VZ. Deriving WSC from water-table monitoring strongly depends on the knowledge of the specific yield (S_y) parameter, and only provides WSC for the water-table fluctuation zone (WTFZ). Geophysical methods are often used to characterize underground structures for extending these point measurements. WSC at the field scale can be estimated by the interpolation of these point measurements, or by several methods such as water budget estimations or numerical modelling (Healy & Cook 2002; Scanlon *et al.* 2002). As noticed by Creutzfeldt *et al.* (2010b), Christiansen *et al.* (2011b) and several others, deriving WSC from limited point measurements is still an arduous task, despite recent developments that are often limited to the upper layers of the ground (spatial TDR measurements, high-precision lysimeters, cosmic ray neutron probes, etc.). This led some open space for the emerging hydrogravimetry method which allows to perform direct non-invasive monitoring that can be derived into integrative WSC estimations if other components affecting gravity are correctly removed (Pfeffer *et al.* 2011).

Water mass redistribution leads to variations in the Earth's gravity field, which can be measured by gravimeters. Superconducting Gravimeters (SGs) provide continuous relative gravity monitoring with very high accuracy (about 1 nm s^{-2}). Apart from very recent developments on new SGs, they are drift-prone and can hardly be moved, which are their main drawbacks for hydrological studies. For further details on SGs, see for instance Goodkind (1999) and Hinderer *et al.* (2007). Spring-based gravimeters are lower accuracy (few μGal) relative gravimeters for field prospecting. They give access to spatial gravity variations with respect to a base station, and can thus provide spatiotemporal variations with repeated measurements (Naujoks *et al.* 2008; Jacob *et al.* 2010; Pfeffer *et al.* 2013). Their lower accuracy puts them on the edge of detection for many hydrological cases for which much care must be taken to achieve the best results, leading to a second drawback, the time consumption. However, they can be a powerful tool when used together with a SG or an absolute gravimeter (AG) as a base station. AGs have the advantage to be drift-free, allowing for monitoring gravity changes at long timescales, by repeating measurements without leaving the instrument at the same place. They give direct measurements of the earth gravity field with a $10\text{--}20 \text{ nm s}^{-2}$ ($1\text{--}2 \mu\text{Gal}$) precision for the most accurate one, the FG5 model (Niebauer *et al.* 1995). The FG5 AG measures the successive positions of a free falling corner cube in a vacuum chamber, using a laser interferometer and an atomic clock. The actual gravity value along the direction of the local vertical is obtained for every drop.

Until recently, the hydrological signal has mainly been seen by the geodesy community as 'noise' to be removed from the SGs time-

series—often calibrated with absolute gravity measurements—to recover small geodynamics signals. Many site-specific hydrogravimetric studies can be found in the literature (e.g. Bower & Courtvier 1998; Harnisch & Harnisch 2006; Imanishi *et al.* 2006; Kroner & Jahr 2006; Van Camp *et al.* 2006; Creutzfeldt *et al.* 2008; Longuevergne *et al.* 2009; Creutzfeldt *et al.* 2010a,b; Naujoks *et al.* 2010). However, only very few studies use AGs as field instruments for measuring temporal changes due to the redistribution of water (Jacob 2009; Pfeffer *et al.* 2011). This allows to investigate other areas than single SGs observatories without being affected by the drift and accuracy limitations of the microgravimeters.

Gravity measurements are often compared to hydrological monitoring, by calculating the gravity effect of these measured WSC in a direct modelling approach (Creutzfeldt *et al.* 2008; Jacob *et al.* 2008; Creutzfeldt *et al.* 2010a; Pfeffer *et al.* 2011). A few recent studies also successfully calibrated conceptual or physical hydrological models in a coupled hydrogeophysical inversion framework such as defined by Ferré *et al.* (2009) (see also Creutzfeldt *et al.* 2010b; Christiansen *et al.* 2011a,b). However, to successfully compare gravity data and hydrological monitoring, the hydrogravimetry method is also limited by the poor spatial extent of hydrological point measurements, and by the integrative character of gravity data. The latter requires some knowledge of the WSC of each compartment in the footprint area of the gravimeter. Very few studies consider the contribution of each layer, and the VZ is usually poorly or not documented (Christiansen *et al.* 2011b). Creutzfeldt *et al.* (2010a) presented the first study which comprehensively measured WSC in all relevant storage components, namely groundwater, saprolite, soil, topsoil and snow storage, and compared them to gravity measurements.

A usual byproduct of hydrogravimetric surveys is an estimation of the specific yield (S_y) parameter, as it relates water-table fluctuations (an observation easily available) to unconfined aquifer storage variations. This can be done for various levels of precision, using relative spring-based gravimeters (Montgomery 1971; Pool & Eychaner 1995; Gehman *et al.* 2009), absolute gravity data (Jacob *et al.* 2008; Pfeffer *et al.* 2011) or even GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite products (Shamsudduha *et al.* 2012). However, Creutzfeldt *et al.* (2010a) pointed out that 'interpreting the regression coefficient [between gravity and water table level] in a physical way is problematic and only valid if the correlation between groundwater and other water storages can be neglected or the water mass variations in all other storages are small compared to the groundwater mass variation'. One may also add that the assertion is valid if WSC in other storages are known and their gravity effect can be calculated and removed from the regression analysis. At the field scale, S_y estimates are derived from classical hydrological experiments such as pumping tests or water budgets estimates. More recently, the emerging geophysical method of Magnetic Resonance Soundings (MRS) which determines a 'MRS water content' parameter (θ_{MRS}) was also used for estimating S_y (Healy & Cook 2002; Vouillamoz *et al.* 2005; Boucher *et al.* 2009). Comparing S_y obtained from pumping tests to θ_{MRS} , these authors observed lower S_y values with respect to θ_{MRS} , as summarized by the study of Vouillamoz *et al.* (2012) who found $S_y/\theta_{\text{MRS}} = 0.4$ for a clayey sandstones aquifer in Northern Cambodia.

In this paper, we present an AG survey carried out in a tropical weathered hard-rock unconfined aquifer context of subhumid West Africa (Nalohou, Benin: $1.6056^\circ\text{E}\text{--}9.7424^\circ\text{N}$) during 3 yr (2009–2011) using high accuracy FG5 measurements (four measurements a year). These measurements have been carried out in the framework of the GHYRAF (Gravity and HYdrology in AFrica) project that

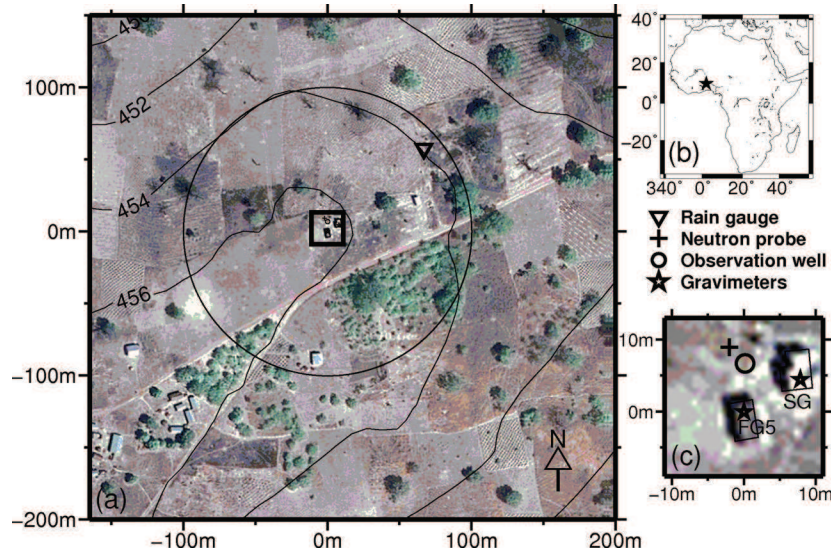


Figure 1. Study area, measurement settings: gravimeters (FG5 and SG) and their shelters. Neutron probe borehole and observation well are respectively located 9 and 7 m to the FG5 location. The circle shows the 100-m radius zone of influence for gravity variations at the FG5 site. *Google Earth* image, 2010 February 4.

aims at evaluating the ability of AGs to measure water storage variations in West Africa (Hinderer *et al.* 2009; Hinderer *et al.* 2012). This project studies the strong seasonal monsoon signal within different aquifers (sedimentary in Niger and weathered hard rock in Benin) and climatic contexts (Sahelian and Sudanian zones). We also used the intensive hydrological monitoring that has been carried out at Nalohou site since 1992 in the frame of the AMMA-Catch long-term observing system (www.amma-catch.org; Lebel *et al.* 2009), which is an observatory of RBV (Réseau des Bassins Versants), the French critical zone exploration network (rnbv.ipgp.fr). The data are available upon request via the AMMA-Catch online database (<http://database.amma-international.org/>).

The objective of this study is to compare absolute gravity monitoring with seasonal WSC deduced from independent hydrological data (neutronic measurements and water-table levels). This is achieved through a direct modelling of the gravity variations induced by WSC. First, we evaluate the observed gravimetric variations against an integrative WSC model obtained with neutronic measurements from a single borehole that samples the whole profile (from surface down to the lowest level of the water table). Secondly, in order to take into account the spatial variability of S_y in this weathered hard-rock context, we distinguish between two layers to calculate the WSC: a shallow layer never saturated where WSC are deduced from neutron probe (NP) measurements and a deep layer where we use water-table data and a spatial distribution of S_y . The 2-D model for S_y is obtained by coupling resistivity mapping and MRS measurements that are scaled with a simple factor (α). The value of α is obtained with a Monte-Carlo sampling approach, minimizing the RMSD between modelled and observed gravity variations.

2 STUDY AREA

The Upper-Ouémé catchment in northern Benin (14 000 km²) is a humid Sudanian area. It has been chosen for hydrological monitoring and accurate water budget estimations in the frame of the AMMA-Catch multidisciplinary project. A dense monitoring network dedicated to water redistribution processes studies has been developed since 2003 on a small, embedded, microcatchment close

to the village of Nalohou (22.6 ha, Fig. 1), well suited for gravity measurements (Hinderer *et al.* 2012). Mean annual rainfall is 1195 mm yr⁻¹ (over the period 1950–2004) at the Djougou weather station—8 km from the Nalohou site—(Kamagaté *et al.* 2007) and mean annual reference evapotranspiration is 1393 mm (over the period 2002–2006 at the Djougou weather station; Séguis *et al.* 2011). The Nalohou site has been equipped with observation boreholes (water table and neutronic measurements) and complementary geophysical surveys (electrical methods, MRS) have been undertaken. This contributed to some understanding of the prevailing hydrological processes and first estimates of the hydrological budget terms: the two main terms of the annual water budget are evapotranspiration (75–90 per cent of total rainfall amount) and streamflow (10–15 per cent). The residual term forms the interannual underground water storage variation (Kamagaté *et al.* 2007; Guyot *et al.* 2009; Descloitres *et al.* 2011; Séguis *et al.* 2011).

The unconfined aquifer is located in a weathered layer 7–22 m thick (Kamagaté *et al.* 2007; Descloitres *et al.* 2011) over a fresh metamorphic basement (gneiss, micaschists, quartzites). Geological structures are north–south oriented, and the mean dip angle is 20° east. Regional soils are of ferruginous tropical leached type, but slightly vary depending on the topography and local basement. Groundwater recharge occurs by direct infiltration of rainfall water through the VZ during the rainy season.

The land cover in the vicinity of the gravimeter is governed by crop (maize, sorghum, manioc and yam) and fallow rotations with some remaining trees (*Parkia biglobosa*, *vitellaria paradoxa*, *adansonia digitata*) kept for consumption purposes and a small cashew trees (*Anacardium occidentale*) orchard. Fallow is composed by trees (e.g. *Isobertinia Doka*) and herbaceous cover, and the latter is usually burnt at the beginning of the dry season.

FG5 measurements are undertaken within a 3 × 4 m² shelter, close to another shelter for the SG. NP borehole and observation well (OW) are respectively located 9 and 7 m to the FG5 location (Fig. 1c). FG5 measurement site is located on the crest of a gentle sloping hill as shown by contour lines (Fig. 1a).

Except for large towns (such as nearby Djougou), the socio-economical activity of the region is mainly rural, and the population density is close to 30 inhabitants per km², with an annual growth

4 *B. Hector et al.*

of 3.48 per cent (1992–2002; Direction des études démographiques 2003). As there is almost no irrigation (rain-fed crops) so far, water consumption is mainly domestic, through the use of village wells, and is negligible in the water budget (about 0.2 mm yr^{-1} , on a basis of 20l per inhabitant per day; Séguis *et al.* 2011).

3 HYDROMETEOROLOGICAL MONITORING

Rainfall is monitored by a tipping-bucket raingauge located 100 m away from the FG5 measurement site (Fig. 1a). Cumulative and daily rainfall are shown on Fig. 2b and exhibit the seasonal rainfall pattern characteristic of the West African monsoon with wet and dry seasons. About 60 per cent of the total annual amount falls between July and September (Kamagaté *et al.* 2007). The interannual variability of rainfall is very marked in this area (e.g. Le Barbé *et al.* 2002; Le Lay & Galle 2005), and explains the divergence of these annual rainfall amounts with the mean calculated over a longer period (see section Study area), especially for 2009 and 2010 which were two particularly wet years.

Water table is measured every 2 d in a 10 m-deep OW at about 7 m of the FG5 measurement site since 2009 March (Fig. 1c). Other OWs located in the surroundings show similar variations in amplitude and phase. WSC in the WTFZ ($WSC_p, [L]$) are linked to water-table variations ($\Delta h, [L]$) through the specific yield S_y , using

$$WSC_p = S_y \Delta h. \quad (1)$$

Water-table time-series is shown in Fig. 2a. Maximal water-table depth occurs at the end of June/early July and is 6.3 m in average. The increase of minimum storage from 2008 to 2010 is probably linked to an early start of the rainy season and high annual rainfall in 2009 and 2010 as shown in Fig. 2(b). The late onset of the

rainy season in 2011, after the wet year of 2010 is responsible for the drop in the minimum storage in 2011 June. These observations clearly show important interannual storage variations. Note that the thickness of the never-saturated VZ is about 1.7 m. From September to the following June, the groundwater depletion rate is regular and slow (12 mm d^{-1}). It has been shown that permanent groundwater does not drain into rivers through baseflow, instead groundwater depletion during the dry season (as in Fig. 2a) is more likely explained by root water uptake, even if deep drainage through fracture zones has not been discarded so far (Séguis *et al.* 2011). Another borehole located about 100 m from the gravimeter shows very similar water-table variations (less than 10 cm difference for the seasonal amplitude of about 4 m for the years 2009–2010, and much more, about 70 cm for the much drier year 2011—not presented in the study—and for which we suspect some problems). Another borehole also located about 100 m from the gravimeter, does exhibit similar water-table variations (less than 30 cm difference on the seasonal amplitude). This indicates that there are some small spatial variations of the water table, yet not directly linked to the topography or to a possible base level.

4 WATER STORAGE MONITORING

4.1 Method

About 9 m close to the OW is another 7.5-m deep borehole, but enclosed at its bottom, in which weekly measurements of soil moisture [$\theta, (\%)$] by NP are undertaken since 2009 March. For further details on NPs, the reader is referred to the IAEA training courses (IAEA 2003). Neutronic measurements are neutron counts measured in each layer of material and normalized by neutron counts acquired in the standard medium, that is, a water tank, giving counting rates (CR). Calibration is needed to transform these counting rates into

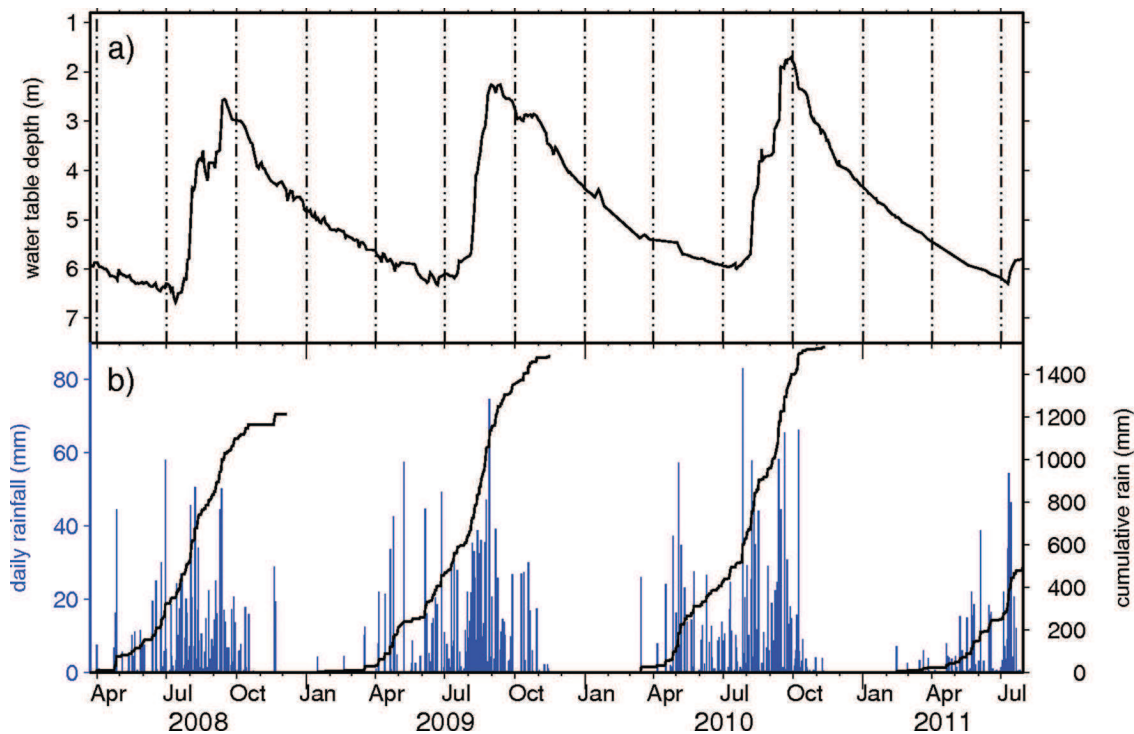


Figure 2. Hydrological data. (a) Water-table time-series. (b) Rainfall data: daily (blue) and cumulative (black). There is a gap in the rainfall data in 2011 May, but regional data show a deficit with respect to past years.

soil moisture. Water contents were obtained by weighting drilling residuals from each depth (i.e. 0.15, 0.3, 0.5 m and every 0.5 m down to 7.5 m) during the drilling process to avoid any loss of water, and by further weighting these samples (about 100 cm³) after they have been dried in an oven. Dry bulk densities were obtained from gamma-probe measurements at same depths and were used to get volumetric water contents. After each drilling, a 63-mm diameter PVC access tube (enclosed at its bottom) was tight fitted into the borehole (65 mm diameter). The eventual thin gap between the tube and the surrounding soil was filled with fine drilling cuttings. NP measurements were undertaken immediately after the drilling, at the end of the day and the following day. This was done to check if there was no further evolution of the CRs after the drilling, may be due to the closing of some cavities around the access tube in soft areas. If none was detected, and no rain happened in between, the CR associated with the calibration was the mean of the three measurements. After calibration, WSC[L] are deduced from the NP moisture variations ($\Delta\theta$) using the formula

$$WSC = l\Delta\theta, \quad (2)$$

where $l[L]$ is the investigated thickness (IAEA 2003).

Calibration curves are inferred from recent drillings of about 33 boreholes in 2011 April (dry season), and subsequent calibration drillings in following September (wet season), resulting in 775 (CR, θ) couples. These couples have been associated to three qualitatively defined textural classes based on drill logs analysis. The calibration curve has been inferred for each class, based on the assumption that in such a heterogeneous medium (weathered hard rock), equivalent physical properties can be defined for major units. The three different classes are: soil, lateritic layers and alterite. Classification of each layer has been undertaken qualitatively according colour and texture of cuttings (Fig. 3a).

Statistical parameters of the regression analysis for each class have been used to calculate error estimations on water storage variations, following an approach that takes into account covariance terms between horizons that have the same calibration curve (Vandervaere *et al.* 1994). The total variance $\sigma^2(\text{WSC})$ of storage variations inferred from NP measurements between two dates is given by

$$\sigma^2(\text{WSC}) = \sigma_1^2(\text{WSC}) + \sigma_c^2(\text{WSC}) + \sigma_{\text{int}}^2(\text{WSC}), \quad (3)$$

where $\sigma_1^2(\text{WSC})$, $\sigma_c^2(\text{WSC})$ and $\sigma_{\text{int}}^2(\text{WSC})$ are the total variance on, respectively, the instrument measurement, the calibration and the integrative method used to interpolate between investigated depths (here we use the trapezoidal method).

NP calibration is based on a linear relationship between counting rates [CR(%)] and water content [$\theta(\%)$]:

$$\theta = a + CR \cdot b. \quad (4)$$

4.2 Results

Calibration results are shown in Table 1. Corresponding regression analysis is shown in Figs 3(b)–(d) for each class. Only the borehole close to the gravimeter is used in this study because others are too recent and do not cover the time period of the study.

Soil moisture evolution is shown on Fig. 4, together with the water-table level and daily rainfall. High frequency variations (up to a few days) are not present because of the sampling rate of NP measurements (about 1 week, with some gaps). After a rain event, the top soil rapidly dries out, by evapotranspiration and infiltration. Top soil moisture increases when the first consequent rains fall and water-table rise when water infiltrates deep enough, with a time lag of up to 3–4 months (e.g. the increase in NP-derived

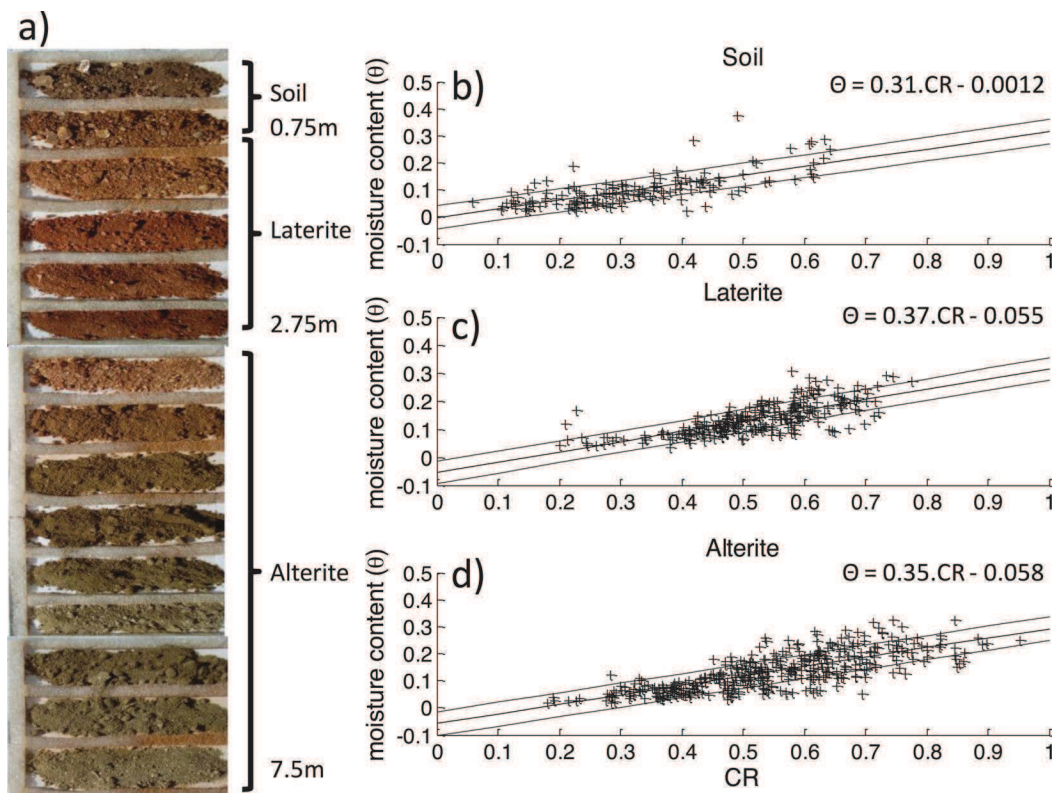


Figure 3. (a) Drilling log of the NP borehole and (b), (c) and (d) calibration regressions for each layer. Dotted lines represent the 1σ confidence interval.

6 B. Hector et al.

Table 1. Results of NP calibration for each class. m is the number of couples used for calibration, using the equation $\theta = a + CR \cdot b + e\sigma(CR, \theta)$ is the covariance between counting rates (CR) and moisture contents (θ), $\sigma^2(e)$ are variance terms for each parameter of the regression analysis and $\sigma(a, b)$ is the covariance between a and b .

Type	m	$\sigma(CR, \theta)$	b	a	$\sigma^2(e)$	$\sigma^2(b)$	$\sigma^2(a)$	$\sigma(a, b)$
Soil	142	0.0058	3.15^E-01	-1.20^E-03	1.80^E-03	6.76^E-04	7.12^E-05	-2.19^E-04
Laterite	260	0.0045	3.71^E-01	-5.54^E-02	1.40^E-03	4.65^E-04	1.24^E-04	-2.41^E-04
Alterite	373	0.0078	3.51^E-01	-5.83^E-02	2.00^E-03	2.36^E-04	7.07^E-05	-1.29^E-04

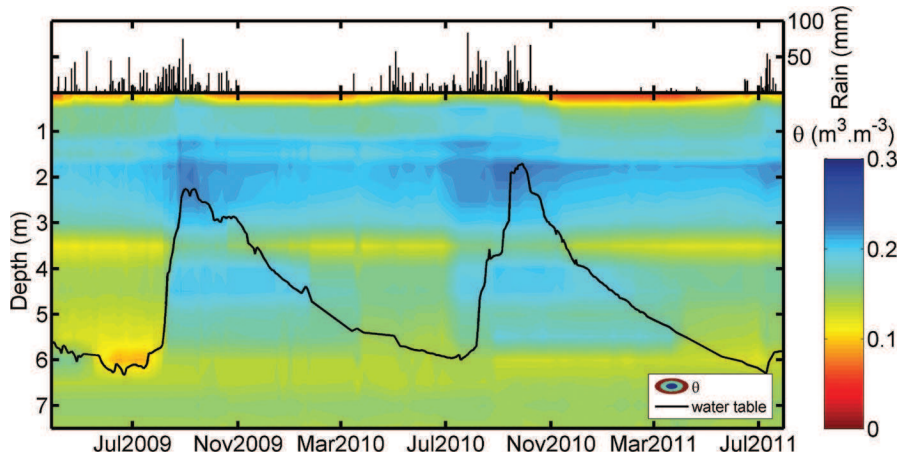


Figure 4. Time-depth evolution of water content derived from NP monitoring. Solid black line is the water-table level and daily rainfall is shown on an independent axis.

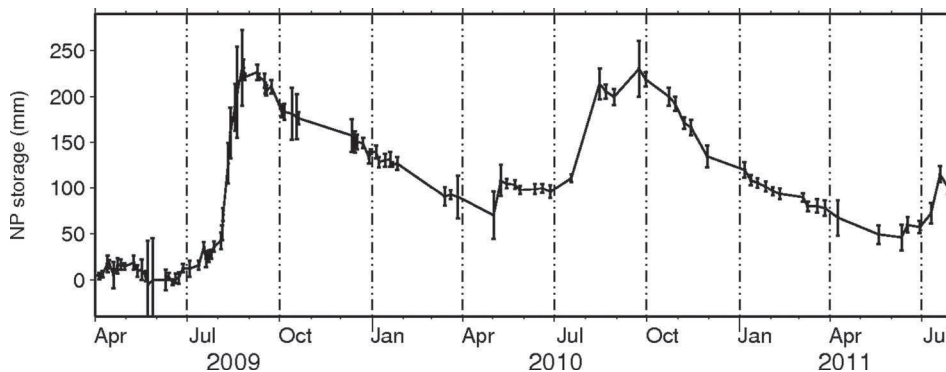


Figure 5. NP derived WSC and associated date-to-date errors.

storage in 2010 May has no obvious consequence on the water-table level). Noise in the data can be observed in the saturated zone, for which water content is supposed to remain constant. The upper part of the profile exhibits a higher water content, as can be expected from this weathered hard-rock basement context. During the dry season, storage variations in the WTFZ (i.e. below 1.7 m) are related to drainage process as evidenced by the analysis of suction data from nearby tensiometers. The two recession periods (from 2009 September to 2010 May and from 2010 September to 2011 July) produce seasonal WSC in the WTFZ of 117 and 125 mm, respectively. Once divided by the associated thickness, this gives average water content variations of 2.8 and 2.9 per cent, respectively. Because water content variations in the WTFZ during these recession periods are caused by drainage process, these values provide an estimate of vertically averaged S_y value at the NP location.

WSC shown on Fig. 5 are cumulative storage variations with respect to the first value that is set to 0. Error bars are calculated on

Table 2. Mean standard deviations of WSC from NP measurements: $\sigma(WSC)$, $\sigma_I(WSC)$, $\sigma_c(WSC)$ and $\sigma_{int}(WSC)$ are mean standard deviations on respectively the derived WSC, the instrument measurement, the calibration and the integrative method used to interpolate between investigated depths (here we use the trapezoidal method).

$\sigma(WSC)$	$\sigma_I(WSC)$	$\sigma_c(WSC)$	$\sigma_{int}(WSC)$
$11.6 \pm 10 \text{ mm}$	$0.16 \pm 4.10^{-3} \text{ mm}$	$0.6 \pm 0.4 \text{ mm}$	$11.6 \pm 10 \text{ mm}$

a date-to-date storage variations basis. Standard deviation for WSC is in average 11.6 mm of equivalent water height when all possible couples of the time-series are analysed statistically, and is largely coming from the integration error (Table 2).

NP data show seasonal WSC (Fig. 5) ranging from about 150 mm for the wet season in 2010 to 250 mm in 2009. In this direct recharge context, the onset of the humid period is seen earlier in the NP data than in the water-table record.

5 RESISTIVITY AND MRS SURVEYS

For delineating structures of the subsurface in the surroundings of the gravimeter, Descloitres *et al.* (2011) have surveyed a $300 \times 300 \text{ m}^2$ area using surface geophysical methods. To summarize this study, each geological formation and their respective weathered layers have been identified using a geological survey, resistivity methods and several MRS. Apparent resistivity mapping has been achieved using a Schlumberger array profiling survey with electrode spacing of 20 m, allowing to associate the mapping to the shallowest part of the aquifer. The apparent resistivity map is shown in Fig. 6. Apparent resistivity displays strips with a North–South orientation indicating roughly a 2-D spatial distribution of the corresponding weathered formations. Very clayey zones (conductive) are present jointly with more resistive ones, attributed to low weathered rocks. Because the water content is difficult to quantify with resistivity only, the strips have been investigated using MRS in order to characterize their MRS properties.

The MRS method is based on the property of the nuclei of the hydrogen atoms (protons) in water molecules to have a magnetic moment that can be excited with an alternative magnetic field generated by loop cable laid out on the surface. When the applied field is cut off abruptly, the protons go back to their initial position. Doing so, they generate a relaxation secondary magnetic field, recorded by the instrument. This is the measurement principle of MRS method detailed in numerous publications (see e.g. Legchenko & Valla 2002). The geophysical parameters derived after interpretation are the MRS water content, θ_{MRS} , and the relaxation times, T_2^* and T_1 , versus depth. θ_{MRS} is defined as the volume of water per unit volume with decay time constant higher than 30 ms (Legchenko *et al.* 2002). Signal from very clayey formations with too short decay time constants (bound water) are not recorded. θ_{MRS} can give an estimate of the effective porosity, if dead-end and unconnected pores can be neglected (Lubczynski & Roy 2005). Both T_2^* and T_1 are linked to the mean pore size containing water (Kleinberg 1996; Kenyon 1997; Legchenko & Valla 2002). The location of MRS loops (8-shaped geometry due to noise removal procedure) is shown in Fig. 6. MRS show θ_{MRS} values ranging from 1.5 to 10 per cent in the study area, enlightening the strong spatial heterogeneity

of the medium (Descloitres *et al.* 2011). Thus, it has been learnt from this survey that S_y could vary a lot from place to place and this spatial variation should be considered instead of a 1-D layered subsurface while analysing the gravimeter signal.

6 GRAVITY MONITORING

Absolute gravity measurements were done on a concrete pillar of 1 m^3 , uncoupled with the shelter basement. The apparatus settings, measurements protocol and applied corrections are the same as presented by Pfeffer *et al.* (2011). Several series of data sets, each one consisting of 100 drops of the corner cube every 10 s, produce raw gravity values that are corrected for temporal effects, and averaged. Corrections include solid earth tides (tidal parameters from ETGTAB software; Wenzel 1996), ocean loading (Schwidorski 1980), air pressure effects (using barometric *in situ* measurements, and a regression coefficient of $-0.3 \mu\text{Gal hPa}^{-1}$) and polar motion contribution from pole positions given by the international earth rotation service, IERS (<http://www.iers.org>).

At short timescales, the earth can be considered as an elastic body, hence WSC produce two main effects (Farrell 1972; Jacob 2009): (i) a direct Newtonian effect from the attraction of masses, (ii) elastic deformation. The latter implies two effects on the earth gravitational field: a free-air effect from the radial displacement of the observation point and global mass redistributions. In order to evaluate local WSC (and compare results to local hydrological monitoring), we need to correct gravity data for the non-local contribution. Following Pfeffer *et al.* (2011), we evaluate large-scale effects using the Global Land Data Assimilation System (GLDAS/Noah) model by Rodell *et al.* (2004). We use soil moisture (from surface down to 2 m depth), snow and canopy water outputs provided with 3 hr and 0.25° temporal and spatial resolutions, and over all continental surfaces. The convolution of these global soil water content estimations with the Green's functions for Newtonian and deformation responses on a spherical non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model gives the total gravity variations (Boy & Hinderer 2006). These calculations, together with atmospheric and oceanic loading, can be found in Boy (2012) for the Global Geodynamics Project (GGP) sites, including

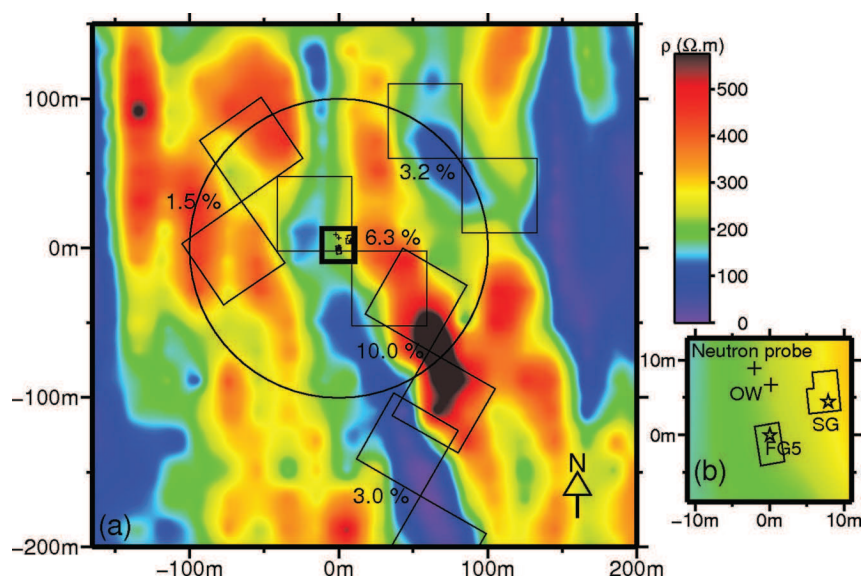


Figure 6. Geophysical data: apparent resistivity mapping and MRS measurements. Numbers are MRS water contents θ_{MRS} . The circle shows the 100-m radius zone of influence for gravity variations at the FG5 site. MRS soundings are 8-shaped cable square loops.

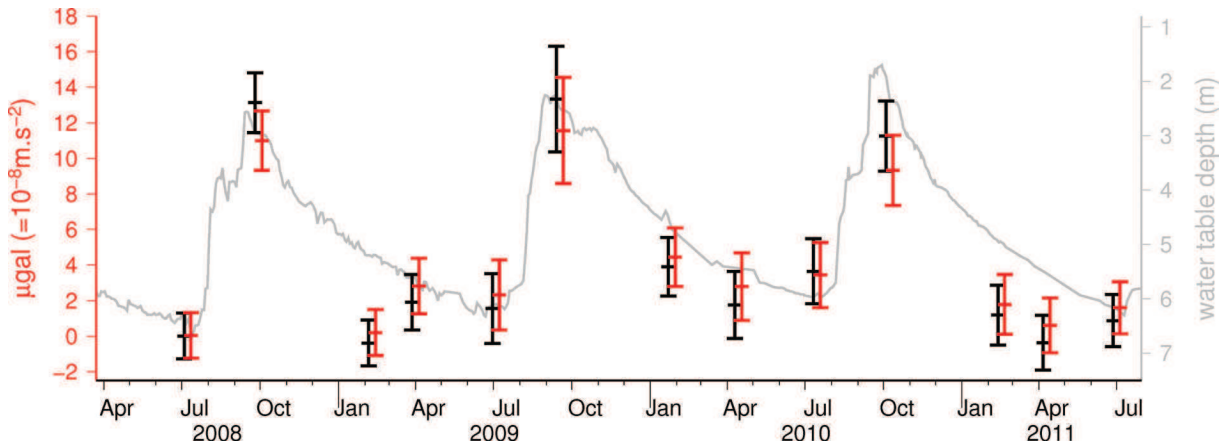
8 *B. Hector et al.*

Figure 7. FG5 gravity data: raw (classical corrections applied) data in black, corrected for non-local contribution in red. Absolute values are obtained by adding 978033590.4 μGal . In background and light grey is water-table depth, plotted on an independent axis.

Nalohou. Permanently ice-covered areas (Greenland, Alaska and mountain glaciers) have been masked out and the conservation of the total water mass has been enforced by adding/removing a uniform oceanic layer compensating any lack/excess of water over land. As described in Spratt (1982) or De Linage *et al.* (2007), the Green's functions have a Newtonian term (the direct attraction of the load) and an elastic, deformation-induced term. The former is also the sum of two contributions, local and global. The local term is equal to the Bouguer analytical expression (i.e. see eq. 5 in the next section). The contribution of continental water storage within a range of a several tens of kilometres around the station is negligible if we assume a thin layer load acting on a spherical earth. In this case, the water masses are at a similar height than the gravimeter, and the vertical attraction is almost null (Llubes *et al.* 2004). We correct gravity observations for the non-local contribution, by convolving the corresponding Green's functions with the outputs of the GLDAS/Noah global hydrology model.

Gravity measurements started in 2009 July, with a rate of four measurements per year. Dates have been selected according to the hydrological cycle: at the end of June and early July, the water table is the lowest. The corrected gravity values and associated standard deviation during 3 yr from 2008 July to 2011 July are presented in Fig. 7, together with their values corrected for the non-local hydrological component. As shown by a recent study in Niger, the local and non-local hydrology contributions are in phase, the non-local one being about 20 per cent of the total effect (Pfeffer *et al.* 2011). Hence, the correction for the non-local hydrology reduces the amplitude of gravity variations of local origin. In the background of Fig. 7 is shown the water-table depth, on an independent axis. This allows to roughly compare the phase of the two signals: when

groundwater recharge occurs (between July and September), there is a strong increase in gravity (around 10 μGal). One sees mainly the seasonal term since the lack of higher frequency gravity data sampling avoids finer comparisons.

7 GRAVIMETRICAL MODELING

Direct modelling of the gravitational effect of WSC ($\Delta g [LT^{-2}]$) can be achieved at first order by applying the 'Bouguer plate' model:

$$\Delta g = 2\pi\rho GH, \quad (5)$$

where ρ is the density of water [ML^{-3}], G is the gravitational constant [$L^3M^{-1}T^{-2}$] and H is the thickness of an infinite water layer [L]. This analytical expression can give satisfactory results in the case of a flat topography. In order to account for topographic effects, and for spatial heterogeneity of the specific yield, we use in this study a 3-D prisms model built from the prism equation provided by Leirião *et al.* (2009). The terrain has been discretized in prisms according to the topography using a local DEM (Digital Elevation Model) built from a network of points measured with differential GPS. The density of points is higher close to the gravimeter. DEM accuracy (Table 3) is derived from 1000 sets of control points randomly picked from the data set. In the region spanning 300 m around the SG, mean RMSD of DEMs with grid sizes varying from 5 to 20 m is about 0.1 m. The accuracy decreases with the spatial extent because of the lower density of points. Using this modelling approach, we simulated the effect of a 1-m thick layer of water distributed according to the topography, using $10 \times 10\text{-m}^2$ grid cells and obtained 44.5 μGal at the gravimeter measurement site. This

Table 3. DEM accuracy estimates. Mean and standard deviation values are calculated from 1000 sets of control points for each grid centered on the FG5 point.

Grid size (m)	Spatial extent (m)	Data points	Control points	Mean (RMSD) (m)	Std (RMSD) (m)
5	600	941	100	0.1	0.03
10	600	941	100	0.1	0.02
20	600	941	100	0.12	0.02
40	600	941	100	0.17	0.03
5	2000	2447	100	0.31	0.06
10	2000	2447	100	0.34	0.07
20	2000	2447	100	0.448	0.08

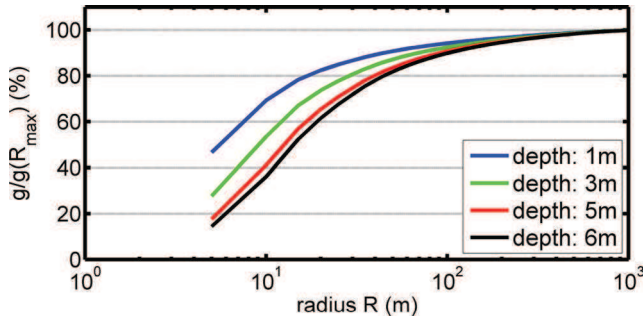


Figure 8. Ratio between the gravity effect of a 1 m layer of water in a disk centred on the FG5 with increasing radius and the gravity effect of a 1 m layer of water in a 2000-m diameter disk. Results are shown for different depths.

is slightly more than the 42 μGal derived from the Bouguer plate analytical expression, implying a small role (about 6 per cent) of the topography with respect to a flat model. The effect of the topography, in this case, results in a higher gravity variation than for the Bouguer plate. This is because the gravimeter is located on top of a hill, and more masses than in the plane geometry are located ‘underneath’ the gravimeter, thus increasing the vertical component affecting the gravity measure. For instance, Creutzfeldt *et al.* (2008) found a higher value of 52 μGal for SG Wetzell observatory in Germany. The gravity effect of a 1-m thick layer of water at 1, 3 and 6 m deep with respect to the topography has been calculated with different grid sizes (5, 10, 20, 30 and 40 m) from the same DGPS data set. Discrepancies in gravity never exceed 2 per cent between all different grid sizes (largest discrepancies being between the 5 m and the 40 m). This very high accuracy obtained even with coarse grids is due to the very flat terrain, with almost no high frequency variations.

The 100-m footprint area of the gravimeter, such as shown on Fig. 1a, is calculated from the ratio between the gravity effect of a 1 m layer of water in a disk centred on the FG5 with increasing radius and the gravity effect of a 1 m layer of water in a 2000-m diameter disk. This is shown on Fig. 8. 90 per cent of the signal modelled up to a radius of 1000 m come from a disk of 40 m for the 1-m deep layer of water (2.5 m below the FG5), 60 m for the 3-m deep layer of water (4.5 m below the FG5), 80 m for the 5-m deep layer of water (6.5 m below the FG5) and 85 m for the 6-m deep layer of water. The 100 m radius corresponds to 92 per cent of the signal modelled up to a radius of 1000 m for the 5-m deep layer of water, which is about the average water-table level.

This model has been applied for the two goals of the present study: (i) to compare and cross-validate NP and FG5 data; (ii) to account for spatial heterogeneity of the specific yield.

7.1 Error assessment

In the following, the relevance of the fit between observed (Δg_{FG5}) and modelled (Δg_m) gravity variation is assessed using the RMSD equation

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta g_{\text{FG5},i} - \Delta g_{m,i})^2}{n}}, \quad (6)$$

where n is the number of available time steps.

Variations on observed absolute gravity values are obtained from the distribution of hourly set values for each experiment. Variations

on gravity variations are obtained from the summation of respective variances for consecutive data points.

8 JOINT ANALYSIS OF DATA SETS: METHODS

8.1 Comparison of NP and FG5 data

Because NP measurements are made in a single borehole, a 1-D geometry is applied in the first step of this modelling approach. Water content measurements by NP in the 0–7.5 m layer are uniformly applied for each grid cell of the model, accounting for topography. Let $G[\text{WSC}(t)]$ be the transformation of the storage variations through time to gravity variations. Hence,

$$\Delta g_m(\Delta t) = G[\text{WSC}_{\text{NP}(0-7.5\text{m})}(t)], \quad (7)$$

where $\text{WSC}_{\text{NP}(0-7.5\text{m})}(t)$ are the storage variations measured by NP through the whole vertical profile where storage variations actually occur, and Δg_m is their modelled gravity effect. The latter is compared to FG5-derived gravity variations, and relevance of the fit is evaluated with the RMSD (eq. 6).

The instrument is protected by a 12 m² shelter. This modifies the local infiltration in the vicinity of the instrument (‘mask effect’), and consequently the lack of close infiltration has been evaluated. This mask effect is taken into account by considering two extreme cases, (i) no soil moisture variations underneath the shelter, or (ii) they are exactly the same as without shelter. The first case is obtained by subtracting to the total modelled signal the gravity effect from WSC occurring underneath the shelter.

One should keep in mind that FG5 measurements are spatially integrated, while NP produces point-measurements. The 1-D assumption made here can be inappropriate because 2-D structures have been evidenced with surface geophysics.

Error assessment

The confidence interval on modelled gravity variations is simply calculated as the gravity effect of the NP-derived storage time-series; with $\pm 1\sigma$ uncertainty in NP values (as shown on Fig. 5, calculated using eq. 3).

8.2 2-D model for specific yield

The water-table fluctuations can be considered as representative over the 100 m radius around the FG5 site, as confirmed by the similarity exhibited by different water-table measurements carried out close to the site. Considering water-table fluctuations in the saturated zone of the model allows hence to account for spatial variability of the storage through S_y mapping. For unconfined aquifers, mass variations in the saturated zone are directly linked to the specific yield. Its value and spatial distribution control the amount of water that produces gravity variations (Pool & Eychaner 1995). A 2-D model for θ_{MRS} is shown in Fig. 9. Cells size is 20 \times 20 m² large in the vicinity of the gravimeter and 50 \times 50 m² further away. Taking smaller cells had no influence, because of the relatively flat topography (see Section 7). Also, the resolution of resistivity mapping is not precise enough to describe a possible structure for θ_{MRS} at finer scales.

Numerous studies showed that θ_{MRS} is somewhat different from S_y (Vouillamoz *et al.* 2005; Boucher *et al.* 2009; Vouillamoz *et al.* 2012) and rather close to the effective porosity, defined as the portion

10 *B. Hector et al.*

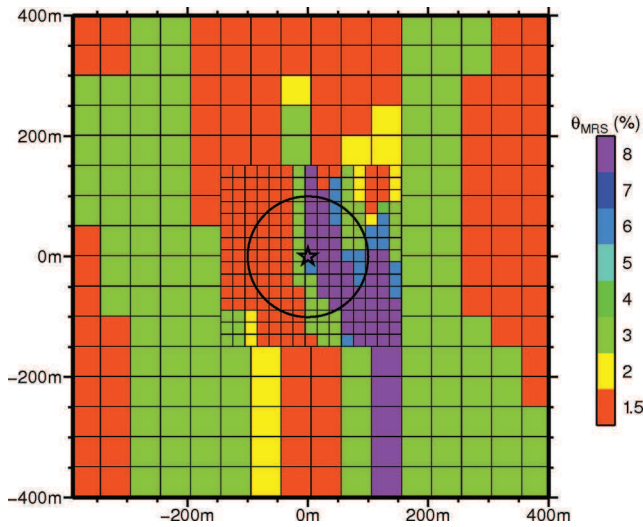


Figure 9. 2-D model for θ_{MRS} obtained through the spatialization of MRS water contents using resistivity mapping and geological observations. The circle shows the 100-m radius zone of influence for the FG5 gravimeter.

of a medium that contributes to the flow and advective transport (Lubczynski & Roy 2005). Knowing this, we scaled the 2-D model by a factor α , using

$$S_y = \alpha \theta_{MRS}(x, y), \quad (8)$$

where $\theta_{MRS}(x, y)$ stands for the spatial distribution of the MRS water content.

Gravity variations from the WTFZ and the VZ are modelled by

$$\Delta g_m(\Delta t) = G [\Delta h \alpha \theta_{MRS}(x, y) + WSC_{NP(VZ)}(t)], \quad (9)$$

where Δh is the water-table variations uniformly distributed according to the topography. It is then possible to optimize the α parameter (eq. 9) with respect to FG5 data, minimizing the RMSD (eq. 6).

It is also possible to derive a 1-D equivalent S_y parameter, by adjusting a single value of S_y over the whole area without taking into account the spatial variability. To derive a 1-D equivalent S_y value is highly interesting for hydrological models, or for any further attempt to use gravity data as a proxy for water storage monitoring.

8.3 Error assessment

Variances on modelled gravity variations are estimated for the two contributing compartments (WTFZ and VZ). For the WTFZ, water-table measurements can be considered to be quite accurate. If we hypothesize an uncertainty of 1 cm on the reading, with an average S_y value of 5 per cent, this leads to a 0.5 mm error on storage estimation, which is insignificant compared to NP measurements errors (as shown on Table 2). However, spatial variations of the water table in the vicinity of the gravimeter site are not taken into account in this study. As specified in Section 3, other boreholes exhibit similar variations, and discrepancies seem not to be correlated to spatial variations of θ_{MRS} , as one could expect a correlation between water-table levels and S_y . For the VZ (the 0–1.7 m layer), standard deviations on NP-derived storage variations are obtained using eq. 3. Then, their gravity effect has been calculated using the present model.

To get the best-fitting α value, a simple Monte-Carlo approach is adopted: 40 000 sets of (modeled VZ gravity contribution, observed FG5 data) scattered couples are randomly sampled within their distribution in both dimensions, assuming they are normally distributed. These distributions are defined by their mean values and standard deviations based on the error assessments of observed gravity variations and modelled VZ contributions. For each set, the contribution of the WTFZ is added by testing a range of α values. The best-fitting α for each set is found by minimizing the RMSD (eq. 6). We eventually obtain both the mean value and standard deviation of the resulting α distribution.

9 JOINT ANALYSIS OF DATA SETS: RESULTS

9.1 1-D model: cross-validation of NP and FG5 data

The first result of this study arises from the comparison of gravity data with direct water content measurements by NP in the 0–7.5 m layer (the whole profile where WSC occur), from which the gravity effect is calculated using the aforementioned model (Fig. 10). In this figure, as we are dealing with storage variations, each modelled time-series is vertically shifted with an offset that minimizes the distances to FG5 data points. When considering the mask effect of the shelter (i.e. no WSC underneath the shelter), the

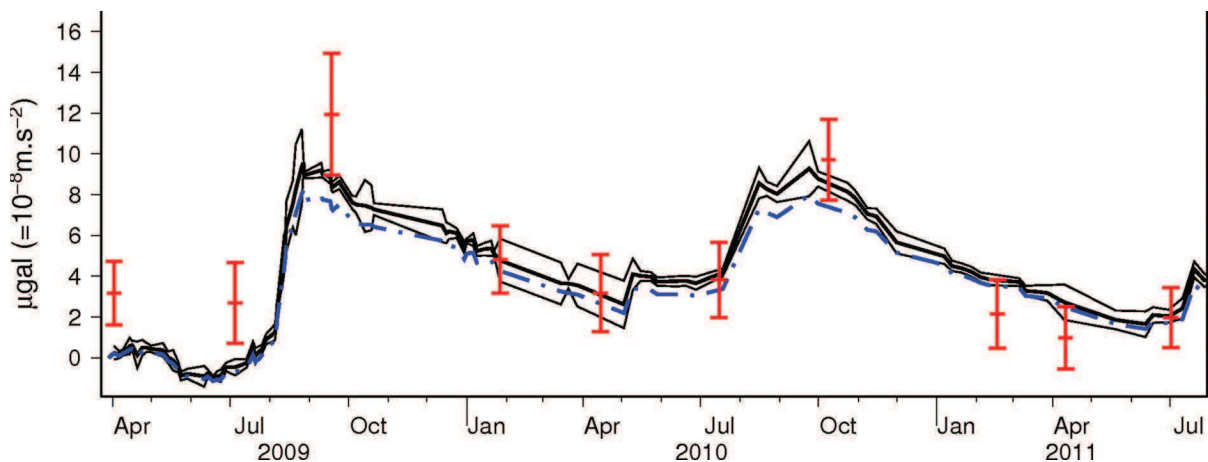


Figure 10. FG5 data (red points with error bars) and gravity modelling of NP-derived storage variations (black line). Light black curves show the confidence interval at $\pm 1\sigma$. Dashed blue curve takes into account the mask effect of the shelter (i.e. no WSC underneath the shelter).

calculation produces a time-series that remains most of the time within the error bars of the former (blue curve in Fig. 10). The comparison shows a fair agreement when considering respective error bars (RMSD = 1.61 μGal). Discrepancies between gravity measurements and the water storage model made out of point measurements can be related to the non-representativeness of the NP data (point measurements in a specific borehole) with respect to the larger zone 'seen' by the gravimeter. This is particularly true in case of strong local heterogeneities. Hence, the next step is to introduce the spatial distribution of θ_{MRS} , known to be close to Sy .

9.2 2-D model and specific yield estimation

Fig. 11 shows the results of the 2-D model for specific yield (black curve), derived from MRS and resistivity mapping, assuming that $\theta_{\text{MRS}} = Sy$ (i.e. $\alpha = 1$). The gravity data, within their standard deviation, are not so well adjusted to the modelled water storage variations, particularly for the 'wet' point in 2010 and the two points in 2009 April and July. The black curve comes from the summation of two contributions, the VZ and the WTFZ. Relative contributions from the VZ and the WTFZ are 20 and 80 per cent, respectively, enlightening that now 80 per cent of the model does account for spatial heterogeneities of the specific yield. Furthermore, the underlying as-

sumption of spatial homogeneity in the upper (VZ) layer needs to be valid in a smaller area (see Fig. 8). The RMSD of the fit is 2.5 μGal , and associated scatter plot is shown on Fig. 12(a) (black points). Recent data from six other NP boreholes located within the 100 m radius of influence of the gravimeter indicated a mean seasonal amplitude in the VZ of 74 ± 10 mm for the 2011–2012 hydrological year. This standard deviation of 10 mm of equivalent water thickness corresponds to 0.44 μGal when using the linear relationship of 0.044 $\mu\text{Gal mm}^{-1}$ (see Section 7). This is small compared to the seasonal signal, and to the RMSD of the fit, assuming little impact of using a single borehole for the VZ.

The WTFZ can produce the same contribution if we consider a uniform model of $\theta_{\text{MRS, equi-D}} = 0.07$. This value is retrieved by assuming an homogeneous layer with a constant specific yield value in the WTFZ, and testing a range of values until the same curve as the one coming from the spatial model $\theta_{\text{MRS}}(x, y)$ with $\alpha = 1$ (Fig. 11) is qualitatively found (i.e. results with $\alpha = 1$ are exactly the same as when using a uniform layer with $Sy = 0.07$). This value can be seen as an averaged θ_{MRS} within the footprint area of the gravimeter, somehow weighted by an inverse square distance function.

When using the 2-D model (eq. 9), it is thus possible to find the optimal α value, with respect to gravity data, by minimizing the RMSD (eq. 6). Results are shown on Fig. 11 (blue line) for the time-series, and on Fig. 12(a) (blue points) for the fit between

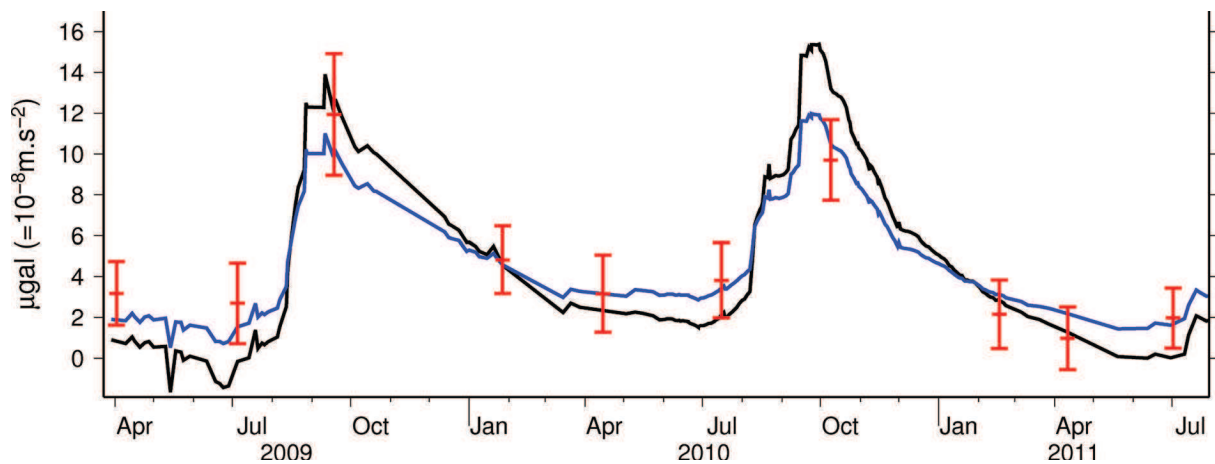


Figure 11. FG5 data (red points with error bars) and gravity modelling of hydrological effect: black and blue curves are the sum of the VZ contribution and the WTFZ contribution with respectively the spatialized θ_{MRS} , with $\alpha = 1$ (black), or with the best-fitting α value (blue).

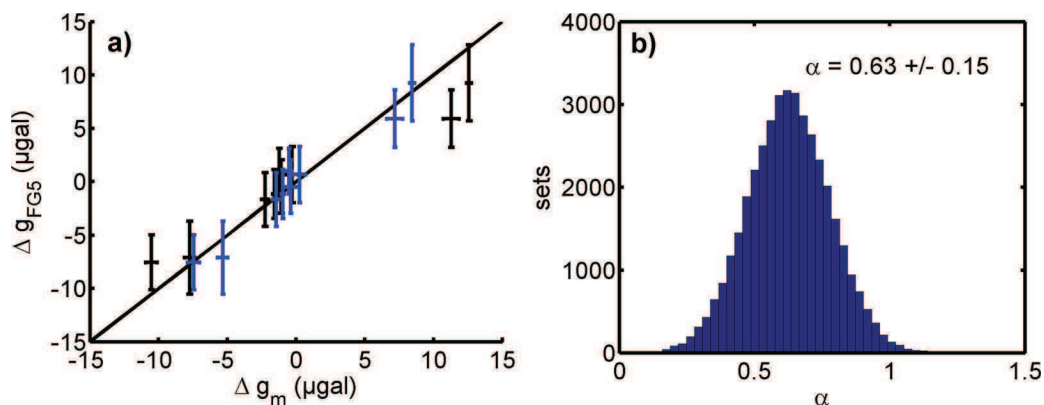


Figure 12. (a) Scatter plot of gravity variations (model and data) for both the distributed model $\theta_{\text{MRS}}(x, y)$ with $\alpha = 1$ (black points) and the best-fitting α value (blue points) and respective error bars. (b) Distribution of optimized α values for the 40 000 sets of (modelled VZ gravity contribution, observed FG5 data) scattered couples.

12 *B. Hector et al.*

observed and modelled gravity variations. Blue points are closer to the $y = x$ line than black points, with a RMSD value of $0.94 \mu\text{Gal}$. They show a better agreement with FG5 data than both the spatial $\theta_{\text{MRS}}(x, y)$ ($\alpha = 1$) model and the 1-D uniform (NP) model.

The distribution of best-fitting α values following the Monte Carlo sampling scheme is shown on Fig. 12(b). Results seem normally distributed, and mean α value is 0.63 with a standard deviation of 0.15.

10 DISCUSSION

10.1 Storage variations

For the first time, gravity variations are compared to WSC measured by NP through the whole vertical profile, including the WTFZ. Integrative (100 m radius) gravity measurements show a good fit with modelled gravity from NP point measurements under the 1-D uniform assumption. Discrepancies between modelled and observed gravity variations (RMSD = $1.61 \mu\text{Gal}$) may arise from the strong heterogeneity of the investigated medium. The modelled shelter effect (no WSC underneath the shelter) provides a time-series that is very close to the unmasked one. Furthermore, because we focus on the seasonal scale (3 months sampling rate for the FG5 data), it is very likely that redistribution of water underneath the shelter occurs, minimizing this mask effect.

However, both time-series fit within their own error bars, providing us with a new validation of gravity data potential for hydrological studies. This validation of WSC quantification using absolute gravity data allows some comparisons with previous studies. For instance, daily gravimetric decrease rates during the dry season (deduced from gravimetric measurement in September and January) are of about $0.05 - 0.08 \mu\text{Gal d}^{-1}$, that is to say, $1.1 - 1.8 \text{mm d}^{-1}$. This is in fair agreement with evapotranspiration values obtained during the dry season by scintillometry (Guyot *et al.* 2009), or by hydrological budget studies (Séguis *et al.* 2011) on this same study area, but with a microbasin wide (22.6 ha) spatial extent. Also, gravity data give us information about the interannual storage variations: minimum storage increased from 2008 to 2010 ($1.7 \pm 1.1 \mu\text{Gal yr}^{-1}$), comparatively with water-table levels (Fig. 4), and resulting from 2 wet years.

10.2 Specific yield and MRS water content

An attempt to account for spatial heterogeneity of specific yield has been made on the basis of MRS and resistivity mapping. A single gravity time-series is in no way able to constrain such a spatial distribution. However, the lower RMSD value (Table 4) of this approach, with respect to the 1-D assumption, seems to confirm the interest of the method that combines hydrological data and geophysical survey for retrieving WSC.

Deriving the best-fitting α parameter means retrieving the $\alpha = S_y/\theta_{\text{MRS}}$ ratio for the footprint area of the gravimeter, somehow weighted by an inverse square distance function. Vouillamoz *et al.* (2005) for crystalline basement aquifers in Burkina Faso and Boucher *et al.* (2009) for sedimentary aquifers in SW Niger showed that θ_{MRS} was higher than S_y obtained by pumping tests. The latter experiment has been confirmed by Pfeffer *et al.* (2011) when they compared MRS data and S_y from gravity monitoring. This is because θ_{MRS} is an estimate of the effective porosity rather than specific yield (Lubczynski & Roy 2005). In the clayey weathered rocks of this study, effective porosity should be clearly higher than specific yield and thus θ_{MRS} higher than S_y (Vouillamoz *et al.* 2012). These authors found $S_y/\theta_{\text{MRS}} = 0.4$ for a clayey sandstones aquifer in Northern Cambodia. We found that $S_y/\theta_{\text{MRS}} = 0.63 \pm 0.15$ thus confirming previous results. The 1-D equivalent S_y value for each model are shown on Table 4, and are consistent with the best-fitting α value ($\alpha = S_y/\theta_{\text{MRS}} = 4.4/7 = 0.63$). Thus, a 1-D equivalent value of 4.4 per cent is to be kept for the footprint area of the gravimeter. This value can be compared to S_y values derived from NP and water-table monitoring (see Section 4) during the two recession periods: 2.8 and 2.9 per cent, although these are only valid locally. Furthermore, both approaches have the limitation of producing a vertically averaged value, which has practical interests for hydrogeologists, but that may differ from the S_y of single layers. This 1-D equivalent approach will serve further hydrological modelling, and will be employed to monitor groundwater storage from gravity data onsite.

10.3 Perspectives

Scarce absolute gravity data have proven to provide reliable estimations on both water storage variations and specific yield estimates when used jointly with complementary hydrological data. A SG is available on site since the summer of 2010 and provides us with a high precision ($\approx 0.1 \mu\text{Gal}$) continuous time-series of gravity variations. Because of a strong initial drift in this relative gravimeter, data were not available for the timespan of this study. However, they will be used to achieve a precise monitoring of water storage variations, both at seasonal scale and short timescale (rainfall event). Also, microgravity relative measurements are currently undertaken to extend this data intercomparison to the small catchment surrounding the FG5 site. They will be used to infer spatiotemporal variability of recharge processes, and hopefully validating repeated microgravity measurements for hydrological processes studies at the catchment scale. They will also allow to further check the 2-D model of θ_{MRS} described in this study.

As gravity observations allow to recover seasonal storage variations, they can effectively be used for recharge monitoring. This study is currently undertaken, together with an analysis derived from these field experiments to recover the time variability of the specific yield. The field of hydrogravimetry proves to bring further

Table 4. RMSD, correlation coefficient and p value between observed and modelled gravity variations for each model, and 1-D equivalent S_y for both the $\alpha = 1$ and the best-fitting α model.

Model	1-DNP	2-D $\theta_{\text{MRS}}(x, y)(\alpha = 1)$	2-D $\alpha = 0.63 \pm 0.15$
RMSD (μGal)	1.61	2.50	0.94
Correlation coefficient	0.97	0.97	0.98
P Value	2×10^{-5}	7×10^{-6}	2×10^{-6}
1-D equivalent S_y (per cent)	—	7	4.4

insights for hydrologists by providing new kind of integrated observations, as long as non-hydrological components can effectively be corrected from the signal.

11 CONCLUSION

In this study, absolute gravity data from FG5 monitoring have been compared to modelled gravity variations derived from WSC measurements by NP and water-table level. Gravity data have been corrected for solid earth tides, ocean loading, air pressure effects, polar motion contribution and non-local hydrology and residuals are associated to local WSC and show seasonal variations of up to 11 μGal . This is somewhat higher than gravity variations deduced from NP only and distributed according to the topography, using a 0.1-m accuracy DEM. NP data have the advantage to investigate the whole profile where WSC occur in this weathered hard-rock basement context. Drawbacks of comparing NP data to gravity data are the local character of the former, with respect to the integrated nature of the second.

Spatial heterogeneities of the WTFZ were taken into account in the second part of this study, by scaling a factor of a 2-D model for θ_{MRS} on the basis of gravity residuals. This resulted in a significant decrease of the RMSD between gravity residuals and the modelled signal and thus militates for the proper modelling of the spatial distribution of WSC, especially in such heterogeneous medium.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been performed within the frames of the ANR GHYRAF project and the AMMA-CATCH observation system. The authors would like to thank numerous people who helped to achieve this work. Calvo M., Bernard J.D., and Tahirou Sarè for FG5 measurements, Imorou I., Pagou E., Ouani T., Afouda S., for hydrological acquisition, and Ferhat G. for topographic mapping. We would also like to thank the project partners who allowed the use of their infrastructure and provided valuable information and advices. From the Direction Générale de l'eau (DG-Eau, Cotonou): Gbodogbé J.C. and Zannou A., from the Abomey-Calavi university: Yalo N. Creutzfeldt B. and another anonymous reviewer deserve a special mention for the very complete and constructive review that significantly helped to improve the present paper.

REFERENCES

- Achidi, J.B., Bourguet, L., Elsaesser, R., Legier, A., Paulvé, E. & Tribouillard, N., 2012. *Carte hydrogéologique du Bénin*, 1:500 000, Ministère de l'Énergie, des recherches pétrolières et minières, de l'eau et du développement des énergies renouvelables.
- AMMA database, 2013. Available at: <http://database.amma-international.org>. (last accessed 3 April 2013).
- Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90., *J. Clim.*, **15**, 187–202.
- Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Nazoumou, Y. & Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger), *Hydrogeol. J.*, **17**, 1805–1815.
- Bower, D. & Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian Absolute Gravity Site, *Phys. Earth planet. Int.*, **106**(3–4), 353–369.
- Boy, J.-P., 2012. GGP loading. Available at: <http://loading.u-strasbg.fr/GGP/10.1093/gji/ggt146.html>. Accessed 1 April 2013.
- Boy, J.-P. & Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *J. Geodyn.*, **41**(1–3), 227–233.
- Christiansen, L., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B. & Bauer-Gottwein, P., 2011a. Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: an application to alluvial aquifer storage, *Water Resour. Res.*, **47**, doi:10.1029/2010WR009859.
- Christiansen, L., Haarder, E.B., Hansen, A.B., Looms, M.C., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B. & Bauer-Gottwein, P., 2011b. Calibrating vadose zone models with time-lapse gravity data, *Vadose Zone J.*, **10**, 1–11.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Klugel, T. & Wziontek, H., 2008. Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany, *Geophysics*, **73**(6), WA95–WA104, doi:10.1190/1.2992508.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Thoss, H., Merz, B. & Wziontek, H., 2010a. Measuring the effect of local water storage changes on in situ gravity observations: case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany, *Water Resour. Res.*, **46**, W08531, doi:10.1029/2009WR008359.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Vorogushyn, S. & Merz, B., 2010b. The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale, *Hydrol. Earth Sys. Sci.*, **14**(9), 1715–1730.
- Descloitres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A. & Cohard, J.M., 2011. The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin, *Near Surface Geophys.*, **9**(2), 187–200.
- Direction des études démographiques, 2003. *Recensement de la Population 2003*, Institut National de la Statistique et de l'Analyse Économique, Benin.
- Dubus, N. & Dubus, J., 2011. *La sécheresse au Sahel: Vers une gestion concertée*, Hermes Science Publications, Paris.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys.*, **10**(3), 761–797.
- Ferré, T. *et al.*, 2009. Critical steps for the continuing advancement of hydrogeophysics, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, **90**(23), 200, doi:10.1029/2009EO230004.
- Gehman, C.L., Harry, D.L., Sanford, W.E., Stednick, J.D. & Beckman, N.A., 2009. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys, *Water Resour. Res.*, **45**, W00D21, doi:10.1029/2007WR006096.
- Goodkind, J.M., 1999. The superconducting gravimeter, *Rev. Sci. Instrum.*, **70**(11), 4131–4152.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S. & Lloyd, C.R., 2009. Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment, *J. Hydrol.*, **375**(1–2), 227–240.
- Harnisch, G. & Harnisch, M., 2006. Hydrological influences in long gravimetric data series, *J. Geodyn.*, **41**(1–3), 276–287.
- Healy, R.W. & Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeol. J.*, **10**(1), 91–109.
- Healy, R.W. & Scanlon, B.R., 2010. *Estimating Groundwater Recharge*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Hinderer, J., Crossley, D. & Warburton, R.J., 2007. 3.04—gravimetric methods—superconducting gravity meters, in *Treatise on Geophysics*, pp. 65–122, ed. Schubert, G., Elsevier, Amsterdam.
- Hinderer, J. *et al.*, 2009. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: description and first results, *J. Geodyn.*, **48**(3–5), 172–181.
- Hinderer, J. *et al.*, 2012. Land water storage changes from ground and space geodesy: first results from the GHYRAF (gravity and hydrology in Africa) experiment, *Pure Appl. Geophys.*, **169**(8), 1391–1410.
- IAEA, 2003. *Neutron and Gamma Probes: Their Use in Agronomy*, IAEA.
- Imanishi, Y., Kokubo, K. & Tatehata, H., 2006. Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan, *J. Geodyn.*, **41**(1–3), 221–226.
- Jacob, T., 2009. Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique, *PhD thesis*, Université de Montpellier II.
- Jacob, T. *et al.*, 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France), *J. Hydrol.*, **359**(1–2), 105–117.

14 *B. Hector et al.*

- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J. & Le Moigne, N., 2010. Time-lapse micro-gravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **115**, B6, doi:10.1029/2009JB006616.
- Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M. & Affaton, P., 2007. Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga, haut Ouémé), *Comptes Rendus Geosci.*, **339**(6), 418–429.
- Kenyon, W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging, *Log Anal.*, **38**, 21–43.
- Kleinberg, R.L., 1996. Utility of NMR T2 distributions, connection with capillary pressure, clay effect, and determination of the surface relaxivity parameter ρ_2 , *Magn. Reson. Imag.*, **14**(7–8), 761–767.
- Kroner, C. & Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *J. Geodyn.*, **41**(1–3), 268–275.
- Le Lay, M. & Galle, S.F., 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien, *Hydrol. Sci. J.*, **50**(3), 509–524.
- Lebel, T. *et al.*, 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview, *J. Hydrol.*, **375**(1–2), 3–13.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A. & Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists, *J. appl. Geophys.*, **50**(1–2), 21–46.
- Legchenko, A. & Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements, *J. appl. Geophys.*, **50**(1–2), 3–19.
- 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**(3–4), 302–309.
- De Linage, C., Hinderer, J. & Rogister, Y., 2007. A search for the ratio between gravity variation and vertical displacement due to a surface load, *Geophys. J. Int.*, **171**(3), 986–994.
- 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.
- Longuevergne, L., Boy, J., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B. & Hinderer, J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg, *J. Geodyn.*, **48**(3–5), 189–194.
- Lubczynski, M. & Roy, J., 2005. MRS contribution to hydrogeological system parametrization, *Near Surface Geophys.*, **3**(3), 131–139.
- MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B. & Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa, *Environ. Res. Lett.*, **7**(2), 024009, doi:10.1088/1748-9326/7/2/024009.
- Montgomery, E.L., 1971. Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements, in *Department of Geosciences*, University of Arizona, Tucson, AZ, USA.
- 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, *Geophys. J. Int.*, **182**(1), 233–249.
- 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**(9), 543–553.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R. & Klopping, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters, *Metrologia*, **32**(3), 159–180.
- Pfeffer, J. *et al.*, 2011. Local and global hydrological contributions to time variable gravity in Southwest Niger, *Geophys. J. Int.*, **184**(2), 661–672.
- Pfeffer, J. *et al.*, 2013. Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semi-arid Niger, *Water Resour. Res.*, in press, doi:10.1002/wrcr.20235.
- Pool, D.R. & Eychaner, J.H., 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys, *Ground Water*, **33**(3), 425–432.
- Reseau des Bassins Versants, 2013. WordPress, <http://rnbv.ipgp.fr/> (last accessed 1 April 2013).
- Rodell, M. *et al.*, 2004. The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 381–394.
- Scanlon, B., Healy, R. & Cook, P., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeol. J.*, **10**(2), 347–347.
- Schwiderski, E.W., 1980. Ocean tides, part II: a hydrodynamical interpolation model, *Mar. Geod.*, **3**(1–4), 219–255.
- Séguis, L. *et al.*, 2011. Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: the Donga basin (Benin, West Africa): inter-annual variability of water budget, *J. Hydrol.*, **402**(1–2), 1–13.
- Shamsudduha, M., Taylor, R.G. & Longuevergne, L., 2012. Monitoring groundwater storage changes in the highly seasonal humid tropics: validation of GRACE measurements in the Bengal Basin, *Water Resour. Res.*, **48**(2), doi:10.1029/2011WR010993.
- Spratt, R.S., 1982. Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **71**(1), 173–186.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., Van Dam, T. & Dassargues, A., 2006. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations, *J. geophys. Res.*, **111**, B10403, doi:10.1029/2006JB004405.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R. & Cuenca, R.H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 1. Local standpoint, *J. Hydrol.*, **156**(1–4), 351–370.
- Vouillamoz, J.M., Descloitres, M., Toe, G. & Legchenko, A., 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso, *Near Surface Geophys.*, **3**(3), 205–213.
- Vouillamoz, J.M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D. & Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding, *J. Hydrol.*, **458–459**, 51–58.
- Wenzel, H., 1996. The Nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, *Bull. d' Inform. des Marées Terrestres*, **124**, 9425–9439.

VI.4. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE CONCERNANT LA POROSITÉ DE DRAINAGE ET SA MESURE

Confrontation aux études RMP récentes : socle et sédiments

Le facteur $\alpha = S_y / \theta_{RMP}$ est obtenu par ajustement sur la mesure gravimétrique, en prenant en compte les incertitudes, et présente une valeur de 0.63 ± 0.15 , en accord avec les comparaisons $S_y - \theta_{RMP}$ obtenues en zone de socle par essai de pompage (Vouillamoz et al., 2005, 2014: accepté avec révisions mineures). Ces derniers travaux montrent, pour un site voisin (600m), un rapport $\alpha = 0.59$. Par une régression sur des couples (θ_{RMP}, S_y) obtenus dans des formations géologiques de socle distinctes du Bénin, ces mêmes auteurs trouvent une relation $S_y = 0.53 \cdot \theta_{RMP} + 0.007$, sur les gammes de valeurs $[0.02 < \theta_{RMP} < 0.13]$ et $[0.017 < S_y < 0.077]$.

En zone sédimentaire, quelques relations de ce type sont également disponibles dans la littérature. Vouillamoz et al., (2012) obtiennent pour un aquifère sédimentaire du nord-Cambodge, une relation $S_y = 0.4 \cdot \theta_{RMP} + 0.0056$, dont le caractère linéaire est jugé acceptable sur leur gamme $[0.007 < \theta_{RMP} < 0.054]$. Boucher et al., (2009) obtiennent des facteurs de 0.38 à 0.59 pour l'aquifère sédimentaire du sud-ouest Niger. Dans une approche similaire d'ajustement de facteur entre des estimations de porosité de drainage par modèle calibré sur des données d'essai de pompage et des sondage RMP, Baroncini-Turricchia et al., (2014) confirment la relation empirique de Vouillamoz et al., (2012) en milieu sédimentaire (Bassin versant du Carrizal, Espagne).

Non-linéarité des relations $S_y - \theta_{RMP}$

Cette relation n'est cependant pas linéaire sur toute la gamme de porosités de drainage. Notamment, il a pu être montré qu'un signal θ_{RMP} pouvait inclure une partie d'eau capillaire (n'entrant pas dans la définition de la porosité de drainage), voire une partie d'eau liée (ne participant pas aux écoulements); (Vouillamoz et al., 2012, 2014, 2014: accepté avec révisions mineures). Ces observations ont notamment conduit ces auteurs à définir un temps de coupure apparent (ACT – pour apparent cut-off time), comme un seuil sur le paramètre de décroissance du signal de réponse RMP (T_2^*), à partir duquel θ_{RMP} était bien lié à de l'eau pouvant être drainée, et où les relations linéaires pouvaient s'appliquer, du moins dans les gammes de valeurs basses. Ce critère, par ailleurs, est essentiel dans l'application de la RMP à des fins opérationnelles de caractérisation des potentialités d'un forage. De telles considérations n'ont pas été menées dans cette étude, mais la présence d'eau disponible pour le drainage en zone saturée était déjà connue par les forages disponibles.

Par ailleurs, Boucher et al., (2009) proposent une discussion sur la linéarité de la relation, par une approche impliquant les tailles de grains. La porosité totale peut être définie comme étant la somme de S_y et S_r , la capacité de rétention (eau liée, capillaire, et porosité non ou mal connectée). Dans le cas de roches non consolidées, une analyse du comportement en fonction de la taille des grains est possible : la porosité totale et la capacité de rétention spécifique diminuent lorsque la taille des grains augmente, mais avec une dynamique différente (Figure VI.3, De Marsily, 1986). Pour les grains très fins, la porosité est essentiellement composée d'eau liée (i.e. pour les argiles), et la porosité de drainage est très faible, indétectable par RMP. La taille des grains augmentant, les phénomènes de rétention sont moins forts et la porosité de drainage devient plus importante que la capacité de rétention.

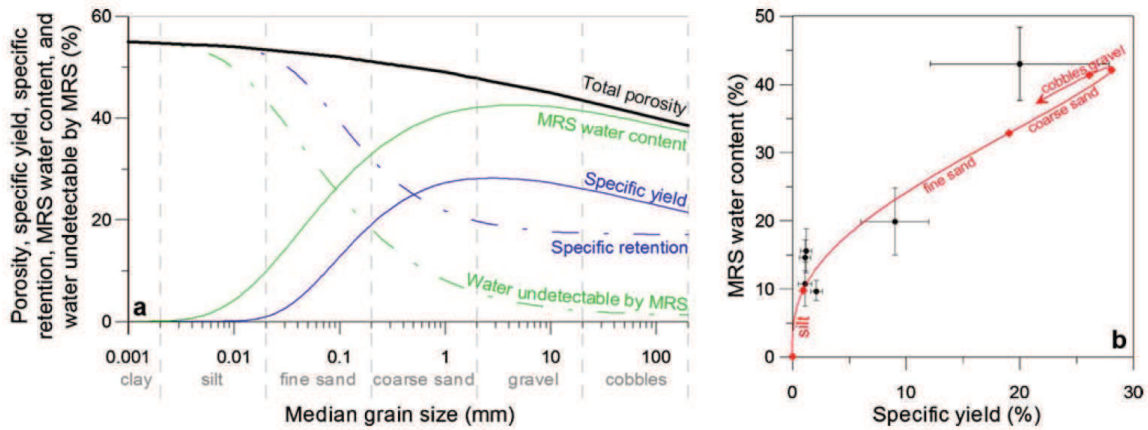


Figure VI.3: modèle de porosités, et ajustement. a) Modèle de porosités totale, S_y et S_r - rétention spécifique ; teneur en eau RMP (θ_{MRS}), teneur en eau non détectable par RMP, en fonction de tailles de grains. b) Ajustement du modèle sur les couples (θ_{MRS} , S_y). Modifié d'après Boucher et al., (2009).

Porosity model, and adjustment. a) Model of total, S_y and S_r -specific retention ; MRS water content (θ_{MRS}), non-detectable water content, as function of grain size. b) Model adjustment on (θ_{MRS} , S_y) couples.

La teneur en eau non détectable par RMP étant liée au paramètre de décroissance du signal de réponse RMP (T_2^*), et ce dernier dépendant de la taille des pores, Boucher et al., (2009) formulent l'hypothèse suivante : la teneur en eau non détectable par RMP doit être liée à la taille des pores, et donc des grains, de la même manière que la rétention spécifique. Ces auteurs définissent donc une relation empirique basée sur des allures types de relations des porosités avec les tailles de grains, et ajustent les paramètres de leurs relations sur les couples mesurés (Figure VI.3). Si l'ajustement n'améliore pas un simple modèle linéaire (en partie du fait du nombre limité de points), il ne le dégrade pas, et repose sur une analyse physique des propriétés porales. La relation obtenue est fortement non-linéaire sur toute la gamme disponible, mais peut être considéré comme linéaire sur des gammes restreintes.

La non-linéarité des relations $S_y - \theta_{RMP}$ induites suppose donc une certaine retenue quant à l'interprétation du facteur α obtenu dans la présente étude. De plus, bien que les gammes de θ_{RMP} mesurées sur le site permettent *a priori* l'hypothèse d'une relation linéaire, la sensibilité de la gravimétrie au paramètre S_y dépend également du contexte de drainage sollicité, pouvant limiter sa capacité à la mesure de ce paramètre. Ce point est développé dans la section qui suit.

De l'obtention de S_y par la gravimétrie : des potentiels variables selon les contextes

Le drainage d'une nappe libre implique un réajustement du profil capillaire en équilibre à l'aplomb de la nappe. Cette remarque revient conceptuellement à présenter le drainage comme un décalage vers le bas de la courbe $z(\theta)$, où z est l'altitude par rapport à un plan de base, liée à la courbe $h(\theta)$, où h est la succion (Figure VI.4). Ce volume est par ailleurs égal à $S_y \cdot \Delta h$, par définition, où Δh est la variation de hauteur de nappe associée. Dans un cas où la nappe est suffisamment profonde, et rechargée - drainée latéralement, les variations de stock associées à une baisse unitaire du niveau de la nappe donnent bien accès à S_y . C'est par exemple le cas de l'expérience du Sud-Ouest Niger où, si les données gravimétriques peuvent être corrigées de l'humidité de la zone superficielle, la mesure de la porosité de drainage est directement possible (Pfeffer et al., 2011; Pfeffer, 2011).

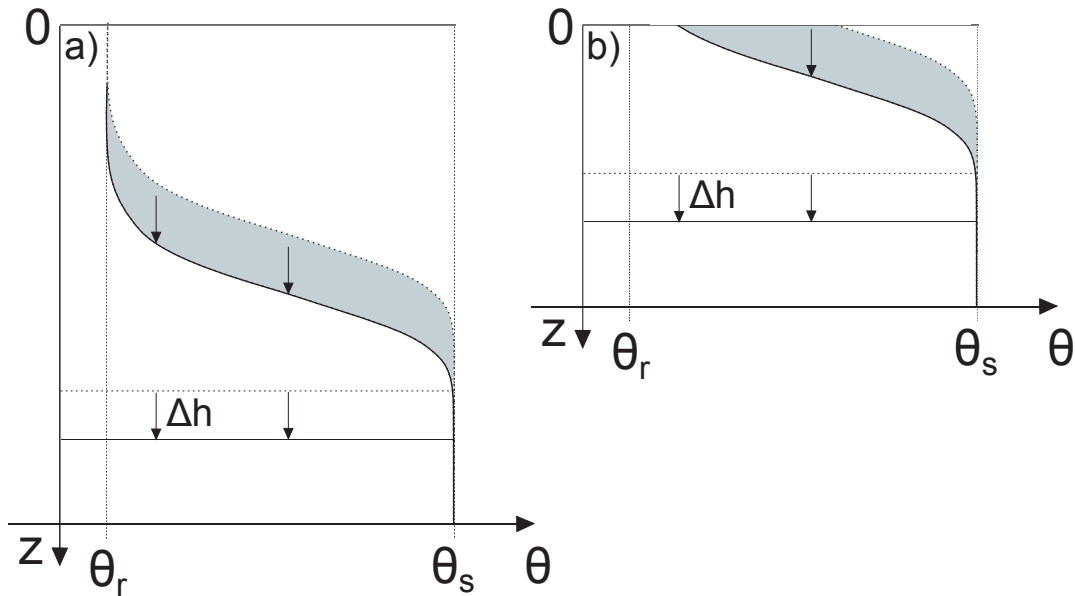


Figure VI.4: volume sollicité par un rabattement : a) dans un cas idéal, b) lorsque la zone capillaire intercepte la surface du sol. Modifié d'après Healy and Cook, (2002).

Volume sollicitated by drawdown : a) in an ideal case, b) when capillary zone intercepts ground surface

En revanche, dans la zone soudanienne de socle où les nappes sont souvent proches de la surface et soumises à une recharge directe, il faut considérer que le profil $z(\theta)$ soit fortement impacté par la surface. Ainsi, il est peu probable que l'ensemble de l'intégrale entre les deux positions de la courbe $z(\theta)$ soit disponible au cours du drainage d'une nappe dans un tel contexte (Figure VI.4b). De plus, la recharge directe, ainsi que le prélèvement par évapotranspiration, supposent une dynamique de cette zone non saturée qui peut perturber la mesure par gravimétrie du volume définissant la porosité de drainage. Ainsi, la méthodologie consistant à évaluer la contribution de cette zone non-saturée à l'aplomb de la nappe, si elle est nécessaire pour s'affranchir des variations de stock liées aux processus de surface (évapotranspiration, redistributions latérales), tend à sous-estimer la part de variations de stock induite par une baisse de nappe.

Cette analyse montre que le rapport obtenu dans la présente étude peut faire l'objet de critiques : 1) du fait de la faible profondeur des nappes, une part seulement de la porosité de drainage est accessible par gravimétrie, sous-estimant le facteur α . 2) du fait que la contribution de la zone non saturée ne soit pas incluse dans le calcul, le facteur α serait également sous-estimé, toujours dans l'approche gravimétrique. 3) Les doutes concernant la calibration de la sonde à neutrons (voir chapitre suivant) tendent à sous-estimer la contribution de la zone non-saturée, ce qui prône à l'opposé un facteur surestimé.

Cependant, la première critique peut également être modérée par l'objectif de la mesure d'un tel paramètre, lié à la gestion de la ressource, c'est-à-dire à une appréciation du volume pouvant être obtenu par pompage dans des conditions similaires, et donc avec une nappe également proche de la surface.

Une hypothèse de base : l'homogénéité verticale

Une hypothèse de base de ce travail est également celle d'homogénéité verticale des propriétés d'aquifère dans la zone de battement de la nappe (la zone sus-jacente ayant été évaluée). Si cette hypothèse peut être critiquée au regard de la forte hétérogénéité de la zone, elle s'applique à l'ensemble des méthodes disponibles (gravimétrie, RMP, essai de pompage). Une analyse ultérieure (voir partie suivante) des propriétés hydrodynamiques et lithologiques de la zone à proximité immédiate des gravimètres tend tout de même à montrer une certaine homogénéité verticale des comportements en dessous de 2m de profondeur, au sein des unités identifiées latéralement.

VI.5. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

La comparaison des variations temporelles du stock d'eau mesurées ponctuellement par sonde à neutrons (SAN) et par gravimétrie absolue FG5 est relativement satisfaisante, la gravimétrie montrant toutefois des amplitudes saisonnières légèrement plus fortes. A ce niveau de l'étude, cet écart est expliqué par une différence dans la représentativité spatiale des deux mesures. La mesure SAN, si elle intègre effectivement les variations de stock sur toute la colonne verticale (de la surface au point le plus profond atteint par la nappe), à la rigueur de l'interpolation verticale des points de mesures ponctuels près, n'est sensible que sur un rayon de 15cm autour du point de mesure. La mesure gravimétrique, en revanche, est sensible aux variations locales de stock sur un rayon inférieur à 100m. Des critiques ultérieures seront formulées quant à la calibration de la sonde à neutrons.

Cette comparaison validée a permis une seconde approche, celle de pouvoir s'affranchir des variations de stock de la zone non saturée (ZNS, mesurées par SAN), pour étudier la relation (Δg , Δh), où Δh est la variation piézométrique. En pratique, l'effet gravimétrique de la ZNS est calculé à partir des mesures SAN, ajouté à la contribution de la zone saturée définie par le produit de la variation piézométrique avec un terme de stockage. Ce terme est obtenu à l'aide d'un modèle lithologique déduit de prospections géophysiques et de sondages RMP, produisant une distribution de teneurs en eau RMP (θ_{RMP}), qui est mise à l'échelle par un facteur α , étant donnée la tendance de θ_{RMP} à maximiser la porosité de drainage (S_y). Le facteur α est obtenu par ajustement sur la mesure gravimétrique, en prenant en compte les incertitudes, et présente une valeur de 0.63 ± 0.15 , en accord avec les comparaisons $S_y - \theta_{RMP}$ obtenues en zone de socle par essai de pompage (Vouillamoz et al., 2005, 2014: accepté avec révisions mineures).

Neutron probe-derived water storage changes and FG5 absolute gravity data show some agreement, but gravity data has a slight tendency to exhibit larger seasonal amplitudes. At this stage, this discrepancy is attributed to the respective footprint of each measurement device. Neutron probe does integrate water storage changes over the whole vertical profile (down to the lowest seasonal water table level), but is only sensitive to a 15cm radius around each measurement depths, which then also have to be interpolated. On the contrary, gravity measurements are sensitive to local and integrated water storage changes over a larger area (~<100m). Further discussion concerning neutron probe calibration will be developed in the next chapter.

This validated comparison allowed a second approach, to study (Δg , Δh), where Δh is water table level change, by evaluating non-saturated zone contribution from neutron probe data. From a practical point of view, non saturated zone contribution is added to the saturation zone contribution defined as the product of water table levels with a storage term. This term is obtained from a lithological model derived from near-surface geophysical prospection and magnetic resonance soundings (MRS), producing a distribution of MRS water contents (ϑ_{MRS}), scaled by a α parameter, acknowledging the tendency of ϑ_{MRS} to overestimate specific yield (S_y). α parameter is obtained by adjustment on gravity data, within an uncertainty analysis frame. α value of 0.63 ± 0.15 is in agreement with $S_y - \vartheta_{RMP}$ comparisons from hard rock basement contexts obtained from pumping test experiments (Vouillamoz et al., 2005, 2014: accepted with minor revisions).

CHAPITRE VII

VERS UNE ANALYSE HAUTE FRÉQUENCE DES DONNÉES DE GRAVIMÉTRIE

Le gravimètre supraconducteur de Nalohou, installé en juillet 2010, permet par sa mesure continue un suivi des variations de gravité de la très haute fréquence (1Hz, fréquence d'échantillonnage) à la bande saisonnière et interannuelle. A toutes ces fréquences, des contributions variables (marées, mouvement du pôle, atmosphère, hydrologie...) interviennent, et masquent le signal-cible hydrologique. Dans une perspective de développement de ces instruments pour l'hydrologie, par exemple dans le cas de l'Equipex Critex en France, un champ méthodologique doit être mis en place pour définir les conditions d'installation de ces instruments en fonction des objectifs hydrologiques. Jusqu'à présent, la majeure partie des gravimètres supraconducteurs ont été dédiés aux études géodynamiques et de ce fait isolés au mieux des perturbations environnementales. Pour des applications hydrologiques, le site d'installation d'un tel instrument, peu mobile, doit faire l'objet d'une évaluation préalable complète, qui passe nécessairement par une estimation *a priori* du signal recherché. Topographie, masque du bâtiment, processus hydrologiques dominants, sont autant de paramètres qui influent sur la mesure des variations de stock d'eau par gravimétrie. De plus, les limites et verrous de ces instruments pour l'hydrologie doivent encore être définis, pour identifier les défis technologiques à relever pour le développement d'instruments de nouvelle génération.

Ce chapitre se place dans cette veine méthodologique en proposant une analyse de sensibilité complète du gravimètre supraconducteur de Nalohou. Environnement physique et influences gravimétriques non hydrologiques (atmosphère, marées) sont analysés dans une perspective clairement hydrologique, en essayant de dégager les avantages et limites de cet instrument pour l'hydrologie de la zone soudanienne de socle. Un article publié à *Journal of Geodynamics* constitue l'essentiel de ce chapitre, complété par quelques précisions et analyses ultérieures.

VII.1. HYDRO-GRAVIMETRY IN WEST-AFRICA: FIRST RESULTS FROM THE DJOUGOU (BENIN) SUPERCONDUCTING GRAVIMETER

Article publié dans la revue *Journal of Geodynamics* (Hector et al., 2014)

Contents lists available at [ScienceDirect](#)

Journal of Geodynamics

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/jog>

Hydro-gravimetry in West-Africa: First results from the Djougou (Benin) superconducting gravimeter

Basile Hector^{a,*}, Jacques Hinderer^a, Luc Séguis^b, Jean-Paul Boy^a, Marta Calvo^{a,c},
Marc Descloitres^d, Séverine Rosat^a, Sylvie Galle^e, Umberto Riccardi^f

^a IPGS-EOST, CNRS/Université de Strasbourg, UMR 7516, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

^b IRD/CNRS/UM2/UM1, UMR HydroSciences Montpellier, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

^c Observatorio Geofísico Central, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain

^d IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE, 08 BP 841 Cotonou, Benin

^e IRD/UJF-Grenoble 1/CNRS/G-INP, LTHE, UMR 5564, 38041 Grenoble, France

^f Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR), Università Federico II di Napoli, Naples, Italy

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 September 2013
Received in revised form 25 March 2014
Accepted 7 April 2014
Available online xxx

Keywords:

Gravity
Hydrogeophysics
Superconducting gravimeter
Hydrology
Africa

ABSTRACT

The increasing number of hydro-gravimetry studies proves the rising interest of the hydrology community toward this monitoring method. The accuracy of superconducting gravimeters (SG) potentially allows the retrieval of small water storage changes (WSC) down to a few millimeters of equivalent water thickness. However, the importance of corrections applied to SG data to achieve such a precision in gravity residuals should be recalled. The Djougou permanent gravity station presented in this paper and located in northern Benin, West-Africa, provides a good opportunity to review these considerations. This station is equipped since July 2010 with the superconducting gravimeter SG-060 aimed at deriving WSC at different time-scales, daily to inter-annual. In this area, WSC are (1) part of the control system for evapotranspiration (ET) process, a key variable of the West-African monsoon cycle and (2) the state variable for resource management, a critical issue in storage-poor hard rock basement contexts such as in northern Benin. The potential for deriving WSC from time-lapse gravity data partly depends on environmental features such as topography and the instrument shelter. Therefore, this issue is addressed first, with the background idea that such sensitivity analysis should be undertaken before setting up any new instrument. In Djougou, local topography is quite flat leading to a theoretical straightforward relationship between gravity changes and WSC, close to the standard Bouguer value. However, the shelter plays a significant masking role, which is the principal limitation to the retrieval of fast hydrological processes such as ET following a rain event. Several issues concerning classical gravity corrections are also addressed in the paper. These include gap-filling procedures during rain-events and drift estimates for short time series. Special attention is provided to atmospheric corrections, and different approaches are tested: a simple scalar admittance, a filtered scalar admittance, a frequency-dependent admittance and direct atmospheric loading calculations. It is shown that the physically based approach of direct loading calculations performs better in both residual minimization and ET retrieval. Moreover, non-local hydrological effects are investigated and account for about 20% of the gravity residuals. Finally, gravity residuals are briefly analyzed at two distinct time scales: rapid (up to a few days) and seasonal. At the rapid time-scale, it is shown that ET retrieval is hardly achievable given shelter size and state-of-the-art atmospheric corrections. Still, mean values retrieved from this study are in accordance with known values of potential ET and lateral flow. Direct comparison of gravity changes with hydrological data (neutron probe monitoring and water table levels) show some discrepancies, particularly for the hydrological year of 2011, for which all hydrological data show a deficit, but SG and FG5 data do not. This preliminary analysis both provides a basis and call for further hydro-gravity modeling, to comprehensively investigate the water-cycle at the Djougou station.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

* Corresponding author. Tel.: +33 3 68 85 00 34/7 86 39 64 08; fax: +33 3 68 85 02 91.
E-mail address: basile.hector@unistra.fr (B. Hector).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.04.003>
0264-3707/© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Hydro-gravimetry is increasing year to year in importance, as evidenced by the interest of the community toward the new-generation superconducting gravimeter (SG), mostly dedicated to hydrological studies, the *iGrav*TM (Warburton et al., 2010). The retrieval of local water storage changes (WSC) from time-lapse gravity data allows many hydrological applications, such as providing estimates of aquifer specific yield (Montgomery, 1971; Lambert and Beaumont, 1977; Peter et al., 1994; Pool and Eychaner, 1995; Pool and Schmidt, 1997; Metzger et al., 2002; Howle et al., 2003; Pool, 2008; Gehman et al., 2009; Pfeffer et al., 2011; Hector et al., 2013), bringing further constraints on hydrological modeling (Naujoks et al., 2010; Christiansen et al., 2011a,b; Jacob, 2009), identifying water redistribution processes (Kroner and Jahr, 2006; Naujoks et al., 2008; Chapman et al., 2008; Gettings et al., 2008; Davis et al., 2008; Jacob et al., 2008, 2009, 2010; McClymont et al., 2012; Pfeffer et al., 2013), establishing catchment storage–discharge relationships (Creutzfeldt et al., 2012a), studying WSC response to climate variability (Creutzfeldt et al., 2012b), and so on. More generally, WSC is usually considered as the residual term of the hydrological budget equation, and derived indirectly from the observation of other components (rainfall, runoff, evapotranspiration, etc.), by closing the budget. Hydro-gravimetry helps then to fill a significant gap in hydrological observations, which should further constrain the other components of the budget equation. Some objectives that hydro-gravimetry could achieve, such as the direct retrieval of evapotranspiration (ET), are still challenging, mainly due to the limited accuracy of both the instruments and the applied corrections (the removal of other time-variable effects on gravity).

As mentioned by several authors, WSC have slowly moved from “noise” to “signal” among the geodesy community, as the knowledge of the most common applications of time-lapse gravity (Earth tides, global geodynamics, etc.) increased, together with the instrumental sensitivity. However, now that WSC have become a signal to be retrieved from gravity data, precise corrections for non-hydrological signals are required, and all the knowledge about time variable gravity is therefore needed. This requires state-of-the-art corrections to recover for such small signals (in the range of a few μGals [$1 \mu\text{Gal} = 10 \text{ nm/s}^2$] for classical natural hydrological processes vs tens to hundreds of μGals for tides, atmospheric, and polar motion effects, see e.g. Crossley and Hinderer (2008)). It is now generally accepted that Earth tides are fairly well known. However, many processes still require very specific attention, such as the atmospheric contribution, which is about the same order of magnitude and acting at similar frequencies as hydrology. Once gravity residuals are obtained within some confidence intervals, a hydro-gravimetric analysis will become possible but requires further precautions.

First of all, there is a clear separation between the “local” and “non-local” surface loading effects of hydrology on gravity, in terms of distance to the station (Llubes et al., 2004). The correction of the non-local component can thus be undertaken, usually by using global hydrological model outputs or GRACE solutions, to allow the study of local hydrological effects (Longuevergne et al., 2009; Pfeffer et al., 2011).

Of particular importance in (local) hydro-gravity studies is the direct environment of the gravimeter location. Classical hydrological instruments (raingauges, moisture and suction probes, water table measurements, flow measurements, etc.) provide direct measurements of hydrological state variables in the vicinity of the sensor location. Although these variables can be integrating over a broader area (e.g. flow measurements), their values can be directly analyzed in terms of hydrological processes at their measurement location or further used as such for hydrological modeling (as

forcing, calibration or validation variables) or spatially interpolated. On the contrary, time-variable gravity data are the measurements of the effect of the changes of a hydrological state variable – water storage – on the recorded variable, gravity, and are by nature influenced by the location of sources (distance, and sign of the relative height to the sensor). Therefore, time-variable gravity data somehow include topographical effects of the surroundings of the instrument. Consider for instance the case of a single rainfall event: the resulting gravity change will be depending on the rainfall amount but also on the topography. Later, water may redistribute in the underground or on the surface, and gravity changes will occur because of the change of masses *locations* as a result of the prevailing hydrological processes. This has been studied for instance by Kroner and Jahr (2006). The retrieval of WSC from gravity data thus requires proper understanding of the location of the storage units and potential flow processes. Two major features critically affect the local water redistribution: (a) the local topography in the vicinity of the gravimeter and (b) the shelter in which is located the gravimeter. These features can be easily accessed through a precise topographic survey.

To acknowledge the importance of such features, consider the following experiment: a gravimeter is located on the bottom of a small and incised valley, within a surface shelter, and records an increase in gravity that is identified as coming from hydrology (assuming all other contributions are well corrected). Several hydrological processes could lead to the recorded increase:

- infiltration nearby (and therefore below) the gravimeter,
- water flow on the valley slopes, moving masses from above to below the gravimeter,
- evapotranspiration on the valley slopes, removing masses from above the gravimeter,
- delayed infiltration underneath the shelter.

Therefore, time-variable gravity data should be interpreted with caution in terms of hydrological processes, when such features are significant (large shelter and strong topographic variations).

Such sensitivity analyses have been skipped by several authors, as they rather studied hydro-gravity by the mean of correlations studies between gravity residuals and water storage compartments, acknowledging the lack of accuracy on absolute WSC measurements (Bower and Courtier, 1998). However, this has also led to possible misinterpretation of gravity data. Goodkind (1986, 1990) at the Geysers geothermal field observed a rainfall admittance (gravity to rainfall amount ratio) of about $0.54 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ and attributed the discrepancy to the nominal “Bouguer” value of $0.42 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ (the gravity effect of an infinite flat layer of water) to specific hydrological processes (fast downward water transfer from an upper aquifer), and neglected the impact of the topography on this local admittance. Abe et al. (2006) analyzed the Bandung SG in Indonesia located in a constructed area, neglecting the importance of the buildings. Imanishi et al. (2006) found a $0.4 \pm 0.02 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ rainfall admittance for the Japanese Matsushiro SG, yet with a non-negligible topography and building size, calling for a need to model their effect. Van Camp et al. (2006) are among the first to use a digital elevation model (DEM) for the direct calculation of WSC gravity effect, but they only modeled a $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ zone around the gravimeter. Kroner and Jahr (2006) and Hasan et al. (2006) are among the first to recognize that such topographic effects, yet challenging to account for, imply different processes that hydro-gravimetry may or may not help to assess and quantify. They proceeded to the thorough study of such processes through important experiments, and concluded on the most likely process to produce the observed gravity change after modeling different hypothetical processes. Meurers et al. (2007) showed that topographic effects are very different from station to station,

and recognize that “water gravity effect modeling is very sensitive to the shape of the topography”. After this, [Creutzfeldt et al. \(2008\)](#) conducted a complete analysis of the needs in DEM accuracies for hydro-gravity modeling at the Wettzell (Germany) SG site, and obtained a $0.52 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ rainfall admittance. In their Fig. 6, [Masson et al. \(2012\)](#) clearly show the spatial distribution of the topographic effect in a catchment of the French Vosges mountains, ranging from $0.2 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ in the valley bottoms to $0.7 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ in the uphill areas. Finally, [Deville et al. \(2012\)](#) thoroughly studied the topography and mask effects on the local hydrology modeling at Larzac plateau (France).

A superconducting gravimeter, the SG-060, was installed within the frame of the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) project in Djougou, northern Benin (9.7424° N ; 1.6056° E), and has been recording gravity changes since July 2010, while FG5 absolute gravity measurements have also been undertaken at a 3 month sampling rate since July 2008 ([Hinderer et al., 2009a, 2012, 2014a; Hector et al., 2013](#)). This location is home to intensive hydrological monitoring that has been carried out since 1997 in the frame of the AMMA-Catch long-term observing system (www.amma-catch.org; [Lebel et al., 2009](#)), which is an observatory of RBV (Réseau des Bassins Versants), the French critical zone exploration network (<http://rnbv.ipgp.fr>).

The West-African climate is governed by the seasonal monsoon cycle, leading to a clear and strong annual WSC signal, with well-defined wet and dry seasons, ideal for gravity monitoring. This monsoon cycle partly controls food security via the green water in water-scarce environments such as the Sahelian region, mainly expressed during the hungry-gap period. In more humid southern regions, like Benin, this cycle controls river flows and drives water-resource management policies ([Séguis et al., 2011a](#)). In this context, atmosphere-land surface interactions are known to play a major role in the whole cycle, mainly via the ET process which provides significant feedbacks from the land surface to the atmosphere ([Lebel et al., 2009; Peugeot et al., 2012](#)). The quantification of this key variable at different scales is still a major challenge for West-African studies. Another poorly known variable of this cycle is the total water storage, usually derived from a water-budget equation rather than from *in situ* measurements. Its variations through time, WSC, are (1) part of the control system for ET processes and (2) the state variable for resource management, a critical issue in storage-poor hard rock basement contexts such as in northern Benin ([Scanlon et al., 2002; Healy and Scanlon, 2010; Desclotres et al., 2011](#)). For instance, [Philippon and Fontaine \(2001\)](#) showed that based on a 30 year regional statistical analysis wet Sahelian years were associated to higher water storage in sudano-guinean areas at the end of the previous wet season. The Djougou SG is the first gravimeter of this kind that has been set up with a clear hydrological perspective, namely to bring some information on WSC cycles.

In the present study, we aim to derive WSC at two time scales, seasonal and short (from a rainfall event to a few days after), by analyzing the Djougou SG data, and focusing on the appropriate corrections to apply. First we perform a sensitivity analysis including the topographical effect of the gravimeter surroundings, to derive the frame of feasibility for local hydro-gravity studies at the Djougou SG site. This is done in a first section, before showing gravity data, to clearly underline the importance of undertaking this kind of analysis before the installation of such a high-cost device. Second, the Djougou SG data and their “classical” corrections are presented and discussed. Very specific attention is taken to the atmospheric contribution, which shows seasonal amplitude of about 10 nm/s^2 and periodic variations of 5 nm/s^2 at the spatially coherent and hence specific S1 and S2 frequency bands (1 and 2 cpd – cycles per day). Finally, local WSC are derived from SG residuals and analyzed at two frequency ranges (seasonal and

rapid), involving different hydrological processes. Requirements for addressing the issue of ET quantification using gravity data are also discussed.

2. Study area

The SG site of Djougou is located in northern Benin, West-Africa, and experiences a humid Sudanian-type climate ([Hinderer et al., 2009a, 2012, 2014a](#)). The site has been chosen as part of the AMMA-CATCH observatory of the Upper-Ouémé catchment, close to the village of Nalohou, where a dense hydrological monitoring network has been set up since 2003 on a small micro-catchment (16.1 ha).

There, WSC occur within the vadoze zone and its associated unconfined aquifer located in the weathered layers 7–22 m thick over a fresh metamorphic basement (gneiss, micaschists, quartzites) ([Kamagaté et al., 2007; Desclotres et al., 2011; Séguis et al., 2011b](#)). This hard rock basement context also exhibits high spatial heterogeneities of geological features, mainly north–south oriented and highly clayey areas can be found nearby fresh basement units or strongly weathered, sandy, material, within a few tens meters radius ([Desclotres et al., 2011; Hector et al., 2013](#)). Soils are mainly ferruginous tropical leached, and slightly vary depending on topography, basement, and land use ([Robert, 2012; Richard et al., 2013](#)).

In the vicinity of the gravimeter, land use is governed by agricultural practices, with crops (maize, sorghum, manioc and yam) and fallow rotations. Some specific trees (*Parkia biglobosa*, *vitellaria paradoxa*, *adansonia digitata*) are kept for consumption purposes, and a small cashew trees (*Anacardium occidentale*) orchard is located South-East of the gravimeter ([Fig. 1](#)). Fallow is composed by trees (e.g. *Isoberlinia Doka*) and herbaceous cover, and the latter is usually burnt at the beginning of the dry season.

Mean annual rainfall is 1195 mm/yr (over the period 1950–2004 at the Djougou weather station – 8 km from the Nalohou site ([Kamagaté et al., 2007](#))) and mean annual potential ET is 1393 mm over the period 2002–2006 at the Djougou weather station ([Séguis et al., 2011b](#)). [Fig. 2](#) shows the hydrological monitoring of nearby wells, already described by [Hector et al. \(2013\)](#), and extended in the present study. Closest neutron probe (NP) borehole and observation well (OW) are respectively located 9 and 7 m to the FG5 location ([Fig. 1](#)). Groundwater recharge occurs by direct infiltration of rainfall water through the vadoze zone during the rainy season ([Kamagaté et al., 2007](#)). WSC on the uphill SG location are driven by direct recharge and losses by local ET and lateral redistribution, as exhibited by the almost steady-state piezometric gradient toward the bottom of the hillslope. Recent modeling studies show that this groundwater flow, which does not feed the river through baseflow ([Séguis et al., 2011b](#)), could be driven by riparian ET ([Richard et al., 2013](#)). Also noticeable here is the particularly dry year of 2011, with annual rainfall below 1000 mm and low recharge ([Fig. 2](#)), while 2009, 2010 and 2012 were much wetter years than the long-term average.

3. Sensitivity analysis

For calculating the gravity effect of WSC (direct problem), we use in this study a 3D prisms model built from the prism equation provided by [Leirião et al. \(2009\)](#). The terrain has been discretized in prisms according to the topography using a local digital elevation model (DEM) built from a network of points measured with differential GPS ([Fig. 3](#)). This DEM has an accuracy of about 0.1 m in the near-field (<300 m to the gravimeter) and has been described by [Hector et al. \(2013\)](#). Using this DEM, they found a “surface-water admittance” at the FG5 site, which could be defined as the

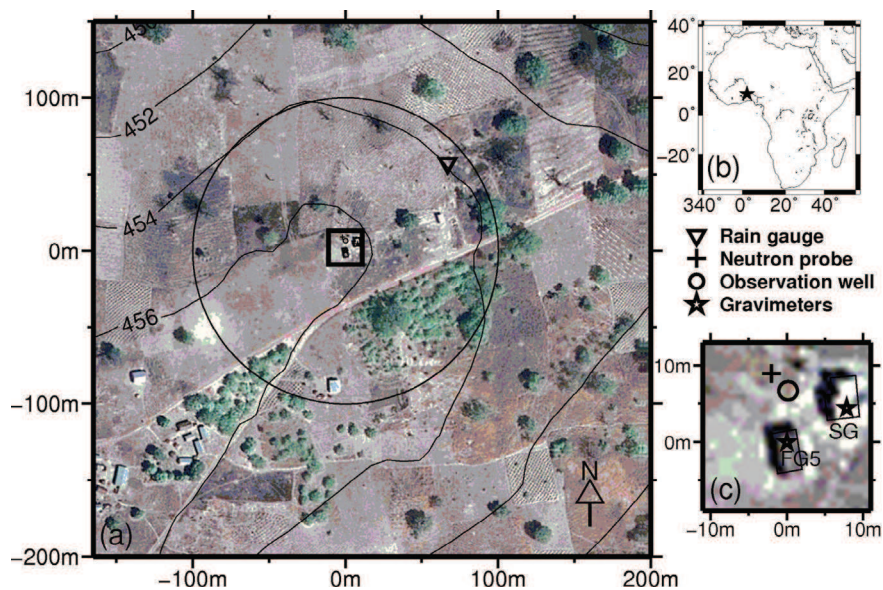


Fig. 1. Study area, measurement settings: gravimeters (FG5 and SG) and their shelters. Neutron probe borehole and observation well are respectively located 9 and 7 m to the FG5 location. The circle shows the 100 m radius zone of influence for gravity variations at the FG5 site. Google Earth image, February 4, 2010.

gravity effect of a uniform layer of water spread on the topography, of $0.445 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$. This is only slightly higher than the nominal Bouguer admittance of $0.42 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$.

The classical way of looking at the topographic influence on hydro-gravity is to compute the water admittance in function of the radius to the gravimeter (Longuevergne et al., 2009). One can compare it to the same calculation in the case of a flat terrain where

the admittance reaches the Bouguer value of $0.42 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ after some distance, depending on the instrument height above ground. This calculation is undertaken for several significant depths of the water layer, and results are shown in Fig. 4: within the footprint area of the gravimeter ($<100 \text{ m}$), from which originates about 90% of the signal (see e.g. Hector et al., 2013), the gravity effect of a water layer spread with respect to the topography is the same as in the

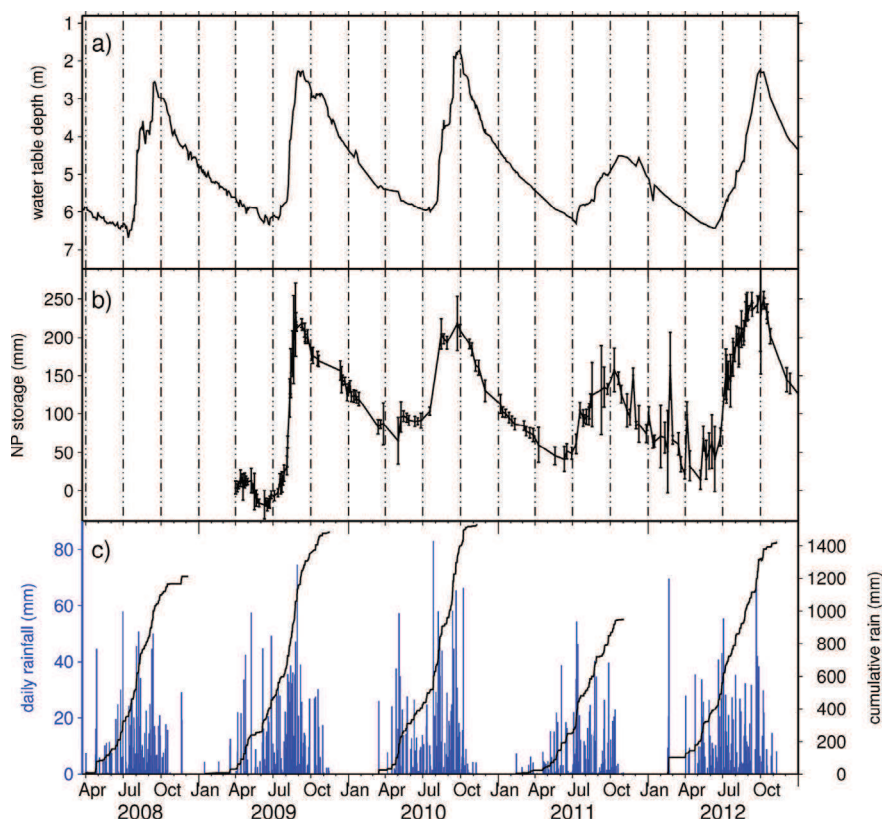


Fig. 2. Hydrological data. (a) Water table time series. (b) NP-derived WSC and associated date-to-date errors. (c) Rainfall data: daily (blue) and cumulative (black). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

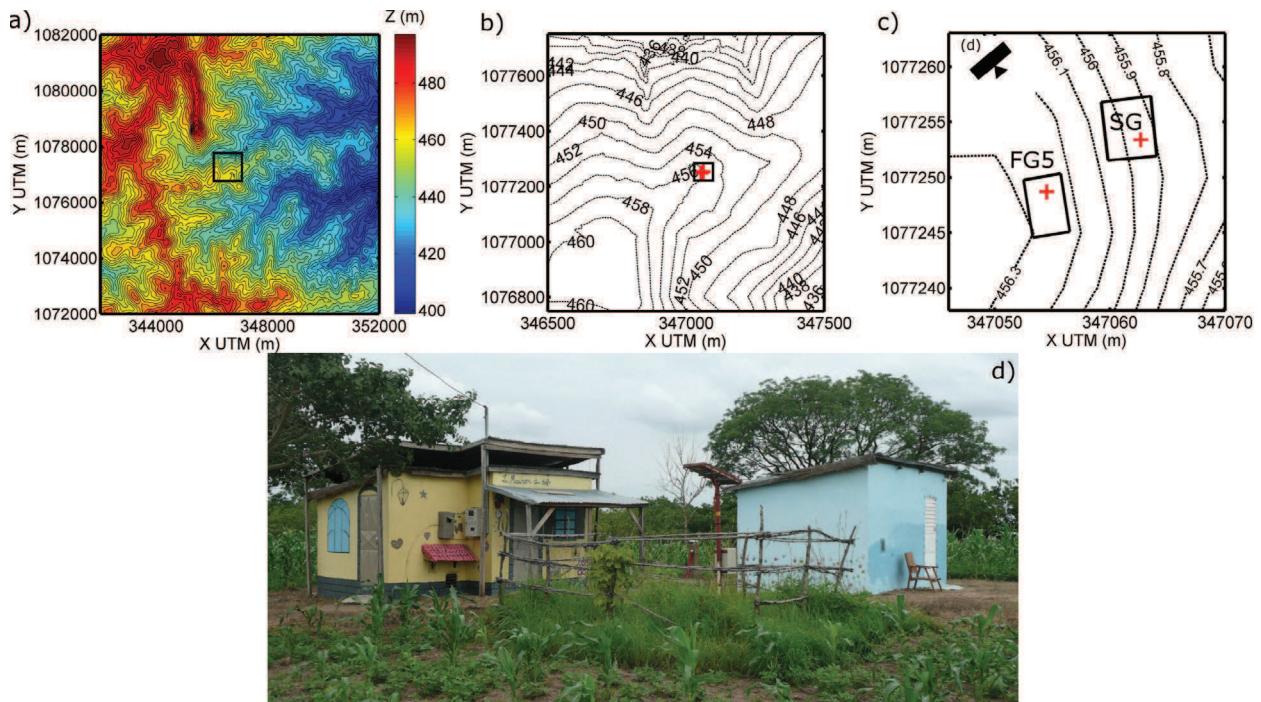


Fig. 3. DEM and location of gravity sensors (FG5 and SG). (a–c) Zoom over different scales. (d) Picture of the two shelters.

case of a flat terrain. Farther of the gravimeter, the gravity effect in the topographic case is slightly higher than the Bouguer value (flat case), because the gravimeter is located uphill and there are more masses on the vertical component. Therefore, hydrological processes related to topography (flow) should not have an extreme and complicated behavior, because the departure to flat terrain conditions is very small in a gravity sense.

Hydro-gravimetry is often said to be non-invasive, although this is not exactly true as most of current SG (apart from very recent experiments using new generation *iGrav*TM (Kennedy et al., 2013)) need a significant shelter which modifies local hydrological processes (the very first object of hydro-gravity studies). The main effect of a shelter, in the case of a surface shelter, is to act as a mask when rain falls, thus diminishing the near-surface WSC effect on gravity, with respect to an unsheltered measurement (Deville et al., 2012; Kazama et al., 2012). Further infiltration of water below the gravimeter will increase its gravity contribution. Conversely, ET

shall produce a smaller gravity effect with respect to an unsheltered condition.

Needless to say, in most cases the shelter should be as small as possible for hydro-gravity studies (or very large if one wants to study other signals than local hydrology). A trade-off can be found with the instrument height, as a higher measurement point with respect to the ground in the case of a surface shelter (not buried) will tend to decrease the impact of the shelter mask. This can be seen by computing the water admittance as before, but excluding the water layer from below the shelter. This is done for several depths of the water layer, and results are shown in Fig. 5 for the Djougou site, and for the location of both instruments. The SG shelter is only slightly larger than the FG5 one (Fig. 3) and the respective sensor locations within the shelter are about the same so that most of the discrepancies between both effects actually arise from different instrument heights. SG height above ground is 0.4 m and FG5 height is 1.4 m. The SG sensor being much closer to the ground than the FG5, the mask effect of the shelter is much more important in such a case. If WSC during a rain event are to occur within the first meter of the ground only, then no more than 0.25 nm/s²/mm should be expected. This effect is less marked for the FG5, as the sensor location is much higher.

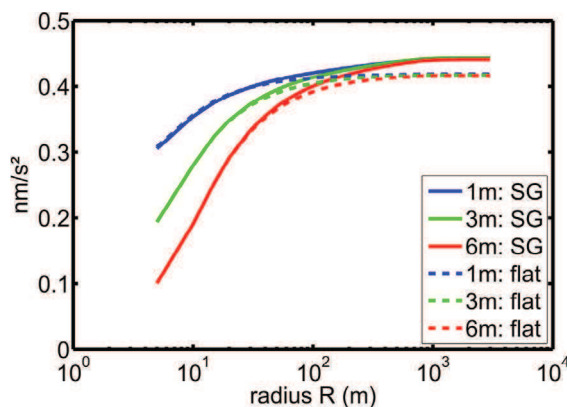


Fig. 4. Footprint area of the SG: gravity effect of a 1 mm layer of water at different depth on the topography (plain) and on a flat terrain (dashed).

4. Gravity data processing

This section describes the processing of the raw SG data (from August 2010 to March 2013) and the correction of all known effects in order to obtain the “gravity residuals” in a hydrological sense, meaning that everything but local hydrology should be removed at best from the data. FG5 data processing and corrections are not covered here, as it has already been described by Hector et al. (2013). However, a few more data points have been recently acquired and added to this study. Most of the processing steps have been applied using the Tsoft software (Van Camp and Vauterin, 2005).

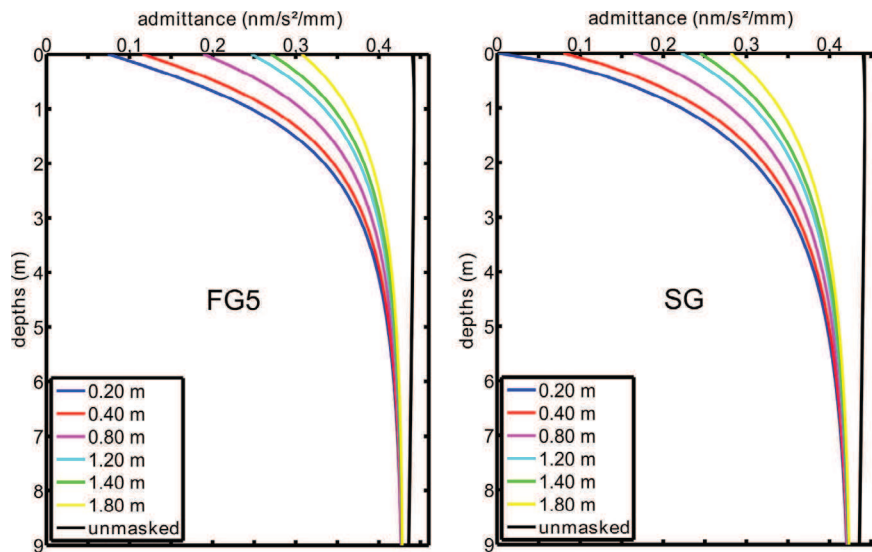


Fig. 5. Gravity effect at SG and FG5 sensor locations of a 1 mm layer of water (water admittance) as function of its depth and instrumental height. The curves correspond to various heights above ground of the instrument.

4.1. Raw data processing

Second samples are decimated to minutes using low-pass filter attenuating frequencies higher than 120 cpd. Raw data contain gaps, offsets and spikes which need to be corrected at best before looking more carefully into the corrections of physical processes. Earth tides, atmospheric effects and polar motion are roughly corrected by respectively subtracting to the data a tidal model, a nominal admittance of $-3.0 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$ on local pressure records, and polar motion contribution from pole positions given by the [International Earth Rotation Service, IERS](http://www.iers.org) (<http://www.iers.org>).

Power failures frequently occur (especially during thunderstorms) in Djougou, and despite several precautions such as two backup generators and several uninterruptible power supply devices and batteries, gaps in the data sometimes happen during rainfall events. These gaps can be associated with offsets, which are either instrumental (in which case they should be corrected), or resulting from a precipitation loading signal (in which case no correction should be performed), or a combination of both effects (in which case the offset should be set to a value linked to the precipitation input). For instance, it has been observed that some operators did correct such offsets which were true signal and not instrumental effect (and so would an automatic method), which can be up to several microgals, because they did not have a precipitation time series alongside. From our point of view, automatic methods should be used with caution in such context. Our preferred method would be a physically based hydrological model, calibrated on independent hydrological data and SG data, that would be reliable to correct for gaps and offset occurring within a short period (less than a week), if the transfer function from hydrology to gravity is well-known. This is currently under development for our station in Djougou.

Gaps are filled by linear interpolation of the residuals when there is no clear evidence for offsets during the time span of the gap. This is done in order to obtain an equally spaced time series without offset to further allow the use of FFT methods, for filtering or computing frequency-dependent admittance. If such a step is not necessarily needed (as one may prefer least-squares approaches for instance, see e.g. [Abd-El-Gelil et al. \(2008\)](#)), gaps must be checked for offset occurrence anyway (see previous paragraph). When offsets

occur, they are corrected at best by matching before-gap and after-gap sinusoids present in the residuals. No automatic correction is applied, because offsets strongly impact seasonal gravity residuals, and must therefore be treated on a case-by-case basis. Spikes, such as earthquakes, are corrected by linear interpolation.

When following the manual procedure, it is systematically checked whether rainfall occurred during gaps and offsets, and such events are flagged. This step is needed to retrieve the long-term hydrological signal from gravity data: further in the process, when gravity residuals are obtained, and rainfall admittance is found by regression on a significant number of events, these gaps/offsets are re-filled by taking into account the gravity increase from the recorded rainfall, using the latter admittance. After the correction of gaps, offsets and spikes is achieved, the initial “rough” correction of tides, atmospheric effects and polar motion are added back to the residuals for further correction of physical processes.

Raw gravity records are shown in [Fig. 6a](#). About 1564 h (65.17 days) have been interpolated because of gaps, which represent about 7% of the total series. A total offset amounting to 2870 nm/s^2 have been corrected, for a total of 10 offset events. The gravimeter underwent severe problems such as a long power failure in the summer of 2011, with the levitation sphere found stuck up against the upper plate of the device. Earthquake records were systematically removed from the data by interpolation. Residuals after gaps, offsets and spikes corrections are shown in [Fig. 6b](#).

4.2. Earth tides, ocean loading and atmospheric effects: correction method

Long-period tides (SSA and SA) are corrected with a nominal gravimetric factor of 1.16 for an elastic Earth using Tsoft which contains the [Tamura \(1987\)](#) potential catalog. In Djougou, and more generally in the equatorial band, special care must be taken when considering the diurnal and semi-diurnal frequency bands for computing tidal analysis ([Hinderer et al., 2014b](#)). This is because at such periods, air pressure changes are dominated by S1 and S2 waves of large spatial extension ([Ray and Ponte, 2003](#)). Due to their large spatial coherency, these waves have a strong elastic component in their induced gravity changes and therefore a very different admittance (gravity to pressure changes ratio) from other frequency bands

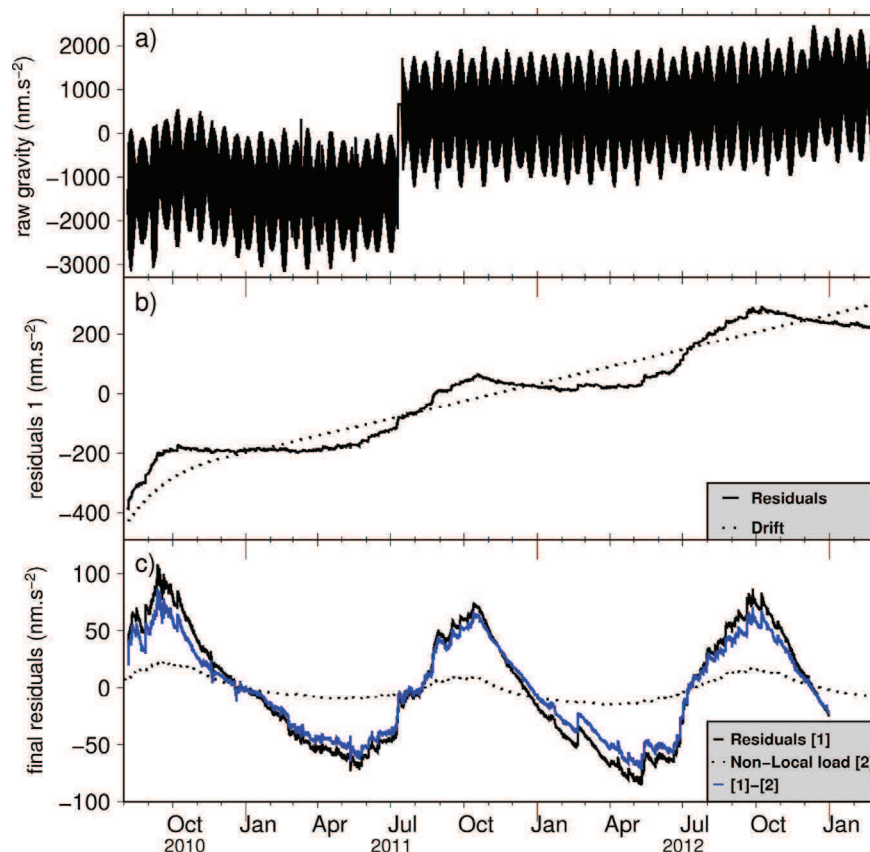


Fig. 6. SG data and processing. (a) Raw data. (b) Correction of gaps, offsets and spikes (residuals) and fitted drift. (c) Final residuals after proper tides, atmospheric and polar motion corrections. Non-local hydrological loading (dashed) and correction of this effect (blue plain). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

(Warburton and Goodkind, 1977; Crossley et al., 1995). Hence, tides and atmospheric effects must be considered together when one wants to study other signals such as hydrology. See e.g. Hinderer et al. (in this issue) for a more detailed review of this problem, and particularly concerning the Djougou station.

Classical corrections of atmospheric effects include two empirical and one physically-based approaches: the first two consist of computing either a scalar admittance between gravity residuals (after correction of tides and other known effects) and local pressure, or a frequency-dependent admittance, known to significantly reduce gravity residuals (Crossley et al., 1995). However these two approaches suffer from (i) being too restrictive (particularly for the scalar admittance), because they are based on local pressure variations only and suppose a constant (in time) and linear relationship, highly questionable regarding atmosphere dynamics and (ii) the possible integration of other effects (tides at S1 and S2 bands, hydrology, etc.) due to their intrinsic empirical nature (see e.g. Abd El-Gelil et al. (2008), their Table 1). This is why a physically based correction approach is favorable for hydrological studies, when one does not necessarily want to minimize gravity residuals but rather have some control on the different contributions. This latter correction is obtained using atmospheric loading calculations, by convolving pressure fields from the operational model of the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) available at 3 h and 0.15° resolution (Rabier et al., 2000) with the pseudo-stratified Green's functions (Boy et al., 2002), using the formalism of Farrell (1972). The full 3-D computation of atmospheric loading effect requires the knowledge of the air density everywhere. A simplified approach has been proposed by Merriam (1992) and later on by Boy et al. (2002) for which the air density

is approximated by propagating the surface pressure with elevation assuming a standard atmosphere profile. We call this model the pseudo-stratified 2.5-D approach. This approximation allows taking into account the thickness of the atmosphere, but with a simplified vertical structure. This loading contribution is evaluated for angular distances larger than 0.25° from the station (called the “non-local” part) and the local contribution is computed from the local pressure records and an analytic admittance in the 0.25° radius “cylinder” around the station from the same loading model ($-3.06679 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$). The ocean response is included in the non-local calculation using the MOG2D non-tidal ocean model (Carrère and Lyard, 2003) which has shown to perform better than the classical inverted barometer hypothesis (Boy and Lyard, 2008; Boy et al., 2009).

The atmospheric effects on gravity imply a time–distance relationship linked to an advection speed, which can be roughly summarized by: low frequency atmospheric changes have a coherent spatial pattern that has more extension than for higher frequencies, and hence a different gravity response. This is clearly enlightened by the computation of a frequency-dependent admittance (Crossley et al., 1995) together with, for instance, the direct loading calculation as function of the distance to the station (Hinderer et al., in this issue). For this reason, and when one wants to look at hydrology, a scalar admittance is to be discarded for low-frequencies. A frequency-dependent admittance is also too restrictive at low frequencies, because it is an adjustment of gravity residuals on local pressure records, and hence cannot take into account the full 2.5D (pseudo-stratified atmosphere) distribution of pressure fields, particularly important at such frequencies. Also, this latter method may include other seasonal effects such as the

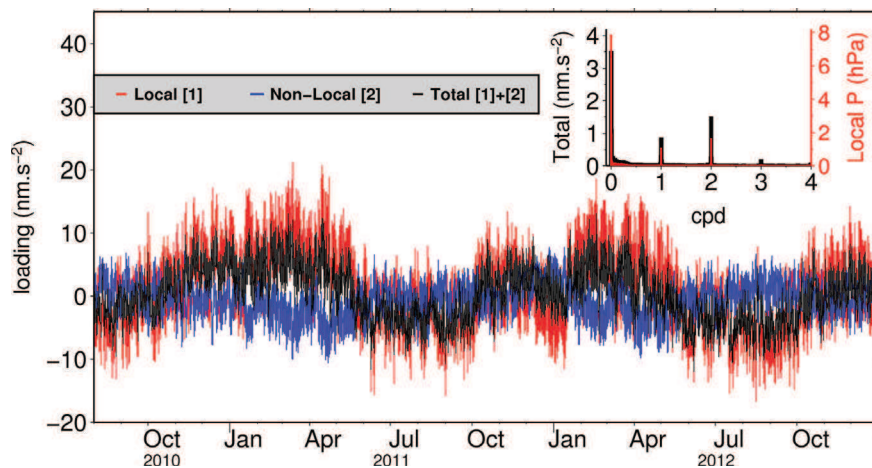


Fig. 7. Atmospheric loading from ECMWF operational at Djougou. Local contribution (red) comes from a cone of 0.25° half-opening around the station with analytical admittance of $-3.06679 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$. Non-local contribution comes from outside the cone (blue). Total contribution (black) is the sum of local and non-local contributions. In insert is the amplitude spectrum of the total atmospheric contributions (black), together with the Local pressure from ECMWF operational (red). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

studied ones (hydrology). For all these reasons, we chose a direct loading calculation to correct for atmospheric effect at low frequencies on low-pass FFT filtered data (cut-off frequency of 0.03 cpd, bandwidth of 0.01 cpd).

For higher frequencies (*i.e.* $>0.03 \text{ cpd}$), we compare four different approaches. The goal being to minimize residuals, and remove the strong contribution of S1 and S2 bands, some of S1 and S2 atmospheric effects may have been incorporated in some tidal analysis (leading to unrealistic gravimetric factors and phases at these bands), because S1 and S2 are also present in earth tides, and therefore adjusted during tidal analysis. Gravity records are decimated to 1 h samples with low-pass least-square filtering at 12 cpd with window size of 480 points. Tidal analyses are performed with ETERNA 3.4 software (Wenzel, 1996) using the HW95 tidal potential (Hartmann and Wenzel, 1995). Final residuals are obtained after applying the atmospheric correction and subtracting synthetic tides from the associated tidal analysis parameters. The four approaches are:

- Simple scalar admittance method (SSAM): Several scalar admittance are tested (ranging from -0.1 to $-0.4 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$), and a tidal analysis is performed each time, including S1 and S2, after application of the atmospheric correction. The accepted scalar admittance is the one that minimizes the final residuals.
- Filtered scalar admittance method (FSAM): A tidal analysis is performed, and includes atmospheric S1 and S2. These frequencies are also filtered out from the pressure record, including their annual modulations, by subtracting two band-pass FFT filters with respective bandwidth of 0.02 and 0.05 cpd. The scalar admittance is then computed between the two residual time-series.
- Frequency-dependent admittance method (FDAM): A tidal analysis is performed, and includes atmospheric S1 and S2. Following Neumeyer (1995), a transfer function between gravity and pressure is computed in spectral domain with a 0.03 cpd Hanning window, interpolated to match the total sample number and multiplied by the Fourier transform of local pressure. The result is subtracted to the Fourier transform of gravity, and the real part of the inverse Fourier transform is the frequency-dependent admittance signal.
- Loading calculation method (LCM): The total loading calculation is computed and removed from the data. A further tidal analysis is performed, including residual atmospheric S1 and S2 (if any).

4.3. Earth tides, ocean loading and atmospheric effects: results

Amplitude of atmospheric effects can be acknowledged by looking at Fig. 7 which shows local, non-local and total (“local” + “non-local”) contributions at the three predominant frequencies at Djougou: seasonal, S1 and S2 (as enlightened by the insert spectrum). This figure results from the loading calculations on the operational ECMWF model outputs. Local contribution dominates the atmospheric effect in Djougou when using a 0.25° opening cone as separation between local and non-local contributions. Local and non-local contributions have an opposite phase (Hinderer et al., 2014a). In insert of Fig. 7 is the amplitude spectrum of the total atmospheric contributions, together with the local pressure from ECMWF operational. As can be seen from this spectrum, the admittance (linear relationship between local pressure and total atmospheric contributions) is clearly different between on the one side, low-frequencies and on the other side, diurnal and semi-diurnal frequencies. This shows the very different behavior of gravity changes with respect to atmospheric variations depending on the frequencies considered. For a more detailed analysis, see *e.g.* Hinderer et al. (in this issue (2014b)).

Table 1 summarizes the residuals of the different tested corrections (*i.e.* SSAM, FSAM, FDAM and LCM) for joint atmospheric effect and tides removal, for the high-pass filtered signal. All approaches lead to quite similar residuals in terms of standard deviations. The direct loading calculation (LCM) seems to perform better on the whole frequencies range. The frequency-dependent approach (FDAM) is very slightly better than the simple scalar admittance method (SSAM), while the filtered scalar admittance method (FSAM) is the worst. The small variations between different residuals, and the fact that FDAM does not perform better than all other methods may be explained by the pressure instability in a weak remaining signal (low frequency contributions have been

Table 1

Gravity residuals (standard deviations) for different atmospheric corrections approaches: SSAM = simple scalar admittance method; FSAM = filtered scalar admittance method; FDAM = frequency-dependent admittance method; LCM = loading calculations method.

Correction	SSAM	FSAM	FDAM	LCM
σ (residuals)	3.5 nm/s^2	4.0 nm/s^2	3.4 nm/s^2	3.1 nm/s^2

filtered out here and strongest S1 and S2 contributions have been removed eventually when performing the tidal analysis), probably implying temporal variations of these weak pressure effects. Results from the SSAM method are presented in Table 2: the best admittance found for the whole frequency range is $-3.3 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$, and is quite consistent between S1 and S2. Furthermore, fitted tidal parameters at S1 are very variable and far from standard values of $\delta = 1.16$ and $\kappa = 0$, which clearly show that some part of atmospheric S1 has been included in the tidal analysis. This is less marked for S2, because earth tides at S2 are much stronger, hence δ and κ parameters do not change much when some atmospheric effects are included.

4.4. Non-local hydrological loading

The correction for non-local hydrological load is the same as described by Hector et al. (2013). This is achieved by convolving the 3-hourly and 0.25° soil-moisture, snow and canopy water from the GLDAS/Noah (Global Land Data Assimilation System) model (Rodell et al., 2004) with the Green's functions for Newtonian and deformation responses on a spherical non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model (Boy and Hinderer, 2006). Permanently ice-covered areas (Greenland, Alaska and mountain glaciers) have been masked out and the conservation of the total water mass has been enforced by adding/removing a uniform oceanic layer compensating any lack/excess of water over land. Only the non-local contribution (everything but the local "Bouguer" term) is evaluated and used for correcting the data.

The non-local hydrological load represents about 20% of the total gravity residuals (Fig. 6c). This is comparable to the results of Pfeffer et al. (2011) for nearby Niger, when they compared different models (GLDAS used in this study and ECMWF) with GRACE solutions. They found a slightly larger non-local contribution from GRACE data than from the global hydrological models (up to 11 nm/s^2 on the annual amplitude between GRACE and GLDAS), which could be due to a misrepresentation of WSC from the latter.

4.5. Drift estimates

In Djougou, hydro-gravimetry can provide very valuable information on some key hydrological questions for the area. Among these is the response of interannual WSC to highly variable hydrological years in terms of precipitation inputs. However, studying interannual WSC by the mean of a drifting (even linearly)

gravimeter, supposes an appropriate correction for such instrumental behavior. If interannual WSC occur, they should not be included in this drift estimates. Hence *a priori* information on local WSC is needed at this step. Hector et al. (2013) used a nearby Neutron-probe monitoring of WSC through the whole vertical profile to assess local WSC. The gravity effect of such changes is calculated using the above-mentioned prisms integration approach. This is the best *a priori* information on local hydrological changes that could be obtained for the time-span of this study. Furthermore, the initial part of gravity records when setting up an SG of this kind is known to have an exponential drift (Van Camp and Francis, 2007; Hinderer et al., 2009b). Because the SG was set up in July, during the rainy season, exponential drift and hydrology are highly correlated together with polar motion, which further complicates the retrieval of each component (Hinderer et al., 2014a). The parameters of the following drift equation are therefore sought:

$$\text{drift}(t) = \begin{cases} A(e^{t/P} - 1), & t < T \\ (t - T) * S + A(e^{T/P} - 1), & t \geq T \end{cases} \quad (1)$$

and

$$\frac{d(\text{drift}(T - \delta_t))}{dt} = \frac{d(\text{drift}(T + \delta_t))}{dt} \quad (2)$$

Eq. (1) decomposes the drift into a linear and an exponential part, with the constrain given by Eq. (2) that the slope remains the same at $t = T$. A is the amplitude of the exponential and P its scale factor. T is the time at which the drift becomes linear, with a slope S , and δ_t indicates one time increment.

Parameter estimation is achieved through the following procedure: first, gravity residuals are obtained by removing synthetic tides (computed from tidal parameters derived from the LCM procedure described above), polar motion estimates and correcting for atmospheric effects using the LCM procedure. Second, the non-local hydrological loading contribution is removed from gravity data, as described in the previous section. Third, gravity residuals and NP-derived gravity changes are both low-pass FFT filtered (cut-off frequency of 0.05 cpd and bandwidth of 0.01 cpd) and multi-linear regression is performed between these time series and a first order polynomial. This step allows identifying the first exponential part (T parameter) by looking at residuals. Then, the same procedure is repeated on a shorter time series, starting at T , which allows recovering for the linear part (S parameter), the coefficient of order one of the polynomial. One more step is needed to obtain the value $\text{drift}(T)$, by subtracting the linear drift (S) and NP-derived gravity changes

Table 2

Gravity residuals for each admittance tested in the SSAM (simple scalar admittance method) approach. Residuals are shown for the whole frequencies range and at S1 and S2 specifically. Also shown are the different parameters for gravimetric factors and phases at S1 and S2 for each tidal analysis performed in each admittance test.

Admittance ($\text{nm/s}^2/\text{hPa}$)	Residuals (nm/s^2)	Residuals at 1 cpd	Residuals at 2 cpd	δ_{S1}	K_{S1} ($^\circ$)	δ_{S2}	K_{S2} ($^\circ$)
-1.4	1.279	4.185E-02	3.506E-02	0.933	-10.76	1.174	0.68
-1.6	1.214	3.981E-02	3.330E-02	0.991	2.18	1.174	0.65
-1.8	1.153	3.790E-02	3.165E-02	1.093	13.19	1.173	0.61
-2	1.098	3.615E-02	3.012E-02	1.228	22.06	1.173	0.58
-2.2	1.047	3.460E-02	2.880E-02	1.387	29.04	1.173	0.54
-2.4	1.004	3.327E-02	2.777E-02	1.561	34.53	1.172	0.51
-2.6	0.967	3.220E-02	2.699E-02	1.747	38.88	1.172	0.47
-2.7	0.952	3.178E-02	2.668E-02	1.843	40.72	1.172	0.46
-2.8	0.939	3.146E-02	2.641E-02	1.941	42.38	1.172	0.44
-2.9	0.928	3.122E-02	2.619E-02	2.041	43.87	1.171	0.42
-3	0.919	3.105E-02	2.601E-02	2.141	45.23	1.171	0.40
-3.1	0.913	3.095E-02	2.588E-02	2.243	46.46	1.171	0.39
-3.2	0.909	3.090E-02	2.580E-02	2.346	47.59	1.171	0.37
-3.3	0.908	3.093E-02	2.578E-02	2.449	48.62	1.171	0.35
-3.4	0.909	3.102E-02	2.581E-02	2.554	49.57	1.171	0.33
-3.5	0.913	3.119E-02	2.589E-02	2.659	50.44	1.170	0.32
-3.6	0.919	3.143E-02	2.602E-02	2.764	51.25	1.170	0.30
-3.8	0.938	3.213E-02	2.642E-02	2.976	52.69	1.170	0.26
-4	0.966	3.310E-02	2.701E-02	3.191	53.94	1.170	0.23

Table 3

Results of the drift parameters estimation process. A is the amplitude of the exponential part; P is the scale factor of the exponential, S is the slope of the linear part and T is the time at which drift becomes linear.

A	P	S	T
-254 nm/s^2	-1553 h	$231 \text{ nm/s}^2/\text{yr}$	2832 h

with the appropriate regression coefficient to gravity residuals. Now having T , S and $\text{drift}(T)$, Eq. (1) is inverted with the constrain of Eq. (2) and A and P parameters are derived. This is, as most of gravity corrections are, a long iterative process, but leads to the most accurate estimates of the drift, assuming it has both an exponential and a linear part. FG5 data are further used to check the drift correction. In September 2012, FG5 data points were not averaged over the few days of measurements because significant rainfall ($>20 \text{ mm}$) occurred during some nights, resulting in different and increasing absolute values. Therefore, root mean square deviation (RMSD) between FG5 and SG data range between 18 and 25 nm/s^2 depending on whether these last points are taken into account (resulting in the highest 25 nm/s^2 RMSD). Correlation coefficients range in the same way between 0.88 and 0.91. These data were not used for drift retrieval because of the too short time-span of the study: the uncertainty on FG5 data was too large to allow accurate drift estimates.

Results of the drift estimates are shown in Table 3. It is noticeable that the slope of the linear part is very strong ($\approx 230 \text{ nm/s}^2/\text{yr}$). Drift is also shown in Fig. 6b. Although much care has been taken in the retrieval of this drift, it may be too optimistic to accurately interpret in a hydrological sense the beginning of the time series, where the drift is supposed to be exponential, because there is quite a strong correlation between the drift and WSC signal at this onset of the 2010 wet season. Another critical point that may be raised here is that we assume the drift to remain linear for $t > T$. Several power failures, such as the strong one in July 2011 (Fig. 6a), may also lead to temporary new exponential drift behaviors. The only control that we may have on this effect is by the mean of FG5 data, which seem to be in well agreement with SG data after this drift correction (Fig. 12).

5. Local hydrological loading

Because of the very integrative nature of gravity data, all previous steps have to be cautiously processed in order to have good confidence that gravity residuals are actually linked to the local hydrology.

5.1. Rapid time-scale

In the relatively flat context of the Djougou SG, located at the surface underneath a small shelter, several processes are affecting the gravity response to rainfall at the rapid time scale ($<\text{few days}$). First, a fast gravity increase following the rain event is observed. The time-span of significant rainfall events rarely exceeds a few hours. Quite rapidly, water may infiltrate underneath the shelter, contributing to further increase the gravity. ET is likely to be acting at the same time, particularly after the event, when the upper layers are still wet. The evolution of moisture for the first layers is shown in Fig. 8. Soil moisture is here derived from TDR (Time-Domain Reflectometer) probes measurements at six depths (0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6 and 1 m) located about a 100 m away from the gravimeter (close to the rain gauge, Fig. 1). They are located uphill in a zone experiencing a perched aquifer during the wet season, and are therefore not explicitly used in the analysis of the gravity signal because they are not representative of the processes acting in the direct vicinity of the gravimeter. However they may serve our purpose here to show quick water redistribution behaviors at the local scale. Fig. 8 also shows the zero-flux plane (thick black line), derived from Watermark suction probes at the same location and five depths (0.1, 0.2, 0.4, 0.6 and 1 m). This is the contour line for which the hydraulic gradient is zero. Above this line water moves upward and below water moves downward (gravity-driven). The zero-flux plane is not available above 0.15 m, because the first probe depth is 0.10 m.

It is first noticeable that for a significant rain event (the first one in Fig. 8), water moves downward very quickly, and may actually infiltrate below the shelter. Then, water below the zero-flux plane is downward moving (gravity-driven) and water above the zero-flux plane is upward moving (ET-driven), drying the upper layers of the soil until the next rain and further lowering the zero-flux plane. This shows that WSC such as seen in soil moisture evolution of Fig. 8 are actually driven by different processes, and may therefore have different impacts on gravity.

Rainfall admittance is the ratio between the observed gravity increase and the rainfall amount. The calculation of this empirical admittance should match the previous sensitivity analysis of local topography and instrument shelter impacts (see Section 3). Any deviation from this may reveal some hydrological processes such as fast water redistribution processes. For instance, Peter et al. (1994), in their analysis of two SGs operated side-by-side at the Richmond USNO (US Naval Observatory) gravity facility of southern Florida, made several observations from such an analysis: first, no gravity changes were observed when rain events were smaller than 5 mm. They explained this behavior by quick ET losses under this subtropical climate. Second, they identified a threshold at 50 mm for which rainfall admittance changed, exhibiting a runoff generation

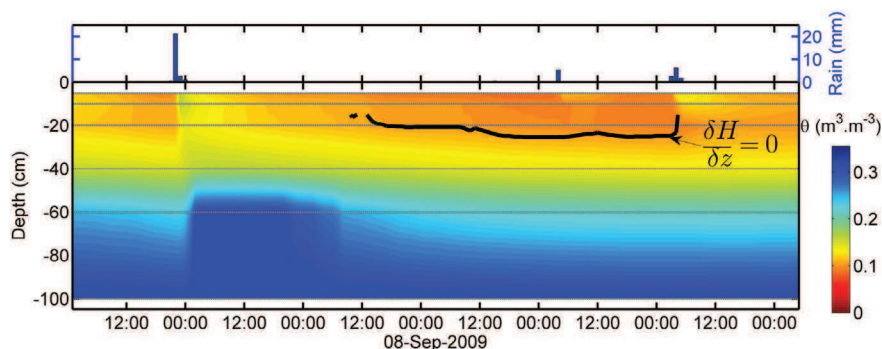


Fig. 8. Soil moisture evolution (0–100 cm) from TDR-probes (at six depths indicated in gray horizontal lines) during rain events in September 2009. Solid black line is the zero-flux plane from suction probes at same depths (except 5 cm): below this plane the hydraulic gradient is downward and above it is upward.

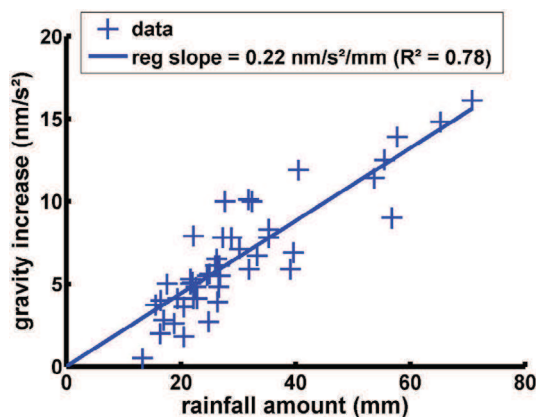


Fig. 9. Rainfall admittance.

process. Rainfall admittance is computed here based on a statistics of about 30 rain events higher than 15 mm.

Of particular interest here is to establish whether or not it is possible to reliably quantify ET on such favorable topographic conditions (flat terrain and significant potential evapotranspiration – PET), despite the shelter size. Gravity trends in the two days following a rain event are computed for each tides-atmospheric effect correction (*i.e.* SSAM, FSAM, FDAM, LCM). The aim is to evaluate the impact of the 4 atmospheric correction methods against the ability to retrieve a reliable ET value. However it is acknowledged that gravity decrease following a rain event is not only due to ET losses but also to lateral redistribution of water. This lateral redistribution is mainly driven by an almost steady-state behavior of the downward flow, as can be observed by the constant gradient exhibited between piezometers distributed along the hillslope. This is also shown by a 2D hillslope water modeling that succeeded in representing the driving processes of water redistribution along the slope of this very catchment, with a key focus on the riparian system and its control on both the disconnected water table–river system and the annual hillslope water budget through transpiration (Richard et al., 2013). Therefore, a constant lateral flow can be hypothesized, particularly relevant for the upslope and rather flat area, which would benefit from the long buffer distance to the river. In terms of gravity changes, this means a constant gravity decrease through time. Robert (2012) compared two different SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfers) 1D models on their ability to reproduce hydrological observations for an uphill site located 100 m away from the SG site. In both cases, she used a constant flux as bottom boundary condition, expressing this flow. Adjusted values ranged between about 0.8 mm/d and 1.6 mm/d.

Rainfall admittance scattering is shown in Fig. 9, and exhibits a rather good correlation between rainfall amount and gravity increase with a coefficient of determination (R^2) of 0.78. At first sight, no threshold effect such as runoff generation can be seen, although a longer time series would be needed to prove this. However, this is in good accordance with the known weak surface runoff in the area, particularly in the flat uphill terrain (Séguis et al., 2011b). Rainfall admittance is $0.22 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$ on average, about half of what would be expected without shelter (Fig. 4) and in good accordance with the calculations of the mask effect (*i.e.* no WSC underneath the shelter) down to about 1 m (Fig. 5). During the time span of a rainfall event (a few hours), no significant contribution from a constant lateral subsurface flow, or ET is to be expected. Therefore this rainfall admittance value denotes (1) the shelter mask, (2) the topographic effect and (3) the fast redistribution of water either underneath the shelter (further gravity increase) or laterally (further gravity decrease). Because the value is very close

to the calculation of the mask effect, and the topographic effect is known to be very small, it is highly likely that the fast redistribution of water has no significant contribution, or that the two processes (infiltration underneath the shelter and lateral flow) cancel each other. Proper modeling of the infiltration is required to assess this behavior.

Fig. 10 shows some examples in the 2012 wet season, of gravity changes during and after a rain event, for different atmospheric effects – tides corrections. When two rain events occurred during consecutive days they were treated as a unique event. This is the case for the second and the 26th of August 2012. All corrections are in relative good accordance, apart for the FSAM method. Most of the time a gravity decrease following the fast rise is visible. However, a specific behavior is also visible. For the 16th of August, a poorly corrected atmospheric effect clearly happens, and for the 26th, no clear decrease is observable despite the strong cumulative rainfall. The latter is due to more rain, although very small in total, happening the following days, preventing significant ET to occur.

Because atmospheric corrections strongly affect gravity residuals at diurnal and semi-diurnal periods, their impact on the potential retrieval of evapotranspiration should be assessed. Evapotranspiration implies in the Djougou case a decrease in gravity, because of mass losses from below the gravimeter to the atmosphere. Distribution of these gravity decreases following rain events is shown in Fig. 11 for each correction method. Again, the FSAM is the most scattered one, and therefore probably the least reliable. The LCM, however, seems to be the less scattered one. Standard deviation is approximately the same order of magnitude than the observed mean, making the retrieval of ET hardly achievable. Many outliers are present in the distributions, as well as many positive values, meaning that more effort must be put in atmospheric corrections.

However, when using an admittance of $0.22 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$, mean values of gravity decrease lead to mass losses of 8.6 mm/d for SSAM, 3.6 mm/d for FSAM, 6.4 mm/d for FDAM and 5 mm/d for LCM. These values are in the same order of magnitude as PET, known to range between 5 and 6 mm/d at the end of the dry season and 3 and 4 mm/d in the wet season, and to be roughly equal to actual ET during the wet season and immediately after rain events (Guyot et al., 2009; Robert, 2012; Richard et al., 2013). Furthermore, if a constant lateral flow is added, and using the values of 0.8–1.6 mm/d from Robert (2012), the mass losses derived from at least FDAM and LCM methods match fairly well the expected PET values.

5.2. Annual time-scale

The direct calculation method presented by Hector et al. (2013) uses either (1) nearby NP monitoring to directly evaluate total gravity changes associated to WSC, assuming this point measurement is spatially coherent, or (2) a 2D model for Magnetic Resonance Soundings water content (θ_{MRS}) derived from electrical resistivity mapping and Magnetic Resonance Soundings (MRS), from which WSC are calculated based on water table level monitoring and NP monitoring in the vadose zone, thus accounting for spatial variability of specific yield (S_y). However, in their study, Hector et al. (2013) did only use FG5 measurements 4 times a year, thus lacking continuity. Here, the same approach is undertaken, to further check the previous comparison with a higher gravity sampling rate. θ_{MRS} is known to be higher than S_y , and therefore Hector et al. (2013) derived the best scaling factor ($\alpha = S_y/\theta_{MRS} = 0.63 \pm 0.15$) by minimizing the RMSD between FG5 data and the gravity model.

Fig. 12a shows the results of the direct calculations for the gravity effect of NP-derived WSC evaluated at the SG sensor location, together with gravity residuals (both FG5 and SG data). The mask effect is slightly stronger at the SG sensor location than for the FG5 (Fig. 5 and the study of Hector et al. (2013)). The fit may

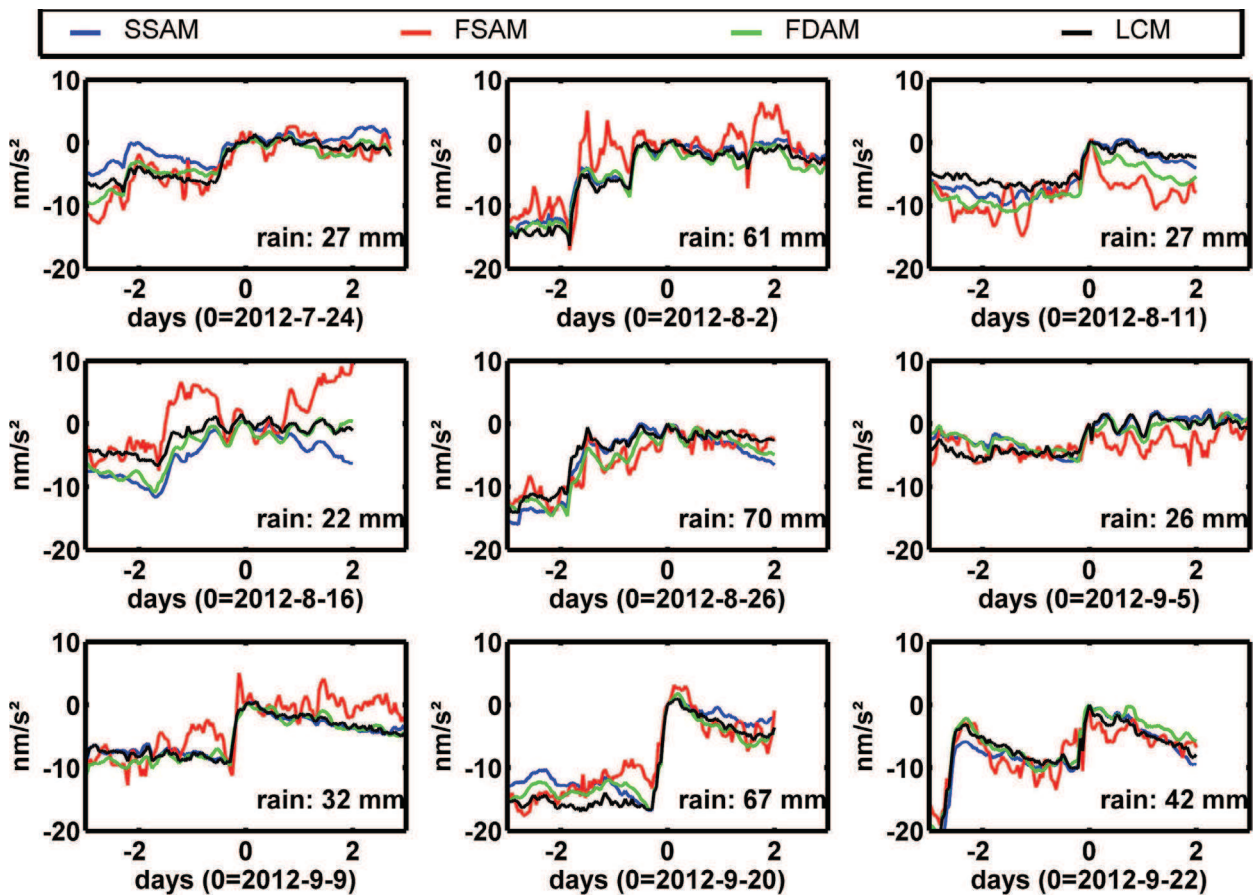


Fig. 10. Examples of gravity changes after different rain events and for different atmospheric effects-tides corrections. SSAM = simple scalar admittance method (blue); FSAM = filtered scalar admittance method (red); FDAM = frequency-dependent admittance method (green); LCM = Loading Calculation Method (black). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

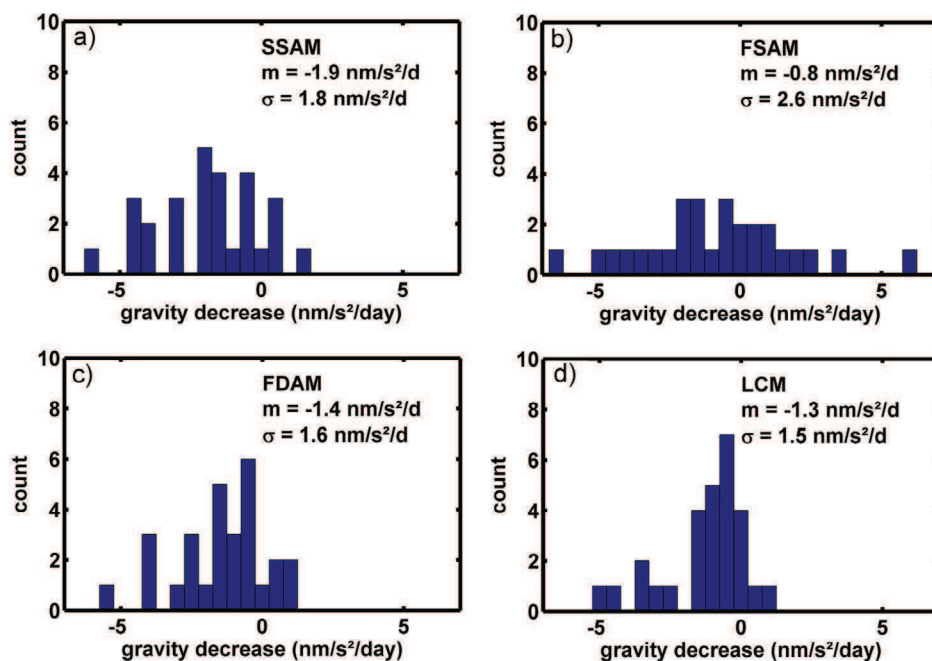


Fig. 11. Gravity decrease distributions after rain events for different atmospheric effects-tides corrections. (a) SSAM = simple scalar admittance method; (b) FSAM = filtered scalar admittance method; (c) FDAM = frequency-dependent admittance method; (d) LCM = loading calculations method.

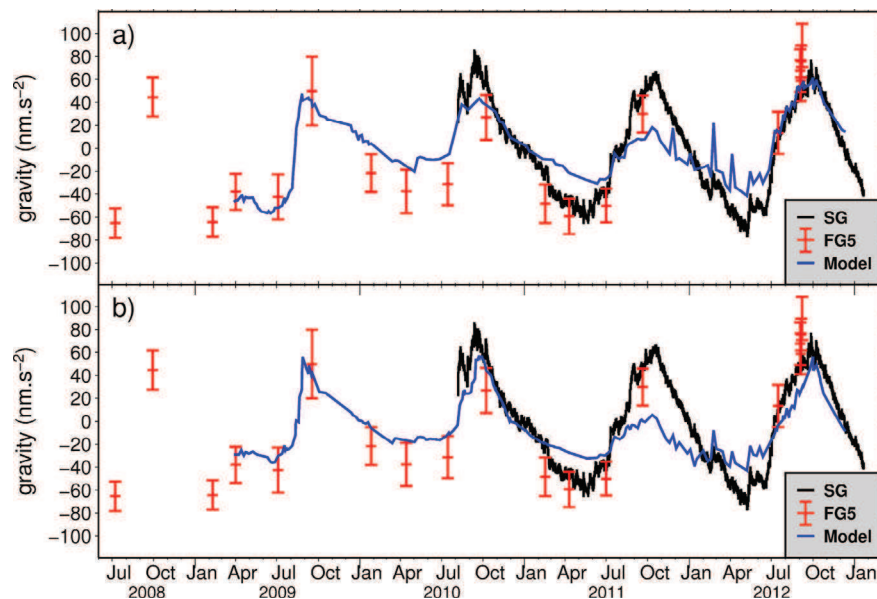


Fig. 12. Hydrological vs gravity data. (a) NP-derived WSC spread according to the topography. (b) 2D model for θ_{MRS} scaled with a factor α and WSC derived from water-table changes and NP-derived WSC in the vadoze zone.

have seemed good with respect to episodic FG5 data, yet the gravity model clearly underestimates gravity changes with respect to continuous SG data. Particularly noticeable is the bad fit for the hydrological year of 2011, where NP shows a deficit (as do all other local hydrological data) not seen in both FG5 and SG data.

Fig. 12b shows the result of the 2D model for θ_{MRS} applied at the SG sensor location. In this case, the scaling factor is a little less than for the FG5 data (0.52, for a RMSD on SG data of 31 nm/s²), while a very strong discrepancy still occurs in the hydrological year of 2011. This behavior, consistent in both FG5 and SG data remains unexplained until now and is further discussed.

6. Discussion

Hydro-gravimetry is increasing in importance, as can be seen from the success of the new generation SG, the iGravTM. Many of these instruments will be deployed in a near future to monitor WSC in specific catchments or other hydrological objects. However, despite several recent and very detailed hydro-gravity studies, no technical paper for hydro-gravity monitoring using high-accuracy SG instruments has been published so far. This is beyond the scope of the present paper, but implications on SG corrections are sought in the case of a hydrology-dedicated instrument, the Djougou SG.

Preliminary analyses of topographic effects are mandatory for deriving framework and objectives of further hydro-gravity studies. For instance, how should be interpreted a gravity increase observed on a rather steep slope? The easiest case to deal with, but also the poorest in terms of hydrological processes, is the flat terrain case, such as in Djougou. However, one should notice that even in a simple configuration like this, the gravity changes-to-WSC relationship is not straightforward and not necessarily a simple admittance. First, an admittance may change through time, for instance because of the shelter mask effect, or different water redistribution processes (for which the shelter may play different roles). Also, spatial heterogeneities of underground structures may cause different WSC distributions to produce identical gravity changes, discarding the use of admittance approaches in highly heterogeneous media (see e.g. Hector et al. (2013) for further details). Therefore, spatial variations of soil properties need to be independently analyzed by focusing on their potential effects on gravity.

Concerning the shelter, it mainly acts as a mask, and therefore as a restriction for most hydrological studies, or at least as an object to account for, which modifies water redistribution. The best way to acknowledge for any mask effect is to properly model WSC underneath the shelter, and this shall deserve some specific measurements. When setting up a new SG, one should make sure to have moisture probes or any other hydrological monitoring device underneath the shelter. This is often forgotten (as in the case of the Djougou SG), and assumptions or hypotheses are therefore needed to acknowledge for this effect. Furthermore, there is a tradeoff between instrument height and the shelter surface, and the effect of the latter can be reduced by increasing the instrument height for instance. In Djougou, the shelter diminishes at least by half the value of ET following a rain event, therefore being the main limiting factor to retrieve this key hydrological variable.

Classical corrections on SG data are now quite well known (see e.g. Hinderer et al., 2009b), but some very specific care must still be undertaken when the object of interest is hydrology. Particularly, the retrieval of long-term hydrological changes can prove to be very challenging depending on data quality, and much care should be taken when filling gaps or offsets for rainy periods. Conversely, one should proceed to these corrections with a rainfall time series alongside, to make sure no rain effects are treated as small offsets, and are removed. The iterative nature of SG data correction makes it suitable for deriving a rainfall admittance on the continuous data, and further using this value for gaps and offsets filling. When available, a calibrated hydrological model can also be used for gaps and offsets filling. Concerning the drift correction, particularly important for studying long-term hydrological changes, an *a priori* estimates of WSC can be used to infer drift parameters, as described, although this shall be less needed in the future with the new iGravTM for which preliminary results have shown a very weak drift (Warburton et al., 2010). Also, it is important that data are processed independently by several authors, so as to assess the human factor on data correction (Hinderer et al., 2002).

In the equatorial band particularly, earth tides and atmospheric effects should be analyzed together because of the special role of S1 and S2. It is shown here that for the Djougou station, the direct, physical loading calculation performs better than any empirical

admittance approach (fitted on gravity). However, discrepancies between the different atmospheric corrections studied here in terms of ET retrieval clearly exhibit their limiting role for deriving such a fundamental hydrological variable. New calculations of atmospheric loading may be worth to apply to such a goal, such as the *ATMACS* (<http://atmacs.bkg.bund.de/>) service that provides time series of atmospheric vertical mass attraction, computed from the outputs of weather models of the German Weather Service (DWD), the regional European model (COSMO-EU) and the global model GME (Klügel and Wziontek, 2009). The hydrostatic hypothesis usually applied in atmospheric effect estimates is also likely to be wrong in the case of monsoon systems such as in Djougou, particularly for short time-scale studies. This effect also deserves some proper modeling.

The retrieval of ET seems highly compromised at this site because of the shelter size/instrument height which significantly decreases the admittance, and the absence of hydrological monitoring below the shelter, which prevents the quantification of fast water redistribution processes. A rainfall admittance can be derived, which serves gap-filling procedures during raw data processing. Its value of about half the Bouguer value is due to the shelter mask effect and not to the topographic effect. The present study does not cover the possible impact of temperature changes on this admittance or other hydrological analyses. Thermal effects can make the center of mass of the atmospheric column to move up and down, leading to a time-variable attraction effect (e.g. Simon, 2002). Rain in Djougou is often associated with fast and strong temperature changes, for which the gravity effect is quite challenging to model, particularly because of its rapid time-scale. This also probably acts together with rapid vertical density changes in the atmosphere (non-hydrostatic).

The Djougou SG seems to capture seasonal WSC from its footprint area. The mean annual storage is very close to zero, as expected (Séguis et al., 2011b; Peugeot et al., 2012), and the investigation of delayed responses to climate variability (wetter or drier years) will be investigated when longer time series are available. The discrepancies with NP-derived WSC are quite significant. This may be explained by two factors: the NP calibration process, although very rigorously undertaken (see Hector et al., 2013), may have suffered from poor sample moisture retrieval when the drilling residuals were blown out from the borehole. This would result in a lower (yet non-systematic) neutron count to soil moisture ratio, and therefore smaller amplitudes for WSC, yet with appropriate dynamics. Another possible effect is the non-representativeness of NP point measurements with respect to the spatially integrating gravity signal. It is highly possible that these two factors combine to explain the observed discrepancies.

The second experiment, which uses a 2D model for θ_{MRS} and thus takes into account an estimate of spatial variability of WSC clearly points out the particular problem of the year 2011. All hydrological data show a deficit this very year (see e.g. Fig. 2), but both SG and FG5 do not. It is not yet clear what process is responsible for such discrepancy: a mis-representation of the drift is not likely because SG residuals globally match FG5 data. A measurement problem in the September 2011 FG5 data point, together with an inappropriate correction of the large July 2011 offset in SG records are also not likely. The SG recession curve at the end of 2011 suffered almost no interruptions and is therefore clearly present in the data. If the July 2011 offset was smaller, SG residuals would never match the 2012 FG5 data. Another process could be a new although shorter drifting behavior after the July 2011 offset, but again this would not match the further FG5 point and the SG residuals recession in late 2011. No explanation is found until now, and local vertical displacements will soon be analyzed using GPS time series.

7. Conclusion

WSC are known to play an important role in the West-African monsoon cycle, and also govern water resource management in the storage-poor hard rock basement context such as that of northern Benin. Yet this variable is not well constrained by classical hydrological measurements, and is often derived from budget equations, assuming other variables are known. Gravity monitoring has been deployed to fill this gap, leading to the installation of an SG observatory in Djougou. The goal of this paper was to point out some important aspects concerning SG corrections with the aim of WSC retrieval. These included: (1) the need for preliminary studies on the SG environment to derive the frame of feasibility for hydrological studies, (2) gaps and offset filling procedures during rainfall events, (3) drift corrections under strong seasonal WSC conditions, (4) atmospheric and earth-tides corrections in the equatorial band, and (5) non-local hydrology analyses. First analyses of WSC at two distinct time-scales, rapid and annual, have been realized following these considerations. Several conclusions can therefore be drawn from this first analysis of the Djougou SG records:

- Preliminary studies
 - o Local topography is relatively flat and the water admittance value ($0.45 \text{ nm/s}^2/\text{mm}$) is close to the Bouguer value, with a small footprint area ($<100 \text{ m}$), although the relationship between WSC and gravity changes may not be straightforward because of spatial heterogeneities of soil properties and the shelter masking effect.
 - o The shelter plays a significant mask effect and diminishes the rainfall admittance to half the water admittance at the SG sensor location. This effect is weaker for the higher position of the FG5 sensor location (dropping chamber). A tradeoff between shelter size and sensor location height must be found when setting up a new SG.
- Gravity corrections for hydro-gravity studies:
 - o Care must be taken when filling gaps and correcting for offsets if rain occurred during this period. Iterative corrections must be applied to fill long gaps with non-periodical effects such as rain using empirical rainfall admittance, drift or any known and significant hydrological trend.
 - o At Djougou, large gaps and offsets may have altered the retrieval of the seasonal signal.
 - o A physically based atmospheric correction (loading calculations) is definitely to be preferred to classical admittance (scalar or frequency-dependent) correction for hydro-gravity studies at Djougou, as it has been shown to reduce residuals and provide the most reliable ET estimations.
 - o Drift estimates are critical when studying inter-annual WSC, and its assessment may also involve iterative process, such as removing *a priori* WSC.
 - o Non-local hydrological effects represent about 20% of gravity residuals at Djougou, and their correction should therefore be cautiously addressed to investigate local hydrological contributions.
- WSC
 - o Rainfall admittance plots can be used to identify runoff generation. No such process is observable in Djougou, however, in accordance with hydrological observations.
 - o An accurate retrieval of ET is hardly achievable given shelter size and state-of-the-art atmospheric corrections. However, mean values retrieved from this study are in accordance with known values of potential ET and constant lateral flow.
 - o Direct comparison of gravity changes with hydrological data (NP and water table) show some discrepancies, particularly for the hydrological year of 2011, for which all hydrological data show a deficit, but SG and FG5 data do not.

All these conclusions lack a precise knowledge of water redistribution in the ground. Hydrological monitoring underneath the shelter should be planned before its setup. Hydrological modeling is needed to bring all information together in a comprehensive, physically based approach of water transfers in the ground and its surface interactions, known to play a key role in this area.

Acknowledgements

The authors would like to thank many people who helped in acquiring, maintaining and processing data and instruments in Djougou. Littel F. for the SG, Bernard J.D., Luck B., LeMoigne N., and Tahirou S. for FG5 measurements, Imorou I., Pagou E., Wubda M., Ouani T., Afouda S., for hydrological acquisition, and Ferhat G. for topographic mapping. This work was achieved within the frames of the ANR GHYRAF project and the AMMA-CATCH observation system. We would also like to thank the project partners who allowed the use of their infrastructures and provided valuable information and advices. From the Direction Générale de l'eau (DG-Eau, Cotonou): Gbodogbé J.C. and Zannou A., from the Abomey-Calavi university: Yalo N. We are grateful for the work done by anonymous reviewers, guest editor Pagiatakis S. and Panda-Hawkes R.A. for knowing much about grammatical errors from Alsatian natives.

References

- Abd El-Gelil, M., Pagiatakis, S., El-Rabbany, A., 2008. Frequency-dependent atmospheric pressure admittance of superconducting gravimeter records using least squares response method. *Phys. Earth Planet. Inter.* 170, 24–33, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.031>.
- Abe, M., Takemoto, S., Fukuda, Y., Higashi, T., Imanishi, Y., Iwano, S., Ogasawara, S., Kobayashi, Y., Dwipa, S., Kusuma, D.S., 2006. Hydrological effects on the superconducting gravimeter observation in Bandung. *J. Geodyn.* 41, 288–295, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.030>.
- AMMA-Catch, 2013. www.amma-catch.org (accessed 01.04.13).
- ATMACS, 2013. <http://atmacs.bkg.bund.de/> (accessed 10.09.13).
- Bower, D.R., Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian Absolute Gravity Site. *Phys. Earth Planet. Inter.* 106, 353–369, [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00101-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00101-5).
- Boy, J.-P., Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *J. Geodyn.* 41, 227–233, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.035>.
- Boy, J.-P., Lyard, F., 2008. High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements. *Geophys. J. Int.* 175, 35–45, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03895.x>.
- Boy, J.-P., Gegout, P., Hinderer, J., 2002. Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. *Geophys. J. Int.* 149, 534–545, <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01667.x>.
- Boy, J.-P., Longuevergne, L., Boudin, F., Jacob, T., Lyard, F., Llubes, M., Florsch, N., Esnault, M.-F., 2009. Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *J. Geodyn.* 48, 182–188, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.022>.
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing – comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1275, <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016473>.
- Chapman, D.S., Sahm, E., Gettings, P., 2008. Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: a pilot study in South Weber, Utah. *Geophysics* 73, WA83–WA93, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2992507>.
- Christiansen, L., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., Bauer-Gottwein, P., 2011a. Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: an application to alluvial aquifer storage. *Water Resour. Res.* 47, <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009859>.
- Christiansen, L., Haarder, E.B., Hansen, A.B., Looms, M.C., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., Bauer-Gottwein, P., 2011b. Calibrating vadose zone models with time-lapse gravity data. *Vadose Zone J.* 10, 1034–1044, <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2010.0127>.
- Creutzfeldt, B., Guntner, A., Klugel, T., Wziontek, H., 2008. Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany. *Geophysics* 73, WA95–WA104, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2992508>.
- Creutzfeldt, B., Ferré, T., Troch, P., Merz, B., Wziontek, H., Guntner, A., 2012a. Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes: inference from long-term terrestrial gravity measurement. *J. Geophys. Res.* 117, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016472>.
- Creutzfeldt, B., Troch, P.A., Guntner, A., Ferré, T.P.A., Graeff, T., Merz, B., 2012b. Storage–discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry. *Hydrol. Processes*, <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9689>.
- Crossley, D., Hinderer, J., 2008. The contribution of GGP superconducting gravimeters to GGOS. In: Sideris, M.G. (Ed.), *Observing our Changing Earth. International Association of Geodesy Symposia 133*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 841–852.
- Crossley, D.J., Jensen, O.G., Hinderer, J., 1995. Effective barometric admittance and gravity residuals. *Phys. Earth Planet. Inter.* 90, 221–241, [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)05086-Q](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(95)05086-Q).
- Davis, K., Li, Y., Batzle, M., 2008. Time-lapse gravity monitoring: a systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery. *Geophysics* 73, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2987376>.
- Desclotres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A., Cohard, J.M., 2011. The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin. *Near Surf. Geophys.*, <http://dx.doi.org/10.3997/1873-0604.2011003>.
- Deville, S., Jacob, T., Chéry, J., Champollion, C., 2012. On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology. *Geophys. J. Int.*, ggs007, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggs007>.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys.* 10, 761–797, <http://dx.doi.org/10.1029/RG010i003p00761>.
- Gehman, C.L., Harry, D.L., Sanford, W.E., Stednick, J.D., Beckman, N.A., 2009. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. *Water Resour. Res.* 45, 16, <http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006096>.
- Gettings, P., Chapman, D.S., Allis, R., 2008. Techniques, analysis, and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment. *Geophysics* 73, 71, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2996303>.
- Goodkind, J.M., 1986. Continuous measurement of nontidal variations of gravity. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 91, 9125–9134, <http://dx.doi.org/10.1029/JB091iB09p09125>.
- Goodkind, J.M., 1990. Gravity and hydrology at Kilauea Volcano, the Geysers and Miami. In: *Proceeding of the Workshop: Nontidal Gravity Changes Intercomparison between Absolute and Superconducting Gravimeters*, Walferdange, Luxembourg, Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, pp. 163–167.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S., Lloyd, C.R., 2009. Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *J. Hydrol.* 375, 227–240, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.027>.
- Hartmann, T., Wenzel, H.-G., 1995. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophys. Res. Lett.* 22, 3553–3556, <http://dx.doi.org/10.1029/95GL03324>.
- Hasan, S., Troch, P.A., Boll, J., Kroner, C., 2006. Modeling the hydrological effect on local gravity at Moxa, Germany. *J. Hydrometeorol.* 7, 346–354, <http://dx.doi.org/10.1175/JHM488.1>.
- Healy, R.W., Scanlon, B.R., 2010. *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, 257 pp.
- Hector, B., Seguis, L., Hinderer, J., Desclotres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. *Geophys. J. Int.* 194, 737–750, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt146>.
- Hinderer, J., Rosat, S., Crossley, D., Amalvict, M., Boy, J.-P., Gegout, P., 2002. Influence of different processing methods on the retrieval of gravity signals from GGP data. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 10653–10667.
- Hinderer, J., De Linage, C., Boy, J.P., Gegout, P., Masson, F., Rogister, Y., Amalvict, M., Pfeffer, J., Littel, F., Luck, B., 2009a. The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: description and first results. *J. Geodyn.* 48, 172–181, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.014>.
- Hinderer, J., Crossley, D., Warburton, R.J., 2009b. *Gravimetric methods – superconducting gravity meters*. In: *Geodesy: Treatise on Geophysics*, Tom Herring, pp. 65–122.
- Hinderer, J., Pfeffer, J., Boucher, M., Nahmani, S., Linage, C.D., Boy, J.-P., Genthon, P., Seguis, L., Favreau, G., Bock, O., Desclotres, M., 2012. Land water storage changes from ground and space geodesy: first results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment. *Pure Appl. Geophys.* 169, 1391–1410, <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0417-9>.
- Hinderer, J., Rosat, S., Calvo, M., Boy, J.-P., Hector, B., Riccardi, U., Séguis, L., 2014a. Preliminary results from the Superconducting Gravimeter SG-060 installed in West Africa (Djougou, Benin). In: Rizos, C., Willis, P. (Eds.), *Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 413–419.
- Hinderer, J., Hector, B., Boy, J.-P., Riccardi, U., Rosat, S., Calvo, M., Littel, F., 2014b. A search for atmospheric effects on gravity at different time and space scales. *J. Geodyn.* (in this issue).
- Howle, J.F., Phillips, S.P., Denlinger, R.P., Metzger, L.F., 2003. Determination of specific yield and water-table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997. In: *United States Geological Survey WRI – 2003-4019*.
- International Earth Rotation and Reference Systems Service, 2013. <http://www.iers.org> (accessed 10.09.13).
- Imanishi, Y., Kokubo, K., Tatehata, H., 2006. Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan. *J. Geodyn.* 41, 221–226.
- Jacob, T., (PhD thesis) 2009. *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique*. Université de Montpellier II, pp. 283.
- Jacob, T., Bayer, R., Chéry, J., Jourde, H., Moigne, N.L., Boy, J.-P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a

- karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). *J. Hydrol.* 359, 105–117, <http://dx.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 epikarst as a water storage entity. *Geophys. J. Int.* 177, 347–360, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x>.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 115, <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006616>.
- Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M., Affaton, P., 2007. Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, upper Ouémé River). *C. R. Geosci.* 339, 418–429, <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2007.04.003>.
- Kazama, T., Tamura, Y., Asari, K., Manabe, S., Okubo, S., 2012. Gravity changes associated with variations in local land-water distributions: observations and hydrological modeling at Isawa Fan, northern Japan. *Earth Planets Space* 64, 309–331, <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.11.003>.
- Kennedy, J., Ferré, T.P.A., Güntner, A., Abe, M., Creutzfeldt, B., 2014. Direct Measurement of Sub-surface Mass Change Using the Variable-Baseline Gravity Gradient Method. *Geophys. Res. Lett.*, <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL059673>.
- Klügel, T., Wziontek, H., 2009. Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models. *J. Geodyn.* 48, 204–210, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.010>.
- Kroner, C., Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory. *J. Geodyn.* 41, 268–275, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.012>.
- Lambert, A., Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements: implications for the gravitational detection of tectonic movements. *J. Geophys. Res.* 82, 297–306, <http://dx.doi.org/10.1029/JB082i002p00297>.
- Lebel, T., Cappelære, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougín, E., Peugeot, C., Séguis, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview. *J. Hydrol.* 375, 3–13, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.020>.
- 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, 302–309, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.040>.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2004.07.015>.
- Longuevergne, L., Boy, J., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., Hinderer, J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *J. Geodyn.* 48, 189–194.
- 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). *C. R. Geosci.* 344, 357–365, <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2012.06.001>.
- 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. Processes* 26, 1792–1804, <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9316>.
- Merriam, J.B., 1992. Atmospheric pressure and gravity. *Geophys. J. Int.* 109, 488–500, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00112.x>.
- Metzger, L.F., Ikehara, M.E., Howle, J.F., Works, L.A.C. (Calif) D. of P., (U.S.), G.S., Agency, A.V.-E.K.W., 2002. Vertical-deformation, water-level, microgravity, geodetic, water-chemistry, and flow-rate data collected during injection, storage, and recovery tests at Lancaster, Antelope Valley, California, September 1995 through September 1998. U.S. Geological Survey, 164 pp.
- Meurers, B., 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, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-007-0137-1>.
- Montgomery, E.L., (PhD thesis) 1971. Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. The University of Arizona.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *J. Geodesy* 82, 543–553, <http://dx.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. *Geophys. J. Int.* 182, 233–249.
- Neumeyer, J., 1995. Frequency dependent atmospheric pressure correction on gravity variations by means of cross spectral analysis. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 9212–9220.
- Peter, G., Klopping, P.G., Berstis, K.A., 1994. Observing and modelling gravity changes caused by soil moisture and ground water table variations with superconducting gravimeters in Richmond, FL, USA. In: Proc. of the Workshop: Nontidal Gravity Changes Intercomparison between Absolute and Superconducting Gravimeters, Walferdange, Luxembourg, Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, pp. 147–159.
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelære, B., Gosset, M., Meynadier, R., Séguis, L., Lebel, T., Redelsperger, J.L., 2012. Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, 55–63, <http://dx.doi.org/10.4267/2042/48133>.
- Pfeffer, J., Boucher, M., Hinderer, J., Favreau, G., Boy, J., de Linage, C., Cappelære, B., Luck, B., Oi, M., Le Moigne, N., 2011. Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger. *Geophys. J. Int.* 184, 661–672, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04894.x>.
- Pfeffer, J., Champollion, C., Favreau, G., Cappelære, B., Hinderer, J., Boucher, M., Nazoumou, Y., Oi, M., Mouyen, M., Henri, C., Le Moigne, N., Deroussi, S., Demarty, J., Boulain, N., et al., 2013. Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semi-arid Niger. *Water Resour. Res.* 49, 3276–3291, <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20235>.
- Philippon, N., Fontaine, B., 2001. The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Ann. Geophys.* 20, 575–582, <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-20-575-2002>.
- Pool, D.R., 2008. The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. *Geophysics* 73, WA49–WA59, <http://dx.doi.org/10.1190/1.2980395>.
- Pool, D.R., Eychaner, J.H., 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys. *Ground Water* 33, 425–432, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00299.x>.
- 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. In: United States Geological Survey WRI – 97-4125.
- Rabier, F., Järvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., Simmons, A., 2000. The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I: Experimental results with simplified physics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 126, 1143–1170, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49712656415>.
- Ray, R.D., Ponte, R.M., 2003. Barometric tides from ECMWF operational analyses. *Ann. Geophys.* 21, 1897–1910, <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-21-1897-2003>.
- Réseau des Bassins Versants, 2013. WordPress. <http://rnbv.ipgp.fr> (accessed 01.04.13).
- Richard, A., Galle, S., Descloitres, M., Cohard, J.-M., Vandervaere, J.-P., Séguis, L., Peugeot, C., 2013. Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 5079–5096, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-5079-2013>.
- Robert, D., (PhD thesis) 2012. Caractérisation et modélisation de la dynamique de l'évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle. Université de Grenoble, pp. 255.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalk, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 381–394, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>.
- Scanlon, B., Healy, R., Cook, P., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 347, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-002-0200-1>.
- Séguis, L., Boulain, N., Cappelære, B., Cohard, J.M., Favreau, G., Galle, S., Guyot, A., Hiernaux, P., Mougín, E., Peugeot, C., Ramier, D., Seghier, J., Timouk, F., Demarez, V., et al., 2011a. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmos. Sci. Lett.* 12, 31–37, <http://dx.doi.org/10.1002/asl.327>.
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., Van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S., Wubda, M., 2011b. Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: the Donga basin (Benin, West Africa): inter-annual variability of water budget. *J. Hydrol.* 402, 1–13, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.054>.
- Simon, D., 2002. Modelling of the field of gravity variations induced by the seasonal air mass warming during 1998–2000. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 21–36.
- Tamura, Y., 1987. A harmonic development of the tide-generating potential. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 6813–6855.
- Van Camp, M., Francis, O., 2007. Is the instrumental drift of superconducting gravimeters a linear or exponential function of time? *J. Geodesy* 81, 337–344, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0110-4>.
- Van Camp, M., Vauterin, P., 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Comput. Geosci.* 31, 631–640, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2004.11.015>.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., Van Dam, T., Dassargues, A., 2006. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *J. Geophys. Res.* 111, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004405>.
- Warburton, R.J., Goodkind, J.M., 1977. The influence of barometric pressure variations on gravity. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 48, 281–292, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1977.tb03672.x>.
- Warburton, R.J., Pillai, H., Reineman, R.C., 2010. Initial results with the new GWR iGrav superconducting gravity meter. In: International Association of Geodesy (IAG) Symposium Proceedings, Saint Petersburg, Russia.
- Wenzel, H., 1996. The Nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bull. d'Inf. Marées Terr.* 124, 9425–9439.

VII.2. EFFET ATMOSPHÉRIQUE

L'article présenté dans ce chapitre est étroitement associé à une étude concernant la correction de l'effet atmosphérique, centrée sur deux SG soumis à des conditions environnementales différentes : le SG de Nalohou, et celui de Strasbourg (Hinderer et al., 2014). L'occasion est donnée ici d'apporter quelques éléments complémentaires provenant de ce travail et concernant la correction de l'effet atmosphérique.

Une charge atmosphérique liée à la vitesse d'advection

Pour rappel, l'admittance fréquentielle est obtenue à partir des observations gravimétriques comme étant le rapport entre la gravité mesurée à la station et la pression enregistrée localement (Crossley et al., 1995). Cette admittance fréquentielle suit classiquement un comportement similaire à celui présenté en Figure VII.1.a pour Nalohou : une faible admittance, en valeur absolue, pour les basses fréquences, et qui augmente avec la fréquence. Des pics de faible admittance sont présents aux harmoniques des ondes atmosphériques S1 et S2. Ce comportement est lié à l'extension spatiale des phénomènes impliqués, agissant sur leurs contributions élastiques et newtoniennes. Aux basses fréquences, ce sont essentiellement des phénomènes cohérents sur de grandes échelles spatiales qui influenceront sur la gravité, en supposant une composante élastique forte, s'opposant à la composante newtonienne, elle-même amoindrie par le passage sous l'horizon du centre de masse de la colonne atmosphérique impliquée. Ces mêmes explications sont valables pour les harmoniques de S1 et S2, cohérents sur de grandes échelles spatiales. En revanche, à mesure que la fréquence augmente, les phénomènes atmosphériques associés sont plus locaux, avec une composante newtonienne dominante, et tendant vers la valeur nominale de Bouguer, purement newtonienne, de $-4.2 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$.

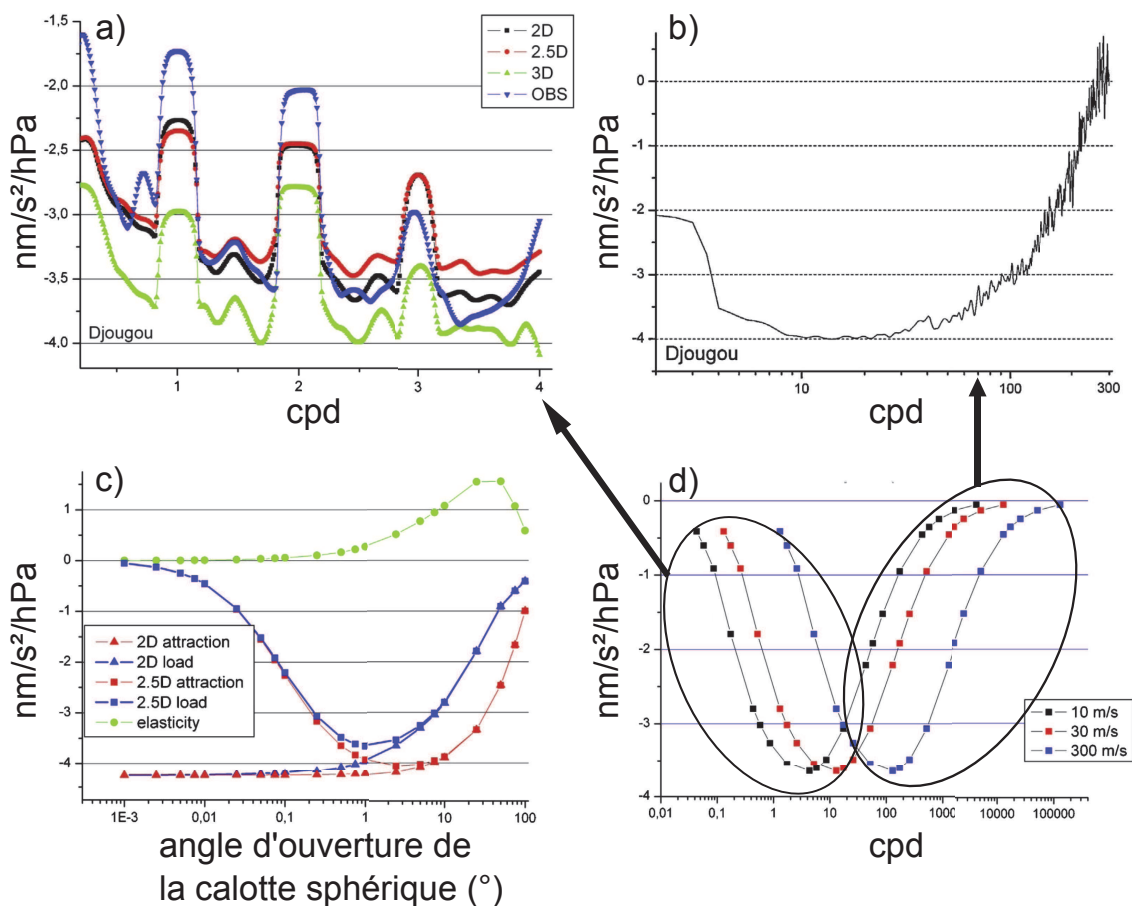


Figure VII.1: admittance barométrique et fréquences. a) admittance fréquentielle dans les basses fréquences à Nalohou. b) Admittance fréquentielle dans les hautes fréquences à Nalohou. c) modèles (statiques) de charge (2D et 2.5D) en fonction de l'extension spatiale de la charge : composantes élastiques, newtoniennes (attraction) et totales (load). d) : admittances synthétiques obtenues par application de vitesses d'advection au modèle statique de charge 2.5D.

Barometric admittance and frequencies. a) Frequency dependent admittance in the low frequencies range. b) Frequency dependent admittance in the high frequencies range. Static elastic loading models as function of load extent : elastic, newtonian and total components. d) Synthetic admittance from advection velocities applied to the static model.

La Figure VII.1.b présente la partie haute fréquence de l'admittance. Celle-ci montre une diminution (toujours en valeur absolue) de sa valeur vers les très hautes fréquences. On peut noter toutefois que ceci va de pair avec une chute de la corrélation (non montrée). Cette chute de la corrélation est suspectée d'être à l'origine de l'augmentation de la variance de l'admittance, mais pas de la forte diminution de son amplitude. L'admittance passe à 0 à proximité de 280cpd (3.2mHz, 5.15mn). Ce phénomène est la résultante de deux processus : la diminution de l'attraction newtonienne pour les phénomènes très rapides (voir paragraphe suivant), et des effets inertiels, augmentant quadratiquement avec la fréquence (Zürn and Wielandt, 2007). Zürn and Meurers, (2009) observent également un passage à 0 de l'admittance, autour de 3mHz, à l'observatoire BFO (Black Forest Observatory) et à celui de Vienne.

La vision statique d'un modèle de charge est présentée en Figure VII.1.c. Seul le modèle 2.5D, largement discuté dans ces travaux de thèse, est analysé ici, le modèle 2D présentant un défaut clair pour les petites ouvertures, pour lesquelles il est forcé à la valeur de Bouguer (pour une raison d'indétermination locale). Ce calcul est l'effet d'une augmentation unitaire de pression répartie sur une calotte sphérique d'extension variable autour de la station (axe des abscisses). Cette figure est donc le modèle statique de la réponse dynamique observée dans les Figure VII.1.a et b. Pour les très petites ouvertures, associées aux phénomènes atmosphériques rapides (Figure VII.1.b), l'admittance tend vers 0, par la diminution des masses présentes dans la colonne d'atmosphère. A mesure que cette colonne voit son rayon augmenter, l'admittance augmente, de même que la composante élastique, qui tend à s'y opposer. La composante Newtonienne atteint un pic lorsque l'ouverture est suffisamment grande pour que le centre de masse de la colonne passe sous l'horizon. Alors l'action conjointe des masses situées sous l'horizon et de la composante élastique tendent à diminuer l'admittance.

Le modèle statique et l'observation dynamique peuvent être réconciliés par un concept simple, celui de vitesse d'advection, qui traduit des mouvements latéraux des masses d'air. Le modèle statique, auquel une vitesse d'advection est appliquée, est présenté en Figure VII.1.d, et définit une admittance fréquentielle virtuelle, modèle permettant d'expliquer les comportements des admittances fréquentielles observées (Figure VII.1.a et b). Ce modèle est limité aux très hautes fréquences par l'absence du terme inertiel qui permettrait à l'admittance de changer de signe, ce qu'un simple modèle de charge ne permet pas.

Une vitesse d'advection, sous le terme vitesse de phase, a déjà pu être mentionnée par Zürn and Meurers, (2009) pour l'analyse des réponses hautes fréquences aux variations atmosphériques. Si ce modèle est relativement simple, et ne traduit pas de la complexité des mouvements atmosphériques (comme la convection e.g. Meurers, (1999), particulièrement marquée à Nalohou), il permet toutefois de rattacher qualitativement les comportements observés sur toute la gamme de fréquences.

Strasbourg – Nalohou

Les sites de Strasbourg et de Nalohou/Djougou sont le siège de processus atmosphériques distincts. De grands passages de fronts à forte amplitude en pression marquent la climatologie de Strasbourg sur des périodes supérieures au jour, tandis que le signal de pression de Nalohou est dominé par les cycles diurnes et semi-diurnes des ondes atmosphériques S1 et S2 (Ray and Ponte, 2003). Un exemple de ces comportements contrastés est présenté dans la Figure VII.2. Les phénomènes de basse fréquence sont nettement plus marqués à Strasbourg qu'à Nalohou, et réciproquement pour les phénomènes diurnes et semi-diurnes.

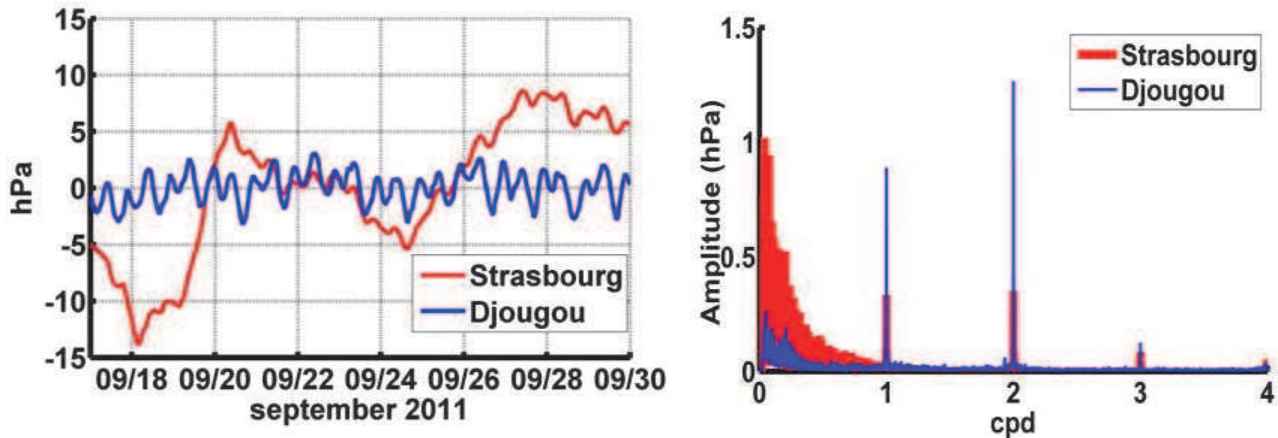


Figure VII.2: pression atmosphérique à Strasbourg et Nalohou/Djougou : séries temporelles et représentation spectrale.
Atmospheric pressure in Strasbourg and Nalohou/Djougou : time series and spectral representation.

De tels comportements distincts supposent une réponse différente en charge atmosphérique. Les admittances fréquentielles et leur évolution temporelle sont présentées dans la Figure VII.3. L'impact fort des bandes diurnes, semi-diurnes et harmoniques est plus marqué pour Nalohou que pour Strasbourg, en réponse aux observations des comportements météorologiques dominants. Une évolution temporelle et saisonnière des harmoniques diurnes est visible pour Nalohou, et dans S1 également pour Strasbourg.

Une variation saisonnière de l'admittance est observée à Nalohou, plus forte qu'à Strasbourg (Hinderer et al., 2014, fig. 8). Ceci peut être attribué à des effets thermiques saisonniers faisant osciller le centre de masse de la colonne atmosphérique (Simon, 2002). La teneur en eau précipitable de l'atmosphère pourrait également jouer un rôle et devrait faire l'objet d'investigations ultérieures, étant donnée l'importance de ce cycle en Afrique de l'Ouest.

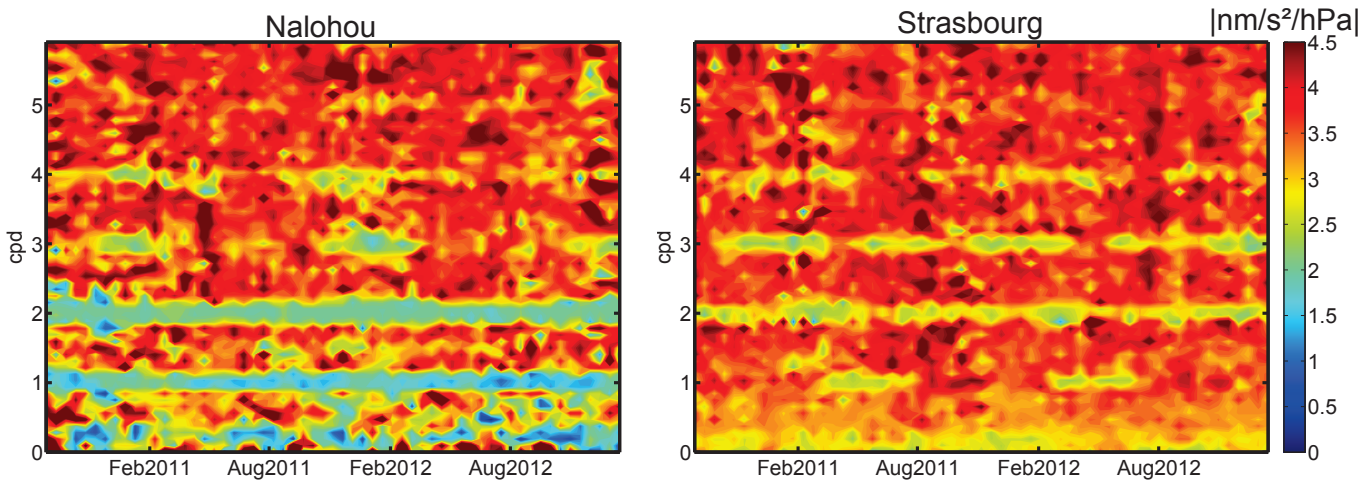


Figure VII.3: évolution temporelle de l'admittance fréquentielle pour Strasbourg et Nalohou
Time evolution of frequency dependent admittance for Strasbourg and Nalohou.

VII.3. UNE CALIBRATION PROBLÉMATIQUE DE LA SONDE À NEUTRONS

Constats

Un désaccord dans les amplitudes saisonnières du stock d'eau mesuré par sonde à neutrons (sous-estimé) et par gravimétrie (surestimé) a pu être identifié. Si l'origine en est une déficience du procédé de calibration, c'est la pente de la relation linéaire de calibration (relation entre la teneur en eau mesurée lors du forage et le rapport de comptage neutronique - CR - pour « counting rates »), au moins, qui est en cause, car seule responsable de l'amplitude saisonnière du signal.

La comparaison des densités mesurées d'une part par Robert (2012) lors de prélèvements d'échantillons

sur le terrain (par cylindres de densité, voir partie suivante), et d'autre part à l'aide de la sonde gamma, montrent également un désaccord (Tableau VII.1). Les densités gamma sont systématiquement sous-estimées sous 0.5m de profondeur. En faisant l'hypothèse, forte, que le rapport des moyennes sur la tranche 0.5-2m reste valable en profondeur, un facteur correctif de 1.17 est systématiquement appliqué aux densités gamma sous 0.5m.

Densités	$\mu(0-0.5m)$	$\sigma(0-0.5m)$	n(0-0.5m)	$\mu(0.5-2m)$	$\sigma(0.5-2m)$	n(0.5-2m)	Robert/ gamma
(Robert, 2012)	1.51	0.12	38	1.66	0.13	63	1.66/1.42=1.17
gamma	1.54	0.19	44	1.42	0.13	154	

Tableau VII.1: comparaison des densités mesurées par sonde gamma et par prélèvements sur le terrain pour différentes tranches de profondeur. μ = moyenne; σ = écarts-types ; n = nombre d'échantillons.

Comparing different densities from gamma probe measurements and field samples for several depths. μ = mean; σ = standard deviation ; n = samples number.

Les porosités déduites des densités de la sonde gamma, en faisant l'hypothèse d'une densité matricielle de 2.65, peuvent être comparées aux teneurs en eau mesurées par SAN dans les zones saturées (identifiées par rapport à la piézométrie). La Figure VII.4 présente ces résultats et montre que la teneur en eau à saturation mesurée par SAN est systématiquement plus faible que la porosité obtenue à partir de la mesure gamma. La classe «sol» n'est pas disponible car on ne dispose d'aucun échantillon saturé. Toutes catégories confondues, la droite de régression (rose), approche la droite $y=x$, à un offset (biais) près, de 0.2 ($r^2=0.76$), suggérant 1) soit une mauvaise estimation (surestimation) de la porosité par la méthode gamma, malgré la correction préalable appliquée à partir des mesures de terrain, 2) soit une mauvaise calibration de la SAN (de l'ordonnée à l'origine essentiellement), soit bien sûr une conjonction de ces deux effets. Cette figure montre toutefois que l'ensemble des points s'alignent sur une droite, qui plus est avec une pente proche de 1, suggérant la linéarité de la relation porosité SAN – porosité gamma, indépendamment du type de matériel.

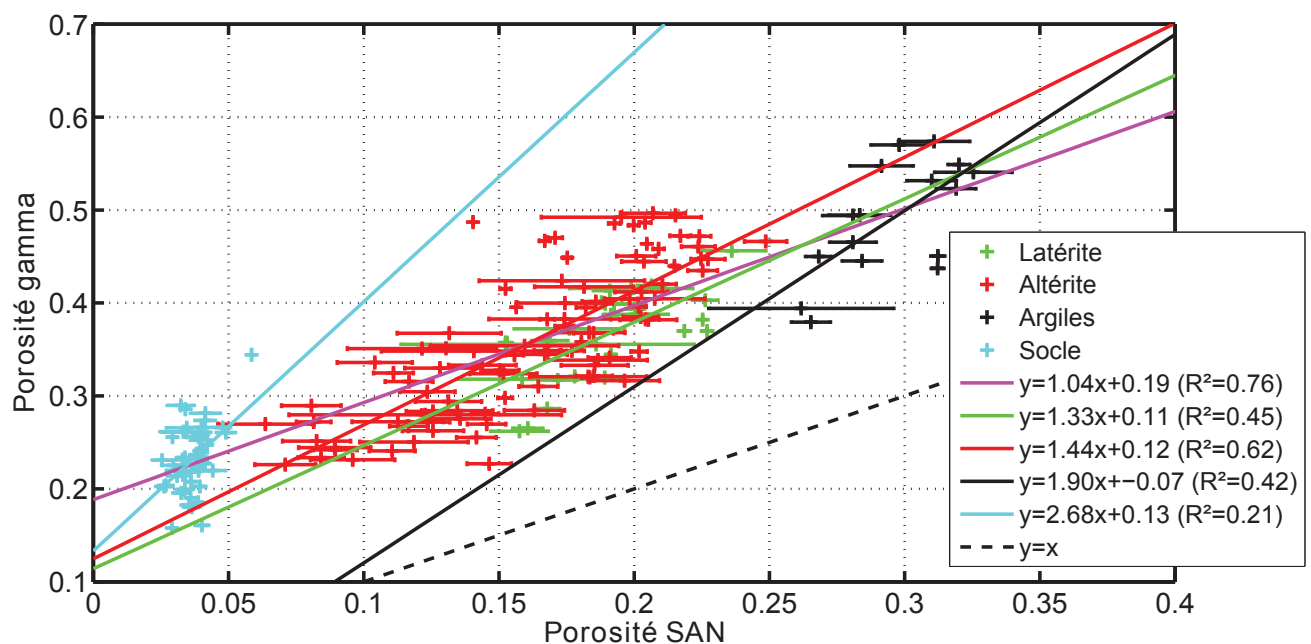


Figure VII.4: comparaison des porosités issues de la mesure par sonde gamma et par sonde à neutrons (SAN) pour différentes classes de sol. La droite de régression rose est obtenue à partir de l'ensemble des couples.

Comparison between gamma- and neutron-probe (SAN) derived porosities for different soil classes. Pink regression line is obtained from all couples.

Les données d'humidité obtenues par sondes TDR au site NAH (avec un étalonnage usine) montrent des teneurs en eau à saturation (dans la nappe perchée) de l'ordre de 0.35, contre des valeurs maximales à 0.25 pour la mesure SAN (Figure VII.4). De manière générale, les teneurs en eau observées par TDR sont plus fortes que celles déduites de la mesure SAN (Figure VII.5). Ce constat est principalement valable pour les horizons les plus profonds.

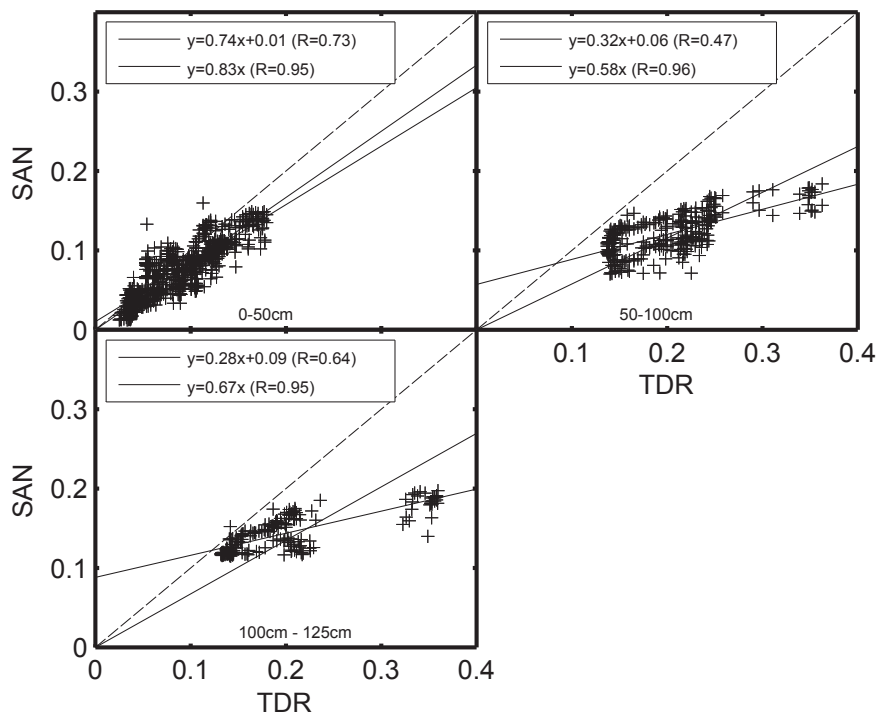


Figure VII.5: comparaison des teneurs en eau par sonde à neutrons (SAN) et TDR aux sites NAH et NAM, pour différentes classes de sol. Deux types de régressions sont calculées : à deux paramètres ou un seul (pente).

Comparison between neutron probe (SAN) and TDR-derived soil moistures at the NAH site for different soil classes.

De plus, les pentes de calibration obtenues (Hector et al., 2013), de l'ordre de 0.3, sont faibles, au regard de pentes de calibration disponibles dans la littérature (e.g. Parate et al., (2011), qui présentent des pentes proches de 1). De récentes calibrations dans des forages de la zone, par prélèvement à la tarière ont donné une pente de 0.74 (L. Séguis, *comm. pers.*).

Identification du problème

Il semble donc indéniable que la mesure SAN puisse être remise en cause. De plus, si la gamme de CR explorée dans les sondages semble réaliste, et comprend une grande plage de valeurs, c'est bien la calibration qui semble faire défaut, donc les teneurs en eau mesurées sur le terrain lors des forages. Lors de ces forages (Hector, 2011), les résidus (broyés par le marteau fond de trou), sont expulsés à la surface sous l'effet de l'air comprimé. Immédiatement après, ils sont échantillonnés, pesés, puis ultérieurement séchés en étuve et pesés à nouveau, pour obtention de la teneur en eau massique. L'hypothèse avancée ici est celle d'un assèchement des échantillons lors de leur extraction par l'air comprimé.

Tentatives de correction

La Figure VII.6 présente la relation entre les rapports de comptage (CR) en milieux saturés, identifiés par piézométrie, et les porosités obtenues par sonde gamma pour l'ensemble des milieux disponibles. La régression sur l'ensemble des points donne un coefficient de détermination acceptable ($r^2=0.67$), mais une pente bien plus faible que 1 (courbe rose). Cependant, les pentes de calibration étant en moyenne à 0.35 (Hector et al., 2013), l'application d'une telle correction sur les droites d'étalonnage devrait suffire à produire des variations saisonnières de stock en accord (en moyenne) avec la gravimétrie.

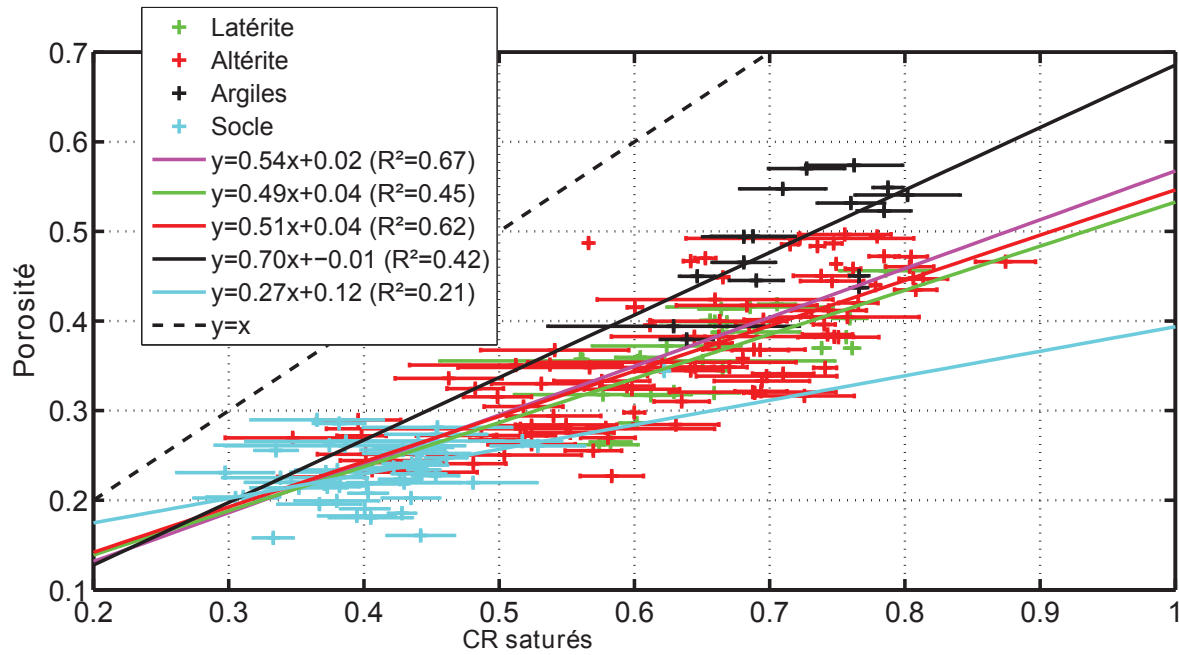


Figure VII.6: porosités issues de la mesure par sonde gamma et rapports de comptages (CR) par sonde à neutron en milieux saturés pour différentes classes de sol. La droite de régression rose est obtenue à partir de l'ensemble des couples.

Gamma probe-derived porosities and neutron probe counting rates for different soil classes. Pink regression line is obtained from all couples.

Cette approche pour reprendre les courbes de calibration est sévèrement critiquable par le fait qu'elle n'utilise que les points saturés, et ne peut donc traduire le comportement de la SAN en milieu non saturé. De plus, les coefficients de détermination pour les couches prises une à une ne sont pas très performants, et ne justifient plus la catégorisation préalable, il faudrait alors prendre une seule et même droite d'étalonnage pour l'ensemble des points, ce qui paraît irréaliste, au regard de l'hétérogénéité du milieu.

La comparaison avec les mesures TDR des sites NAH et NAM (voir partie suivante pour les séries temporelles), pourrait également permettre de reprendre cette calibration. La Figure VII.7 présente une telle tentative. Bien que les coefficients de détermination soient relativement bons, couche par couche, il n'y a pas d'organisation visible selon les classifications faites à l'amont (sol, latérite, altérite,...), ce qui limite la possibilité de définir des facteurs correctifs couche par couche. Les classes argile et socle ne sont d'ailleurs pas présentes à NAH. Ceci peut être une illustration de l'hétérogénéité du milieu, limitant la classification générale en cinq unités de sol. Les différences peuvent également être dues aux étalonnages usines des sondes TDR. Les sondes TDR sont localisées à plus de 10m du tube d'accès pour la SAN, ce qui peut également être à l'origine des différences observées. Il est possible, de plus, qu'il n'y ait pas de nappe perchée au niveau des SAN.

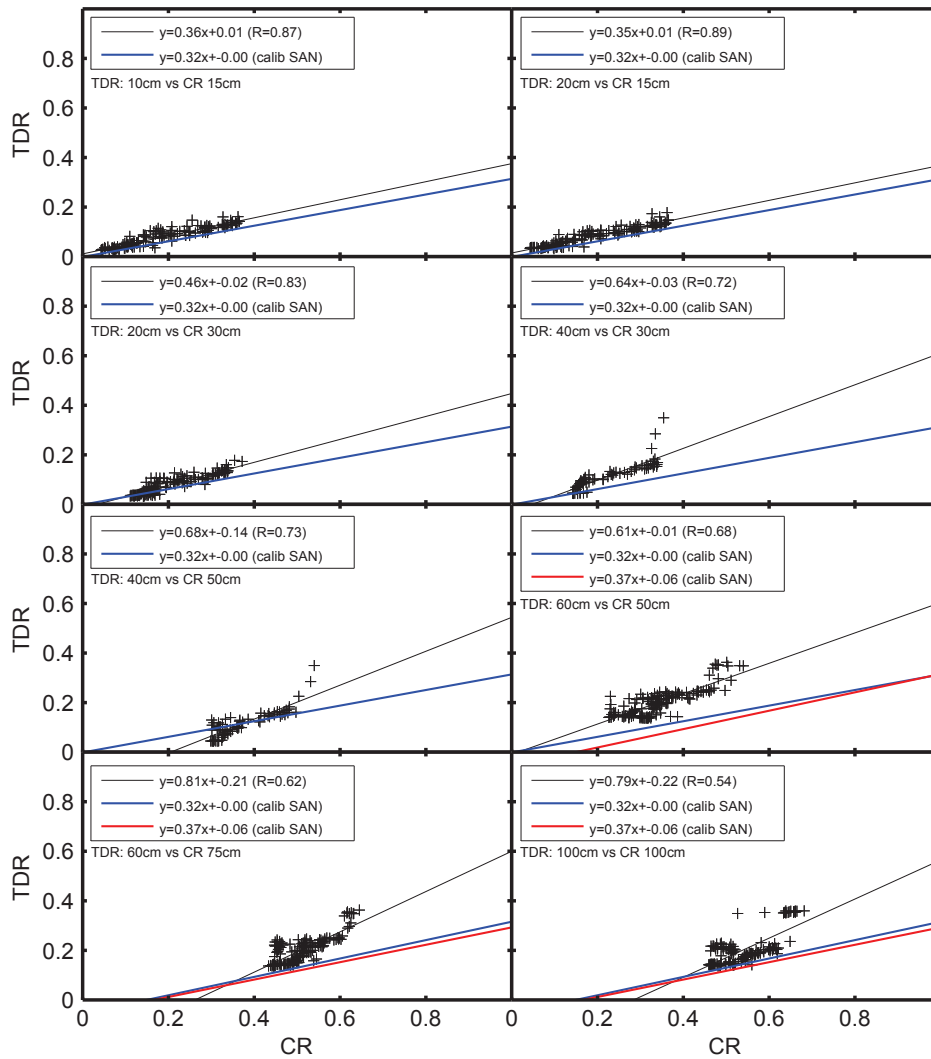


Figure VII.7: teneurs en eau mesurées par TDR et rapports de comptage (CR) de sonde à neutrons pour le site NAH, et pour différentes profondeurs. Les droites bleues et rouges sont les droites de calibration de la sonde à neutrons.

TDR derived water contents and neutron probe (SAN) counting rates for the NAH site and for different depths. Blue and red lines are neutron probe calibration equations.

Si le constat d'un défaut de calibration de sonde à neutrons est avéré, aucune méthode n'a pu être identifiée pour la correction de ce défaut. De plus, il est délicat, du fait de la cause à l'origine du défaut (assèchement des échantillons lors de leur extraction), de connaître l'impact réel sur la distribution des teneurs en eau de calibration.

Propositions ultérieures :

Quelques expériences pourraient apporter des éléments de solution :

En faisant quelques forages peu profonds (50cm), et en opérant une calibration classique, l'impact d'un tel protocole pourrait faire l'objet d'une évaluation par comparaison avec des échantillons prélevés manuellement dans une fosse à proximité. La pente de la relation de calibration (critique pour la comparaison avec la gravimétrie), peut également être déterminée pour les horizons superficiels par une expérience d'infiltration de lame d'eau à la surface (e.g. AIEA, 2003).

En l'absence d'une correction rigoureuse, les séries temporelles de CR peuvent tout de même être utilisées dans des études de corrélation, grâce au contenu en dynamique temporelle qu'elles contiennent.

VII.4. LES VARIATIONS DE STOCK AUX ÉCHELLES SUPÉRIEURES

La Figure VII.8 présente les données de gravimétrie de Nalohou, ainsi qu'une solution par mascon (concentration de masses) de données satellitaires GRACE (Luthcke et al., 2013), et les sorties du modèle hydrologique global GLDAS/Noah (Rodell et al., 2004).

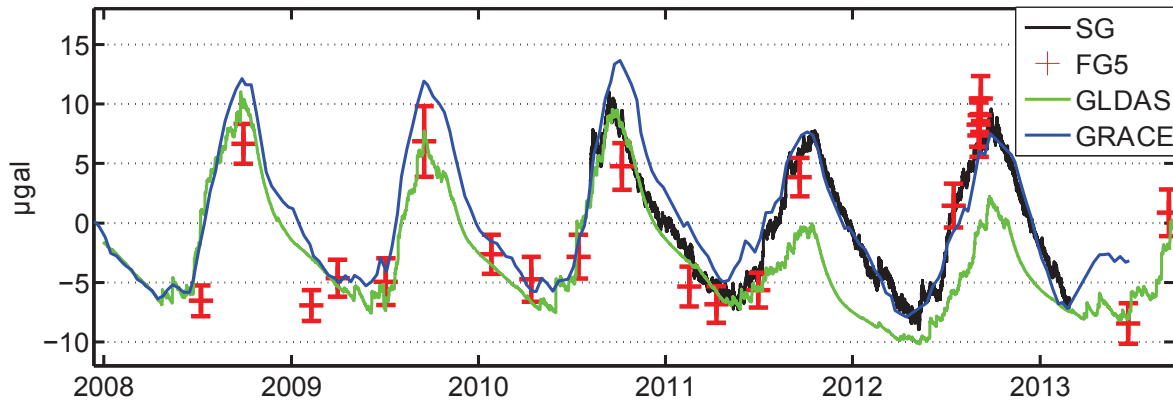


Figure VII.8: gravimétrie-sol (SG, FG5), satellite (solution mascon GRACE) et modèle hydrologique global (GLDAS/Noah)
Ground-based gravity (SG, FG5), satellite (GRACE mascon solution) and global hydrological model (GLDAS/Noah).

L'accord entre les séries gravimétriques est particulièrement frappant. Cependant, les données hydrologiques locales (figure 2, Hector et al., 2014) n'expliquent pas le faible contraste 2010-2011-2012 observé au sol en gravimétrie. La correction de dérive du SG peut être remise en question au regard de ces données.

Le modèle hydrologique global semble peu performant au regard des observations GRACE. Ce désaccord doit faire l'objet d'une investigation, d'autant que l'un des objectifs de la mission GRACE était d'améliorer de tels modèles. On peut noter toutefois la différence de représentativité spatiale : si le modèle GLDAS est défini à 0.25° (27km), la mesure GRACE englobe une empreinte totale d'environ 400km. Il faudrait donc étudier si les écarts GRACE – GLDAS sont dus à des effets d'échelles dans les distributions de précipitations, ou s'il s'agit réellement de déficiences du modèle.

L'accord entre les données de GRACE et les mesures au sol suppose une attention particulière, car il s'agit de l'une des raisons originales du développement du projet GHYRAF (Hinderer et al., 2009, 2012). L'un des objectifs de ce projet était de proposer une validation-sol des mesures GRACE. A propos de cette démarche, un débat actuel concerne la pertinence des comparaisons sol-satellite du fait des fortes différences d'échelles spatiales (Van Camp et al., 2014). Les données acquises dans cette partie du monde où la mousson ouest-africaine suppose une forte cohérence spatiale des variations de stock d'eau (e.g. Meynadier et al., 2010; Peugeot et al., 2012) permettent d'appuyer la pertinence de telles démarches.

VII.5. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Les gravimètres supraconducteurs sont des instruments extrêmement sensibles, permettant d'accéder à des variations de stockage de quelques millimètres. Un développement rapide de nouveaux instruments de ce type, dédiés à l'hydrologie, est en cours (cas des *iGrav*TM, Warburton et al., 2010). En France, ils seront notamment sollicités pour l'équipement de bassins-versants spécifiques (Equipex Critex). La mise en place de ces instruments, couteux et peu mobilisables, doit nécessairement s'accompagner d'études complètes de sensibilités afin de définir au cas par cas les sites d'installation et les apports potentiels pour l'hydrologie. Ces études de sensibilités concernent principalement deux aspects : 1) la capacité à obtenir des résidus gravimétriques uniquement liés à l'hydrologie, donc la pertinence des corrections d'autres effets agissant sur le champ de pesanteur (marées terrestres, océaniques, atmosphère, géodynamique, phénomènes locaux...). 2) la capacité à mesurer l'objet hydrologique cible, en fonction de l'environnement direct du gravimètre (topographie, masques des bâtiments) et des processus hydrologiques à signature gravimétrique spécifique.

A Nalohou, de telles analyses ont pu être développées, a posteriori, et ont pu montrer l'impact limité de la topographie, permettant une zone d'intégration du signal gravimétrique relativement petite (<100m). La relation stock-gravité, si les redistributions locales sont négligées, peut être considérée linéaire et proche de la relation de Bouguer ($0.42\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$) sur des échelles de temps saisonnières, pour lesquelles le masque du bâtiment joue un rôle limité. Aux fréquences rapides (e.g. journalières), l'infiltration pouvant être limitée aux premiers mètres de sol, le masque du bâtiment joue un rôle significatif dans la capacité à obtenir les stocks d'eau. Par exemple, l'admittance pluie-gravité (*i.e.* le rapport variation de gravité – précipitations), est de $0.22\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. Ce même effet, diminuant donc l'impact en gravité des variations de stock proches de la surface, prévient également la possibilité de mesurer le flux d'évapotranspiration. Taille de bâtiments et hauteurs instrumentales jouent un rôle important dans la capacité des gravimètres à la mesure des flux locaux. Ces effets doivent donc être analysés, et optimisés au préalable de l'installation de tels appareils.

Le principal effet limitant l'obtention de résidus « propres » pour l'hydrologie provient de l'atmosphère, par les bandes de fréquences similaires où agissent ces deux processus. A Nalohou, si l'intérêt d'une correction à base physique de ce phénomène a pu être montré, son impact sur la capacité à l'obtention du flux d'évapotranspiration a également pu être mis en évidence, suggérant un besoin d'approfondissement de ces phénomènes, particulièrement dans la bande diurne.

La capacité de mesure du stock est également limitée par des considérations plus instrumentales. A Nalohou, de nombreuses coupures, à l'origine de sauts, trous et impulsions dans les données, perturbent le signal du gravimètre supraconducteur. Ces perturbations doivent être corrigées avec attention lorsqu'un signal hydrologique est présent (e.g. précipitations survenant lors d'orages à l'origine des problèmes instrumentaux). Cette étape pourrait bénéficier largement d'un modèle hydrologique calibré. La dérive instrumentale est également critique, et limite fortement la mesure hydrologique dans les premiers mois suivant l'installation du gravimètre, ou une perturbation majeure, par le caractère exponentiel de la dérive. Cette dérive doit être évaluée par une analyse a priori des variations de stock d'eau agissant aux mêmes périodes (interannuelles), ce qui constitue une limite forte pour l'hydrologie lorsque la série gravimétrique disponible est courte (quelques années). Autant que possible, les mesures doivent être associées à un contrôle par gravimétrie absolue.

A Nalohou, les résidus de gravité des gravimètres absolu et supraconducteur montrent un comportement similaire, en accord avec les mesures hydrologiques, à l'exception de l'année déficitaire 2011. Pour cette année, la plupart des données hydrologiques de la zone montrent un déficit, très largement limité dans les séries gravimétriques. Aucune explication (mouvement verticaux locaux, processus hydrologiques spécifiques, lacunes de traitements) n'a pu être trouvée jusqu'à présent. De plus, les amplitudes saisonnières mesurées par sonde à neutrons sous-estiment nettement celles vues par gravimétrie. La cause d'un tel constat est due à un défaut dans le protocole de calibration de la sonde à neutrons.

La gravimétrie-sol de Nalohou montre un accord exemplaire avec la solution par concentration de masses de GRACE (empreinte de $\sim 400\text{km}$), ce qui est étonnant au regard de l'année 2011 notamment. L'accord peut donc être le fruit d'un hasard.

Superconducting gravimeters are extremely sensitive instruments, allowing for water storage changes retrieval down to a few millimeters. New instruments of this kind, and dedicated to hydrological studies, are undergoing a rapid development (iGrav™, Warburton et al., (2010)). In France, they will be deployed for catchment studies (Critex program). Setting up such costly and hardly moveable instruments implies complete preliminary sensitivity studies to define on case by case basis installation locations with respect to hydrological goals. These sensitivity analyses mainly concern two aspects: 1) the ability to obtain gravity residuals linked to hydrology only (hence the relevance of other corrections such as tides, atmosphere, local effects...). 2) the ability to actually measure the hydrological target, as a function of the direct gravimeter environment (topography, shelter mask), and prevailing hydrological processes with specific gravity signatures.

In Nalohou, such analyses have been developed a posteriori and could show the limited impact of topography, allowing for a relatively small gravity footprint (<100m). Storage-gravity relationships, if local redistributions can be neglected, may be considered linear and close to the Bouguer effect ($0.42\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$) on seasonal time scales, for which the shelter mask plays a limited role. For rapid (e.g. daily) frequencies, infiltration may be limited to the first layers of soil and shelter mask is therefore important for the retrieval of actual storage changes. Rainfall-gravity admittance (i.e. the gravity changes-precipitation ratio) is $0.22\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. This effect diminishes the gravity impact of shallow water storage changes, and also prevents the retrieval of evapotranspiration fluxes. Shelter size and instrument heights are therefore important in the ability of gravimeters to actually measure local fluxes. These effects must be analyzed and optimized prior to the installation of superconducting gravimeters.

The main effect which prevents "clean" residuals retrieval for hydrology comes from the atmosphere, because acting at similar frequency bands than hydrology. In Nalohou, while a physically-based correction is preferable, its impact on the ability for evapotranspiration flux retrieval has been enlightened, suggesting a more general need to develop new corrections of such phenomenon, particularly in the diurnal band.

The ability for storage changes measurements is also limited by instrumental considerations. In Nalohou, frequent power failures generate gaps, offsets and spikes in the data, which perturb the signal. Such perturbations must be corrected with care when a hydrological signal is present (i.e. precipitations occurring during a storm that created instrument perturbation). This step could imply to use a calibrated hydrological model. Instrumental drift is also critical, and an initial exponential behavior strongly limits the retrieval of hydrological information the first months following a gravimeter set up, or a major perturbation. The drift must be evaluated by an a priori analysis of water storage variations acting at the same periods (interannual), which constitute an important limitation for hydrology when the available gravity time series is short (a few years). This calls for a joint use of absolute gravimeters when possible.

In Nalohou, gravity residuals from absolute and superconducting gravimeters show a similar behavior, in agreement with hydrological measurements, except for the deficit 2011 year. For this very year, hydrological data show a deficit, not much seen in gravity data. No explanation (vertical motion, specific hydrological processes, processing failures) has been found up to now. Furthermore, seasonal amplitudes measured by neutron probe significantly underestimate those seen by gravimetry. This is likely due to a neutron probe calibration problem.

Ground-based gravimetry in Nalohou shows a fair agreement with mass concentration GRACE solution (~400km footprint), which is surprising particularly with respect to the 2011 year. The agreement may be due to chance.

SYNTHÈSE PARTIELLE

L'analyse gravimétrique pour l'hydrologie suppose une part importante dédiée au traitement des données, et à la sensibilité des instruments aux processus hydrologiques locaux. De telles considérations ont pu être développées dans le cadre de l'analyse des gravimètres supraconducteur et absolu de Nalohou. La topographie relativement plane du site simplifie d'une part les transferts d'eau dans le sol, et d'autre part l'interprétation des résidus gravimétriques imputables à l'hydrologie. En revanche, le masque du bâtiment entraîne une réponse variable selon la dynamique des processus impliqués, en fonction de leur profondeur. Particulièrement, la mesure du flux d'évapotranspiration est limitée à Nalohou par l'action conjointe de la taille du bâtiment et de la faible hauteur instrumentale. Pour autant, la bande saisonnière semble moins affectée par de tels effets, du fait de l'homogénéisation en profondeur des variations de stock d'eau, et de l'effet atténué du masque lorsque les sources du signal sont plus profondes. La mesure des variations saisonnières de stock par gravimètre supraconducteur est en revanche contrainte par la nécessité d'une évaluation rigoureuse d'une part de la dérive instrumentale, et d'autre part, des sauts et trous largement présents dans les données. Pour ce faire, un contrôle à long terme par mesures répétées d'un gravimètre absolu est indispensable.

L'accord avec les données hydrologiques locales souffre de quelques défauts : l'amplitude saisonnière de la mesure des variations de stock par sonde à neutrons sous-estime l'amplitude déduite des mesures gravimétriques. Cette différence est attribuée à une limite dans le protocole de calibration de la sonde à neutrons. En revanche, un désaccord entre, d'une part, le suivi gravimétrique par FG5 et SG et, d'autre part, la plupart des observations hydrologiques locales, est constaté pour l'amplitude de l'année déficitaire 2011. La mesure gravimétrique semble peu perturbée par ce déficit hydrique, sans qu'aucune explication au phénomène n'ait pu être trouvée jusqu'à présent.

L'analyse jointe des données gravimétriques, hydrologiques et de prospection géophysique a permis, à partir d'une distribution spatiale de teneurs en eau RMP, d'obtenir une loi de mise à l'échelle de ce paramètre pour l'obtention de la porosité de drainage, paramètre clé de la gestion de la ressource en eau souterraine.

Gravimetric analyses for hydrology suppose an important part dedicated to data processing, and to estimating instruments sensitivity to local hydrological processes. Such considerations have been developed in the frame of the superconducting and absolute gravimeters analyses of Nalohou. The relatively flat topography simplifies on the one side water transfers in the ground and on the other side gravity residuals attributed to hydrology. However, the shelter mask leads to a variable response depending on processes depths. Particularly, the evapotranspiration flux measurement is limited in Nalohou by the joint effect of the shelter size and the instrument height. The seasonal band seems less affected by such effects, due to the higher depth occurrence of water storage changes, limiting the mask effect, and due to homogenisation of water storage changes. The measurement of seasonal water storage changes by a superconducting gravimeter is constrained by the need for a relevant drift estimates and gaps and offsets present in the data. A long term control by absolute measurements is therefore required.

The comparison with local hydrological data shows some discrepancies: the seasonal amplitude of water storage changes measurements by neutron probe underestimates the amplitude from gravity measurements. This is attributed to neutron probe calibration defaults. Also, a behavioral discrepancy between, on the one side, FG5 and SG monitoring and, on the other side, local hydrological observations, is identified for the deficit year 2011. Gravity measurements seem only marginally affected by such deficit, while no explanation could be found.

Joint analyses of near-surface geophysical prospection, gravity and hydrological data allowed to derive, from a spatially distributed MRS water content, a scaling law for such parameter in order to obtain the specific yield, which is a key parameter for groundwater resource management.

PARTIE III

ANALYSE DU COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE DE LA PARCELLE

Cette partie vise à établir une synthèse des connaissances à l'échelle de la parcelle. la gravimétrie sera questionnée sur ses possibilités à contribuer à un tel objectif. Comment la connaissance des variations de stocks d'eau, en moyennes annuelles quasi-nulles, permet de contraindre les termes du bilan hydrologique ?

Une première étape, faisant l'objet d'un chapitre, concerne la caractérisation hydrologique et lithologique du sous-sol. Dans un second chapitre, la distribution spatiale des variations saisonnières de stock à l'échelle de la parcelle est obtenue par suivi micro-gravimétrique, et analysée en regard des observations faites au chapitre précédent. Finalement, quatre modèles sont testés sur leur capacité à simuler les variations de stocks. Un modèle empirique, un modèle conceptuel à réservoirs, et deux modèles à base physique, en une dimension (1D) et trois dimensions (3D). Cette démarche est entreprise avec l'objectif de caractériser l'état des connaissances acquises à cette échelle, et les verrous qui subsistent dans la représentation des processus. Les cibles visées sont d'une part la parcelle en tant qu'entité homogène au premier ordre, et d'autre part ses mécanismes de redistribution interne.

The main objective of this section is to build a synthesis of current knowledge at the Nalohou uphill plot scale. Gravity data will be tested against its ability to constrain the components of the hydrological budget, even though if water storage variations are close to zero in yearly averages.

A first chapter is dedicated to hydrological and lithological characterization, and is aimed at deriving a relevant conceptual model of the ground. In a second chapter, spatial distribution of seasonal water storage changes at the plot scale are derived from micro-gravity data, and analyzed with respect to lithological knowledge as described in the first chapter. Eventually, four hydrological models are applied, and evaluated against their ability to simulate water storage changes. An empirical model, a two reservoir conceptual model and two physically-based models, in one and three dimensions. This task is undertaken with an objective of statement of prevailing hydrological processes occurring at this scale, and identification of current limitations in the processes representation. Targets of the modeling scheme are on the one side the plot scale as a first-order homogeneous unit, and on the other side, internal redistribution processes.

CHAPITRE VIII

PROSPECTION DES PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOUS- SOL

Ce chapitre vise à synthétiser les connaissances acquises à l'échelle de la parcelle par les méthodes géophysiques et les mesures hydrologiques pour la production d'un modèle lithologique simplifié auquel des comportements types et des propriétés hydrodynamiques sont attribués.

VIII.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Une série de forages a été réalisée pour le suivi hydrologique à proximité du gravimètre (rapport de mission Hector, 2011). Ces forages étaient destinés à documenter les zones lithologiques distinguées par cartographie électrique (voir Partie I, et Figure VIII.1). A chaque site identifié, un piézomètre et un tube d'accès pour sonde à neutrons ont été installés (Figure VIII.1). L'analyse des débris de forage, ainsi que de la dynamique des comptages neutroniques, permet d'identifier des horizons lithologiques particuliers.

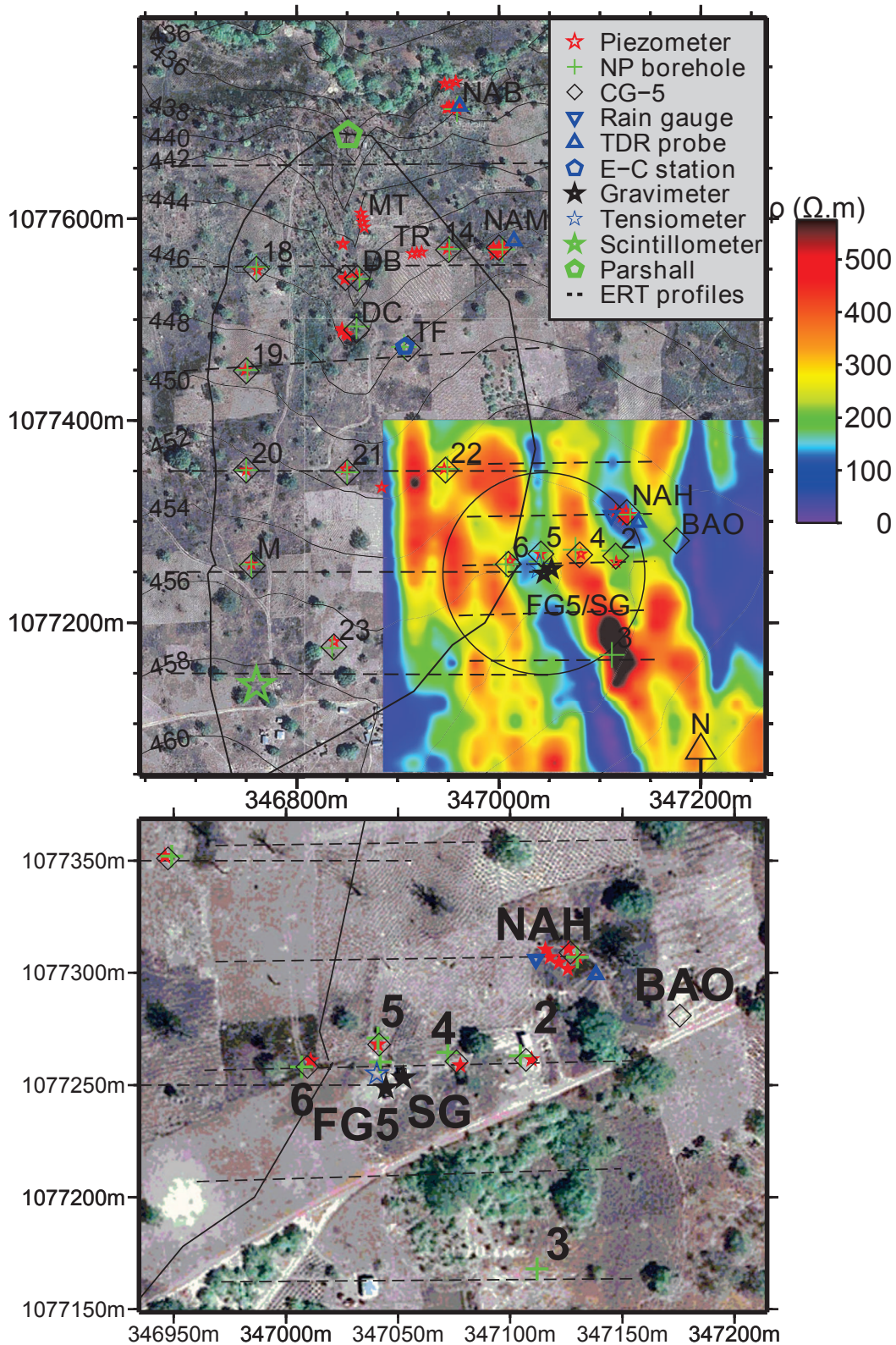


Figure VIII.1: position des instruments et carte de résistivité électrique apparente (trainé Schlumberger).
Instruments location and apparent resistivity map (Schlumberger array profiling).

La Figure VIII.1 présente également les instruments propres à l'observatoire AMMA-CATCH. Des sondes

d'humidité TDR et de succion (Watermarks) sont disponibles sur le site NAH et les données permettent une analyse des comportements hydrologiques pour les horizons les plus superficiels ($\leq 3\text{m}$). De plus, des sondes tensiométriques à proximité directe des gravimètres échantillonnent le comportement de la zone non-saturée jusqu'à 5m de profondeur.

Des profils de résistivité électrique sont mis en place pour la délimitation des unités lithologiques (« ERT profiles », Figure VIII.1). L'analyse de ces données servira à identifier les géométries du sous-sol, dans un objectif de modélisation, et à discuter leur gamme de variations probables des propriétés hydrodynamiques. Dans un tel contexte d'hétérogénéité, le modèle lithologique doit aboutir à une classification simple de types de sols représentatifs de comportements et de propriétés distincts.

Des études préalables (Robert 2012; Richard 2014) ont permis d'approcher les propriétés hydrodynamiques du milieu, mais répondaient à des objectifs spécifiques, sans se focaliser nécessairement sur le site des gravimètres. Les résultats de ces campagnes et analyses seront revus à la lumière des nouvelles données acquises et dans une perspective d'application à une modélisation centrée sur les gravimètres.

VIII.2. RÉSULTATS

VIII.2.1. SONDE À NEUTRONS

La calibration des sondes à neutrons a été développée dans la partie précédente pour trois types de sol. A l'échelle de la parcelle, d'autres environnements ont été identifiés (argile et socle), et les droites de calibration sont mises à jour ici (Figure VIII.2).

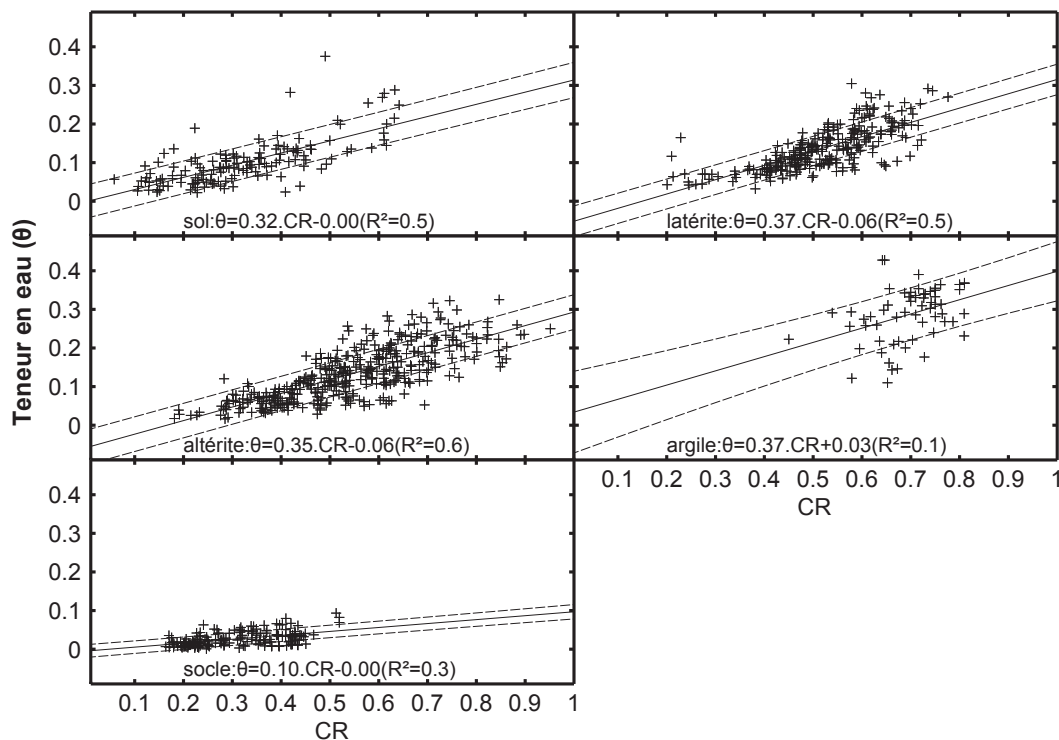


Figure VIII.2: droites de régression pour la calibration de la sonde à neutron selon les types de sols.
Neutron probe calibration for different soil classes.

Les échantillons prélevés dans le niveau « socle » sont assez cohérents entre eux, et montrent des taux de comptage neutronique (CR – counting rates) très faibles. Dans les horizons argileux, si les taux sont plus élevés qu'ailleurs, ils souffrent également d'une grande dispersion qui rend très incertaine la relation de calibration.

Des observations quant à la pertinence de cette calibration ont pu être formulées dans la partie précé-

dente. Autant que possible, ce sont les CR qui seront analysés ici, ainsi que les dynamiques temporelles, pour limiter l'impact d'une calibration douteuse sur l'analyse hydrologique. Les CR sont à la fois sensibles aux propriétés matricielles et à la teneur en eau (également liée aux propriétés de rétention). En supposant que la petite zone d'étude possède des propriétés de surface relativement homogènes, et qu'elle est soumise à des forçages hydrologiques également homogènes, ces CR peuvent donc constituer au premier ordre un proxy pour l'identification de compartiments souterrains.

Les « cartes » temps-profondeur-humidité sont présentées sur la Figure VIII.3. pour une calibration constante et standard ($\theta = 0.61.CR-0.01$). Cette relation est arbitraire et provient de la comparaison des humidités TDR avec les CR mesurés par sonde à neutrons (voir partie précédente). Elles illustrent un milieu très hétérogène. L'ensemble des forages montre une couche sablo-limoneuse (ou limono-sableuse) superficielle, qui se distingue par son assèchement marqué en saison sèche. De plus, un niveau plus humide semble présent sur la majorité des sites pour des profondeurs intermédiaires (0.5 - 2~3m). Au contraire, la zone inférieure semble très variable spatialement, et probablement liée à l'hétérogénéité du substratum, telle qu'identifiée par cartographie électrique (Figure VIII.1). On distingue donc *a priori* trois niveaux.

Horizon superficiel

Le Tableau VIII.1 présente les amplitudes saisonnières des CR pour les différents forages. Les séries temporelles de CR dans les horizons superficiels montrent une forte amplitude saisonnière. A partir de 0.75m, cette amplitude diminue systématiquement. Il semble cohérent de les regrouper en une seule unité. Les valeurs de CR peuvent être plus faibles en surface (0.15m) du fait d'une dispersion des neutrons dans l'atmosphère. Egalement, l'analyse des résidus de forage montre une couleur homogène plus sombre, et de gros micas blancs dans ces couches que l'on ne retrouve pas en profondeur.

prof (m)	FG5	G6	G3	G4	G5	G6	NAH
0.15	0.25	0.35	0.3	0.45	0.45	0.3	0.3
0.3	0.3	0.35	0.35	0.3	0.3	0.35	0.25
0.5	0.2	0.25	0.3	0.2	0.3	0.25	0.3
0.75	0.1	0.15	0.15	0.1	0.15	0.2	0.15
						0.15	0.2

Tableau VIII.1: amplitude saisonnière des CR pour différents forages

CR seasonal amplitudes for different observation wells

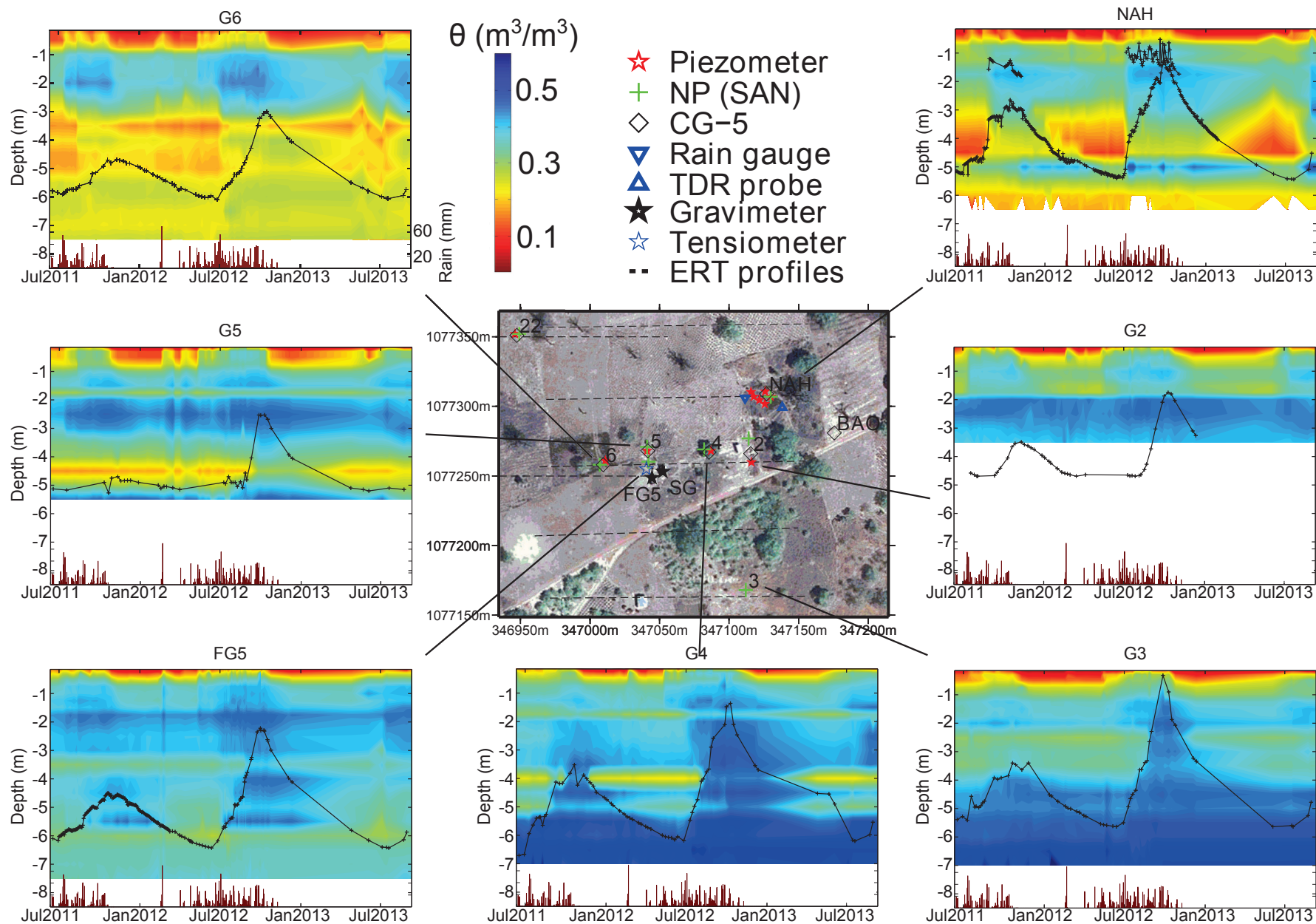


Figure VIII.3: Profils d'humidité (θ) par calibration standard des comptages neutroniques (CR) de la sonde à neutron: $\theta = 0.61 \cdot \text{CR} - 0.01$, et niveaux de nappes.
Moisture content profiles (ϑ) from neutron probe data with standard calibration $\vartheta = 0.61 \cdot \text{CR} - 0.01$, and water table levels.

Horizon intermédiaire

L'horizon intermédiaire semble plus variable spatialement. Il est caractéristique d'une zone de battement de nappe, et permet donc d'identifier qualitativement des comportements représentatifs de l'ensemble de la gamme des courbes de rétention sollicitées.

- FG5 : Au site le plus proche des gravimètres, les séries temporelles de CR sont relativement homogènes dans la tranche 0.75m-3m avec pour caractéristique principale de faibles variations saisonnières (<0.1) pour des CR moyens très élevés (0.7 en moyenne). La limite de couche identifiée sur la base des logs de forage (Hector, 2011) est à peine plus haute : entre 2.5m et 3m. Toutefois, les observations de cohérence de CR militent pour un regroupement de ces niveaux en une couche de propriété unique. La limite basse reste cependant ajustable, les niveaux inférieurs ne montrant que des variations saisonnières à peine plus fortes (0.15). De plus, la moyenne γ est plus basse (0.5, 0.6), sauf pour les séries de 4m et 4.5m. Plus bas, le domaine reste saturé, et les séries de CR ne sont donc pas exploitables de ce point de vue.
- G2 : 64m à l'est de FG5. L'argile franc est présent sous 2m, et les séries temporelles de CR ne montrent presque plus de variations. L'horizon intermédiaire serait donc limité à la tranche 0.75-2m.
- G3 : 89m au sud de FG5. Sous 0.75m, le CR moyen est à 0.6 et l'amplitude inférieure à 0.1. On observe cependant un changement à partir de 2m, avec un niveau moyen à 0.5 et une amplitude plus faible. Un deuxième changement se situe à 4m de profondeur, avec un niveau moyen à nouveau plus fort (0.65) toute l'année, mais sous l'influence probable de la frange capillaire de la nappe, 3m étant la limite supérieure de battement de la nappe pour l'année hydrologique déficitaire 2011. L'horizon intermédiaire serait donc limité à la tranche 0.75-2m.
- G4 : 21m à l'est de FG5. Un changement clair de comportement est observable entre 3.5 et 4m, avec des amplitudes saisonnières passant de 0.1 à 0.2 voire 0.3 pour 4m, bien que cela puisse être lié à l'influence capillaire de la nappe. Une limite de couche (traduite par une plus forte gamme de θ explorée, ou une courbe de rétention propice aux fortes variations de θ) à 3.75m pourrait éventuellement être définie.
- G5 : 40m vers le N-W. Les séries temporelles ne montrent aucune amplitude sous 3m, malgré une nappe mesurée à 5m. Les logs de forage font état d'une zone argileuse commençant à 2.3m, et d'une argile franche à partir de 4.5m. L'horizon intermédiaire peut donc être défini jusqu'à 3.25m, de même qu'une couche argileuse commençant à 3.25m et se prolongeant au moins jusqu'à 5m.
- G6 : 65m à l'ouest de FG5. Le passage d'une zone altérée à un socle plus conservé se fait à 3.25m, caractérisé par de faibles amplitudes saisonnières de CR (<0.1) et des valeurs moyennes faibles (<0.45). L'horizon intermédiaire est donc limité à 3.25m.
- NAH : 80m à l'est de FG5. Un passage progressif vers des moyennes de CR en saison sèche plus faibles se voit entre 2.5 (0.5), 3m (0.4) et 3.5m (0.3). La limite inférieure de cet horizon intermédiaire est donc assez floue.

Horizon inférieur

La partie basse du profil est souvent en condition saturée ou quasi-saturée, et ne permet pas d'explorer finement des dynamiques. Cependant, des grands ensembles sont clairement identifiables. En G2, une argile épaisse est présente dès 2m de profondeur, limitant sérieusement la progression de la tête de foreuse vers le bas. La même configuration s'est trouvée en G5 à 4.5-5m de profondeur. En G3 et G4, des milieux très altérés et sableux permettent une grande gamme d'humidités. Des horizons plus secs peuvent correspondre à des niveaux moins altérés plus ou moins localisés autour du forage. Au contraire, des zones plus « sèches » sont présentes, en G6 et NAH notamment, où un matériau « dur » a été identifié dès 3m en G6, attribué à un socle peu altéré. A proximité des gravimètres, un milieu relativement homogène et altéré peut être identifié.

Piézométrie

La Figure VIII.3 montre également les profondeurs piézométriques de chaque site. 2011 (1020mm de

pluie) et 2012 (1422mm de pluie) ont été des années très contrastées, se traduisant par des recharges contrastées de nappes. Seule une nappe perchée est identifiée en NAH par un piézomètre limité à 2m de profondeur (crépiné entre 1.5m et 2m). Ce dispositif de piézomètre superficiel n'existe pas sur les autres sites. Les amplitudes et comportements piézométriques seront caractérisés plus en détail au chapitre suivant. A noter cependant que les observations des logs de forages concordent généralement avec ceux des tubes d'accès de sonde à neutrons situés à quelques mètres (Hector, 2011). Toutefois, quelques niveaux clairement identifiables dans chacun des deux forages pouvaient montrer des décalages verticaux allant jusqu'au mètre.

VIII.2.2. SONDES D'HUMIDITÉ ET DE POTENTIEL MATRICIEL

Des sondes de suivi hydrologiques sont disponibles dans le cadre de l'observatoire AMMA-CATCH. Les instruments ont été décrits dans la partie I. Les données ainsi que leur calibration sont discutées ici.

TDR

Sur le premier mètre de sol, les évolutions des teneurs en eau (Figure VIII.4) au site NAH montrent une distinction claire entre des horizons superficiels ($\leq 0.5\text{m}$) à faible teneur en eau résiduelle et à dynamique haute fréquence marquée, et des horizons sous-jacents. Ces derniers montrent une teneur en eau plus élevée à l'année, et des comportements en créneaux, typiques de passage rapide en milieu saturé par activation d'une macroporosité. Il s'agit donc de l'expression de la nappe perchée observable au site NAH.

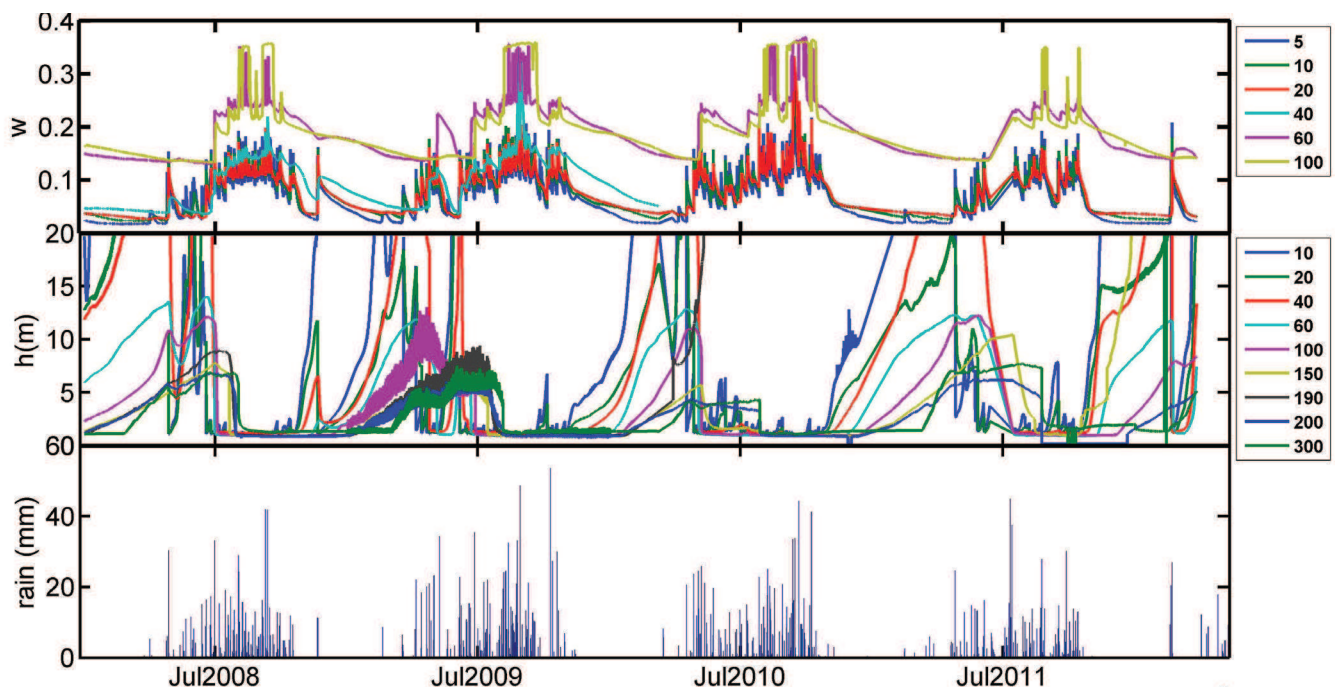


Figure VIII.4: données hydrologiques du site NAH : teneurs en eau des sondes TDR pour différentes profondeurs (en cm) (panneau supérieur); succion (Watermarks) aux différentes profondeurs (panneau central) ; précipitations journalières (panneau inférieur).

Hydrological data at the NAH site : upper panel : TDR water content for different depths (cm); central panel : Watermarks-derived suction ; lower panel : daily precipitations.

Watermarks

Les sondes Watermarks du site NAH (Figure VIII.4) mesurent le potentiel matriciel du milieu. Les succions disponibles sont limitées à la gamme 0-2000hPa, soit 0-20m. On observe en début de saison des pluies une humectation progressive avec la profondeur, pouvant être assez longue (> 1 mois) à atteindre les horizons les plus profonds lors d'années sèches (2008, 2011). Par exemple, la succion observée à 3m en 2011 est symptomatique : elle tombe à 0 de manière très abrupte, bien plus tardivement que l'observation faite à 1m, et correspondant à la date où la nappe phréatique profonde atteint cette profondeur (Figure VIII.3). On peut donc suggérer qu'un seuil de teneur en eau ait pu être dépassé dans les horizons sus-jacents, permettant une percolation rapide mais retardée par rapport au début de la saison, ou bien que l'humectation de cet

horizon se fasse par le bas, via une hausse de nappe alimentée latéralement par des zones plus perméables. Cette seconde hypothèse semble favorisée au regard de l'analyse conjointe des teneurs en eau TDR, qui montrent une augmentation relativement lente à 1m de profondeur suite à la pluie (~30mm) responsable de l'humectation de l'horizon 3m. De plus, et il s'agit sans doute du signe le plus évident : la chute de succion observée à 3m se passe légèrement avant celle observée à 2m, ce qui renforce l'idée d'une humectation « par le bas ».

La forte pluie isolée de février 2012 (~70mm) n'atteint pas l'horizon à 2m (ni celui à 1m d'après les observations d'humidité), et perturbe très faiblement la succion mesurée à 1m, suggérant une reprise locale forte par évapotranspiration, ou une redistribution latérale au-dessus de 1m de profondeur.

Tensiomètres

Une analyse un peu plus détaillée des tensiomètres est proposée ici, car ils se situent à proximité immédiate des gravimètres (quelques mètres). Le capteur thermique (« thermal matric sensor ») des sondes tensiométriques (ICT International Pty Ltd) a pour vocation de mesurer le potentiel matriciel des sols secs à très secs (-10 à -1000kPa = -1m à -100m). Le capteur possède un élément chauffant et un thermocouple encapsulé dans de l'époxy, dans une seringue hypodermique, encastrée dans une matrice à céramique poreuse, dont la distribution porale est connue. Un courant de 50mA est appliqué par l'élément chauffant, et l'augmentation de température est mesurée sur une période de 24s. L'amplitude de cette augmentation varie selon la quantité d'eau présente dans la céramique poreuse, qui elle-même varie lorsque le sol environnant s'assèche ou s'humidifie. Les variations dans les sorties du thermocouple sont mesurées, et les variations du potentiel matriciel peuvent en être déduites en appliquant une équation polynomiale du second degré à la hausse de température mesurée. La sortie est en kPa (0.1m). Le fabricant propose une calibration pour chaque senseur (les données et les paramètres de l'équation polynomiale ajustée, ainsi que les incertitudes associées). La mesure du potentiel matriciel est une mesure d'énergie, indépendante du type de matériaux.

Du fait de la distribution porale de la céramique, les plus petites succions mesurées avec précision sont généralement dans la gamme de 5 à 10kPa (0.5 à 1m d'eau), selon le fabricant. Même si la procédure de calibration commence vers 0.1kPa, l'instrument ne commence à répondre qu'entre 5 et 10kPa à cause de la pression d'entrée d'air de la céramique. Ceci permet néanmoins, selon le constructeur, d'avoir accès à la gamme de réponses située entre la capacité au champ (pour la partie « humide ») et le point de flétrissement (défini vers 1500kPa) vers 1000-2000kPa (100-200m).

L'amplitude des incertitudes varie selon le potentiel : entre 5 et 30kPa, on peut raisonnablement considérer une précision de ± 3 kPa. Dans la gamme de 30 à 200kPa, des incertitudes de ± 10 -30kPa peuvent s'appliquer. Au-delà, elles augmentent rapidement, et au-dessus de 1000 à 2000kPa, elles peuvent atteindre plusieurs centaines de kPa. Le constructeur indique également une précision moyenne de 5% de la lecture. La calibration est donnée pour un matériau à 20°C. Il vaut mieux donc utiliser les lectures au moment de la journée où le sol observe une température dans la gamme 15-25°C. A Nalohou, la température du sol est plutôt de 30°C.

Les hausses de températures observées (non présentées ici) sont toujours plus faibles que les hausses de températures usine utilisées pour la calibration. On propose donc de prendre les hausses de températures minimales observées pour les succions de 0.1kPa et de re-évaluer les équations de calibration (Figure VIII.5).

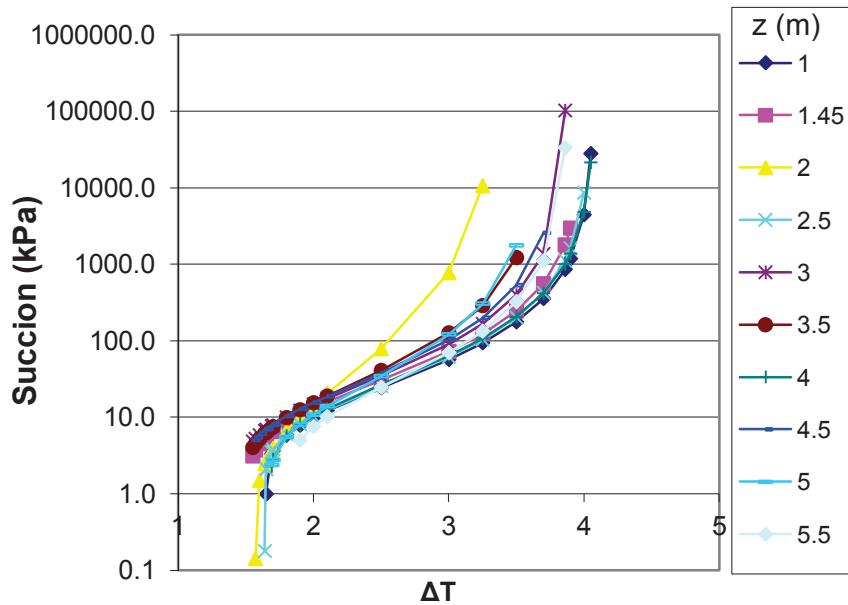


Figure VIII.5: calibration des sondes tensiométriques pour différentes profondeurs. ΔT correspond à la variation de température mesurée.

Tensiometric probes calibration for different depths. ΔT is the measured temperature variation.

La Figure VIII.6 présente les séries temporelles de succion disponibles. Les données de 4 m et 4.5 m sont très peu représentées, du fait de problèmes d'acquisition. En saison humide, il est difficile d'exploiter ces données du fait de leur faible résolution pour les succions basses. Par exemple, les comportements abrupts pendant la saison humide 2011 sont visibles dans des couches profondes (3 m, 3.5 m), dans une gamme de valeur où la calibration est imprécise, suggérant un défaut de calibration. En début de saison sèche (e.g. novembre 2011), les horizons s'assèchent rapidement, avec un déphasage selon la profondeur. En début de saison humide, les succions diminuent de manière abrupte, mais pour des cumuls de pluie différents selon les profondeurs. Par exemple, dans le cas de la forte pluie isolée en février 2012, seuls les horizons 1 m et 1.45 m sont affectés. Ils s'assèchent ensuite à nouveau, mais avec une pente plus faible qu'en début de saison sèche. Au cours de cette même année, l'horizon 3 m est affecté bien plus tardivement que les zones sus-jacentes. Une évapotranspiration forte, ou des écoulements latéraux dans une nappe perchée ralentissent donc l'infiltration. Il faut également plus de temps pour transférer l'humidité vers cet horizon plus profond. On peut remarquer toutefois que si les pluies sont plus importantes comme en 2010, l'horizon 3 m a un comportement similaire à ceux au-dessus de lui. Donc l'hypothèse de fuite latérale dans une nappe perchée est de ce point de vue moins forte.

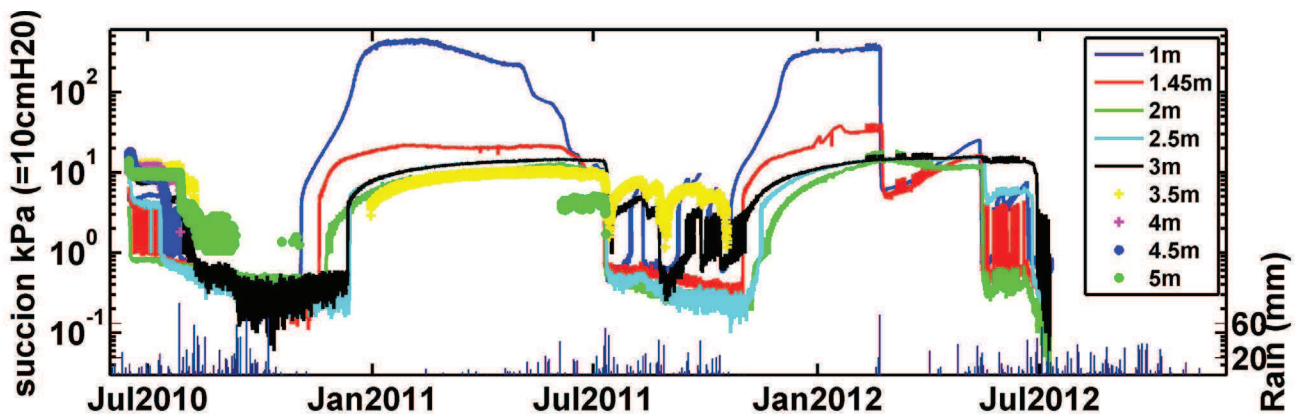


Figure VIII.6: séries temporelles de succion mesurées par tensiométrie à proximité des gravimètres.

Time evolution of succion data measured by tensiometric probes close to gravimeters locations.

Les déplacements sont gouvernés par les gradients de potentiel total (H), tel que $H = z + h$, où z est le potentiel gravitaire (l'altitude), et h le potentiel matriciel, donc :

$$\frac{dH}{dz} = \frac{d(z) + d(h)}{dz} = 1 + \frac{d(h)}{dz} \quad (\text{VIII.1})$$

Le plan de flux nul ($dH/dz=0$) sépare les horizons superficiels soumis à l'évapotranspiration (flux ascendants) des horizons inférieurs où le drainage gravitaire s'exerce. La limite à flux nul ne semble pas descendre sous 2m (Figure VIII.7), ce qui donne un argument pour la profondeur maximale de reprise racinaire au droit des gravimètres, bien que la couverture végétale soit très faible en période sèche. Les succions positives en zone saturée ne doivent pas être prises en compte, car les tensiomètres ne peuvent renseigner les potentiels matriciels positifs. En saison humide, les flux semblent dirigés vers le bas, en permanence.

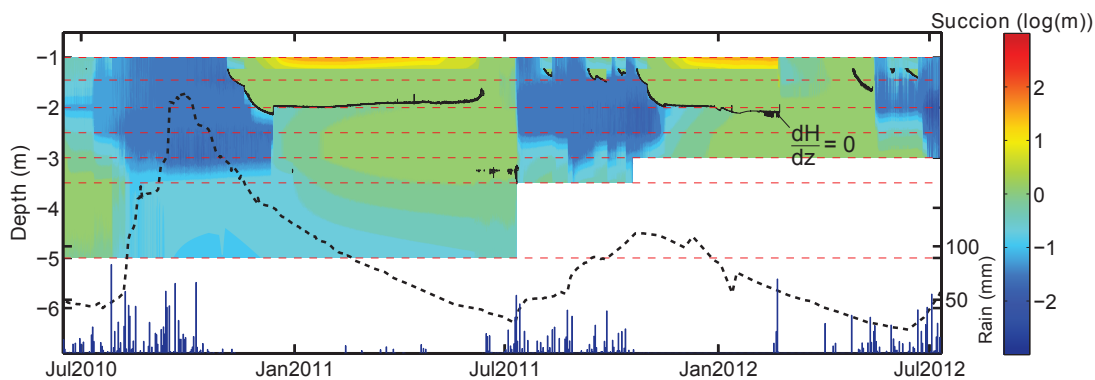


Figure VIII.7: carte de succions issue des données tensiométriques au droit du FG5 (profondeur indiquées en pointillés rouge), profondeur de gradient hydraulique nul (trait noir plein), toit de la nappe permanente (trait noir pointillé), précipitations. suction map from tensiometric data close to FG5 location (available depths indicated by red horizontal dashed lines), zero-flux plane (solid black line), water table (dashed black line), precipitations.

En résumé, pendant les inter-saisons et *a fortiori* en saison sèche, les faibles cumuls de précipitations sont rapidement repris par évapotranspiration, et ne percolent pas sous 1 ou 2m. Par exemple, la forte pluie de février 2012 (~70mm) est à peine observée à 1m à NAH, et 2m au site du gravimètre. Les gradients de potentiel matriciels positifs vers la surface ne dépassent pas 2m (plan de flux nul) au site du gravimètre, traduisant la limite profonde de reprise par évapotranspiration. Il est toutefois possible que des redistributions latérales soient favorisées et percolent en d'autres lieux où l'hétérogénéité du deuxième horizon permet une meilleure infiltration. De même, si la recharge de la nappe phréatique est directe, ce n'est pas nécessairement le cas partout, comme peuvent le laisser suggérer les séries tensiométriques de NAH, qui laissent présager à une humectation des sondes profondes (3m) par la hausse de nappe alimentée latéralement. Cette humectation peut également provenir d'un dépassement soudain de seuil dans les horizons sus-jacents permettant une percolation rapide en milieu de saison humide.

VIII.2.3. PROSPECTIONS ÉLECTRIQUES

Les profils électriques (Figure VIII.8) ne permettent pas une résolution fine en z , ce qui limite notamment la distinction de l'horizon de surface (<0.5m).

Horizon intermédiaire

Concernant la deuxième couche, des matériaux très résistants peuvent être identifiés sur la partie est des profils 1, 2 et 3 en partant du sud. Des études préalables ont permis de rattacher de telles résistivités de surface à des zones de cuirasse latéritique (Wubda 2003). De telles zones peuvent également être identifiées sur le profil 6, dans l'alignement des bandes résistantes identifiées par cartographie. Au droit du gravimètre,

cet horizon semble de résistivité relativement moyenne.

Horizon inférieur

Dans la zone la plus à l'Ouest, résistante, le socle (identifié par une zone très résistante en profondeur) remonte à des faibles profondeurs ($\approx 7\text{m}$) et est surmonté d'une zone de résistance moyenne. Le forage G6, même s'il semble situé en bordure de cette zone, en est représentatif, de par sa lithologie de type socle faiblement altéré.

Un peu plus à l'est, la bande conductrice centrale identifiée par cartographie électrique de résistivité apparente peut être attribuée à un horizon très peu résistant sur les profils électriques, situé environ entre 2m et 10-12m en profondeur. Cette bande est échantillonnée par le forage G5 et suggère un banc d'argile.

La bande résistante centrale correspond à un socle de profondeur variable, surmonté d'une zone moins résistante. Cette couche est échantillonnée par G3 et G4, qui montrent des comportements hydrologiques relativement similaires (Figure VIII.3). Il s'agit certainement d'une zone très altérée, relativement sableuse.

A l'est, un nouveau domaine conducteur est présent dans la tranche (2~7m), et correspond à l'argile identifiée au forage G2.

Au niveau des gravimètres, l'horizon intermédiaire échantillonné par les forages est d'une faible extension latérale (30-40m) et limité vers l'est des gravimètres, alors qu'une bande argileuse, probablement cohérente sur une grande profondeur, le limite vers l'ouest. La même observation peut être faite pour les niveaux sous-jacents plus résistants, mais de même extension, et toujours limités à l'ouest par cette bande argileuse. Le rayon d'action des gravimètres étant de 100m (90% du signal), avec les 40 premiers mètres qui concentrent la majeure partie de l'effet, cette variabilité spatiale intervient donc dans l'intégration du signal hydrologique.

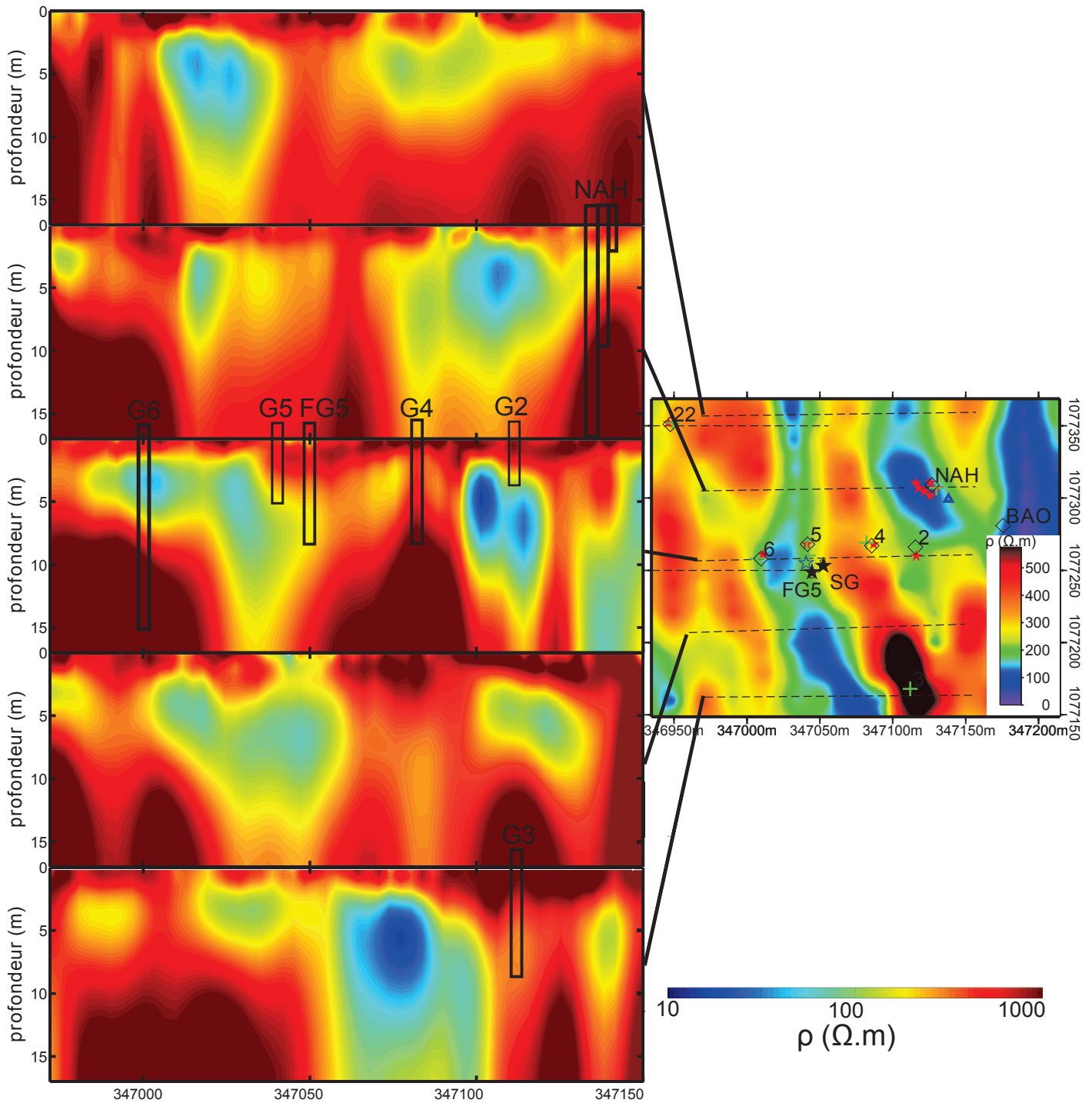


Figure VIII.8: profils électriques (à gauche) situés sur la carte de résistivité apparente obtenue par traîné électrique (à droite), et positions des principaux forages.

Resistivity profiles (left), located on the apparent resistivity map from Schlumberger array (right), and main drillings locations.

VIII.2.4. SONDAGES GAMMA

Dans le cadre de la calibration des mesures par sonde à neutrons, des sondages gamma ont pu être réalisés, donnant accès à une estimation de la densité apparente des niveaux prospectés. Ces sondes ont été calibrées dans des matériaux de densité contrôlée (sable, argile, béton, eau, latérite), au Niger. Les densités gamma sont obtenues conjointement aux humidités de sonde à neutron, et supposent la soustraction de cette dernière dans l'estimation de la densité apparente sèche. Cette humidité peut être sous-estimée, du fait des limites déjà mentionnées de la procédure de calibration de la sonde à neutrons (voir partie précédente). Malgré cela, même en maximisant cette correction, les densités gamma restent relativement faibles, au regard des densités mesurées par échantillons prélevés sur le terrain (Soubeyran et al. 2011; Robert 2012).

La Figure VIII.9 montre ces profils de densité pour les stations autour du gravimètre. Les comportements

semblent relativement homogènes entre les différents forages. L'ensemble des points de surface (<0.5m) est plus ou moins regroupé par rapport à la distribution sous-jacente. Cette observation va dans le sens de propriétés de surface relativement homogènes spatialement du point de vue de la densité. Par ailleurs, la densité tend systématiquement à diminuer de 1m à 2.5-3m, traduisant probablement le passage d'un horizon latéritique à des produits d'altération plus argileux. La densité semble donc confirmer une homogénéité spatiale, néanmoins transitionnelle (en profondeur), de 1m à 2.5-3m. Plus en profondeur, les comportements sont plus différents, notamment à proximité des gravimètres, où l'on observe des phases successives d'augmentation et de diminution de la densité. Dans l'ensemble, les densités apparentes augmentent avec la profondeur. La zone profonde (>3m) traduit une grande hétérogénéité spatiale de la densité apparente, confirmant les observations d'humidité et de prospection électrique. Le site de socle, G6, et NAH, déjà regroupés lors de l'analyse précédente des comptages neutroniques, montrent ici aussi les plus fortes densités, traduisant un milieu moins altéré qu'ailleurs. A l'opposé, les autres sites, non argileux, G3 et G4, montrent les densités les plus faibles, illustrant au contraire un milieu nettement plus altéré. Le site G2 montre une diminution de sa densité, dans l'horizon H2 qui semble se prolonger dans l'horizon H3. La seule mesure dans l'argile franche du site G5 montre une diminution drastique de la densité, comportement typique de l'argile à forte porosité.

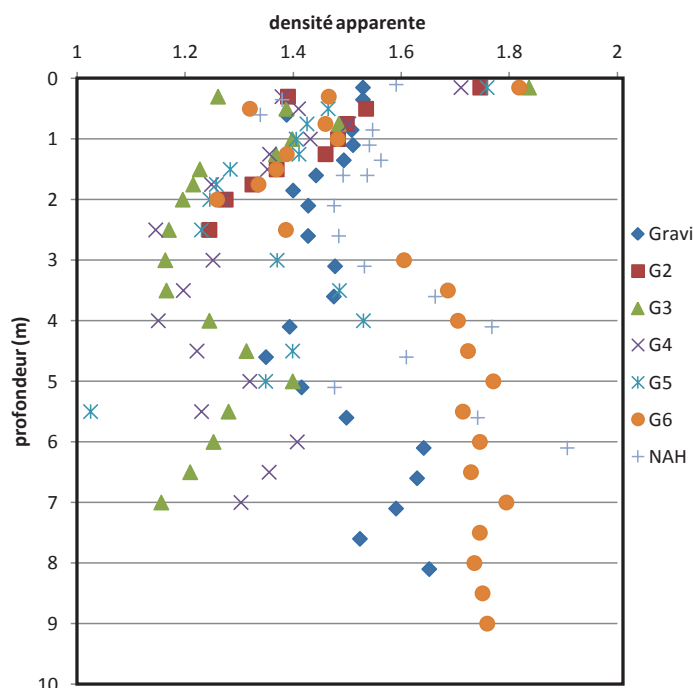


Figure VIII.9: profils de densité gamma.
Gamma probe-derived density profiles.

VIII.2.5. FORAGES ET FOSSES

Les analyses des débris de forages sont disponibles dans un rapport de mission (Hector, 2011). La Figure VIII.10.a présente les débris de forage du site argileux G2. L'argile est présent dès 2m, et limite la progression du marteau fond de trou, même avec une tête adaptée (l'évacuation des débris ne se fait plus, l'argile colmate les ouvertures de la tête qui empêche la libération de l'air comprimé). Ces argiles sont similaires à ceux mis à jour dans la fosse BAO (Figure VIII.11), qui montrent des fentes de dessiccation, en pleine saison sèche (février 2011), après une journée d'exposition au soleil. Ces argiles restent donc gorgées d'eau toute l'année. L'horizon sus-jacent est classifié comme cuirasse sur la base des résistivités électriques, et en suivant la classification faite à l'échelle du bassin-versant (voir partie suivante). Cependant, il est plus probable que les propriétés spécifiques associées à cette classe (macroporosité très connectée et transfert très rapide de l'eau par ce réseau, voir partie suivante) ne s'appliquent pas ici, et que l'on soit plutôt en présence d'une variation spatiale de l'horizon latéritique, aux propriétés plus argileuses que l'horizon H1.

La Figure VIII.10.b présente la fosse C, ouverte en saison sèche (février 2011) au site G3 (fosse C, Figure VIII.11). Un trou de termites est présent à un mètre de profondeur, illustrant un type de macroporosité due à l'activité faunique qui peut être présente sur le site. L'horizon H2 est clairement identifiable, tandis que

l'horizon H3 se caractérise par une succession de bancs de propriétés distinctes (Soubeyran et al. 2011), horizons d'accumulations de particules fines, s'épaississant vers le bas, et matériaux moins altérés. Cette fosse est typique de l'hétérogénéité verticale présente dans ce type de milieux altérés (*i.e.* G3, G4, peut être FG5). Un pendage vers l'est est observable, confirmant les observations préalables par tomographie électrique (Desclotres et al. 2011).

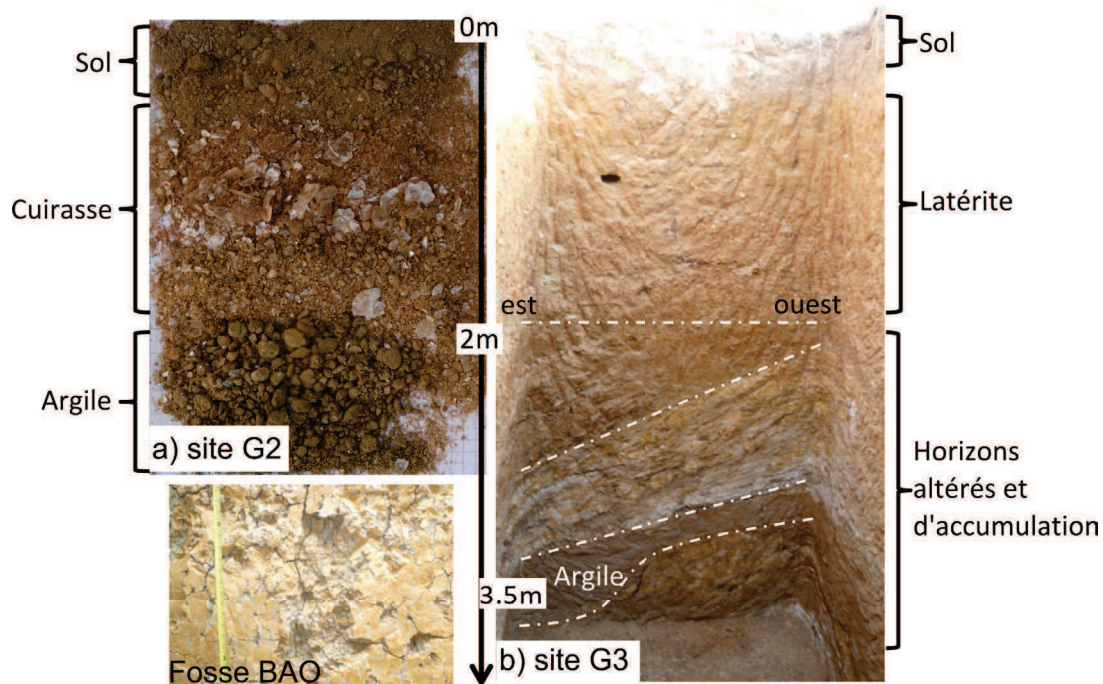


Figure VIII.10: lithologie contrastée: a) débris de forage au site G2, argiles à 2m, et argiles de la fosse BAO avec fentes de dessiccation ; b) fosse G3 (C).

Contrasted lithology : a) drilling residuals at G2 site, with clay below 2m, showing desiccation cracks at the nearby BAO trench; b) G3 (C) trench.

VIII.3. DISCUSSION : GÉOMÉTRIE

Synthèse des observations

Après analyse conjointe des panneaux électriques, des cartes d'humidité de SAN, et des logs de forages (SAN et fosses), le milieu est discrétisé en 3 horizons :

- Horizon 1 : Sol : 0-0.5m. La limite inférieure peut par endroit atteindre 0.75m, mais semble relativement homogène, au moins dans la zone du gravimètre. L'horizon semble caractérisé par un comportement de type sablo-limoneux, avec des faibles capacités de rétention.
- Horizon 2 : Latérite, cuirasse, ou horizon altéré plus argileux. 0.5-2~3m.
- Horizon 3 : Altéré "humide" (très altéré, e.g. G3, G4), altéré "sec" (moins altéré, e.g. G6, NAH), argile (e.g. G2, G5) : 2~3m – toit du socle. Cette couche a une épaisseur très variable à cause des ondulations du socle sous-jacent, et permet de dessiner les grandes unités distinguées dans les panneaux électriques et à l'aide des logs de forages ainsi que des cartes d'humidité. Elle comprend les domaines argileux peu perméables, les zones altérées relativement sèches (proche de l'idée d'un socle faiblement altéré), et les zones altérées humides, au caractère plus stockant et transmissif.

Observations des études antérieures

Dans le cas des travaux de thèse de D. Robert , des fosses pédologiques ont pu être creusées afin d'étudier la distribution des propriétés hydrodynamiques du sol à l'échelle du bassin d'Ara (Robert 2012). En synergie avec la prospection électrique et la perspective de suivi gravimétrique, beaucoup de fosses ont été choisies à proximité des gravimètres, dans les unités majeures identifiées par la cartographie électrique

(Figure VIII.11). En raison d'une campagne mise en œuvre en tout début de saison sèche, les fosses étaient bien souvent limitées à 2m de profondeur par le niveau encore haut des nappes, et ne renseignent donc que la partie supérieure des profils.

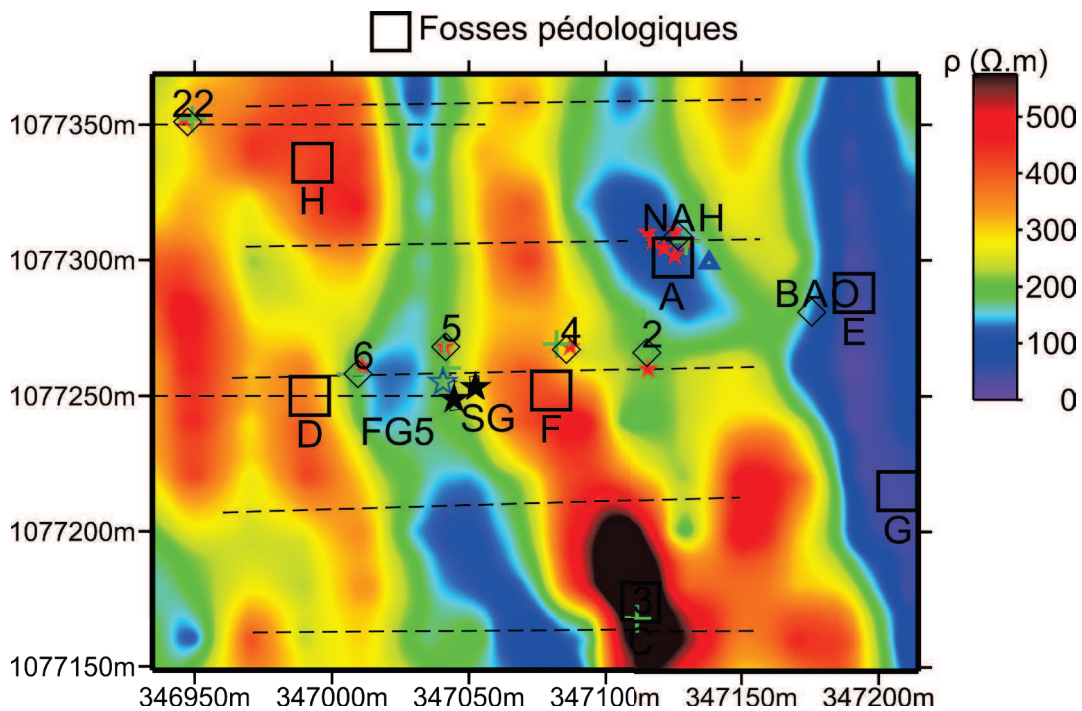


Figure VIII.11: position des fosses pédologiques. D'après Robert (2012).
pedological trenches locations.

Grâce à ces observations, Robert (2012), a pu simplifier la zone en la discrétisant également en trois horizons principaux, définissant les unités à propriétés hydrodynamiques constantes dans une modélisation à base physique. Dans ce travail, la variabilité spatiale a été approchée soit par méthodes géostatistiques, soit conceptuellement, par analyse de sensibilité d'interfaces-types.

- L'horizon superficiel est décrit comme étant très travaillé, et caractéristique des zones cultivées et jachères. Plutôt sableux (par lessivage des particules fines près de la surface), il a une épaisseur de 0.4 à 0.6m, ce que confirment les présentes observations.
- Le deuxième horizon est décrit comme « plus argileux », des sols de couleur rouge ou ocre. Il ne s'agit cependant pas d'argiles au même titre que ceux qui ont pu être observés en G2 ou en G5. La limite inférieure de cet horizon est observée entre 1.5 et 2.5m, selon les fosses. Une profondeur maximale de 2.5m est retenue pour la modélisation.
- Le troisième horizon, peu échantillonné, est décrit comme étant une saprolite dont le degré d'altération diminue avec la profondeur : la densité apparente augmente avec la profondeur (inversement, la porosité diminue), ce que confirment également les observations par sondes gamma.

L'analyse des propriétés de rétention (qui sera décrite plus avant), a mené D. Robert à conclure que les horizons supérieurs et inférieurs peuvent garder moins d'eau que l'horizon intermédiaire et sont plus caractéristique des sols à texture plus grossière. L'horizon 2 est le plus argileux.

L'analyse de ces fosses confirme largement l'identification de trois horizons relativement distincts, au sein desquels une variabilité latérale –et verticale– subsiste. Pour autant, la profondeur des fosses semble avoir été insuffisante pour identifier clairement les propriétés du troisième horizon, qui montrent une très forte variabilité spatiale, à l'origine de l'essentiel des distributions de résistivité apparente observés par cartographie électrique. Un modèle physique de la topo-séquence, déjà décrit en première partie, a également été basé sur ces observations (Richard et al. 2013; Richard 2014).

Conclusion : 3 horizons remarquables

La synthèse de cette analyse lithologique conduit à regrouper le sol en trois horizons dont les propriétés sont variables spatialement:

- Un horizon supérieur (H1), dont la base se situe à 0.5-0.75m. Si la variabilité spatiale de cet horizon reste à quantifier, ses propriétés hydrodynamiques sont sans doute très liées à l'occupation du sol (Giertz et al. 2005; Robert 2012; Richard 2014). A noter toutefois que ces auteurs arrivent à des conclusions opposées quant au rôle des surfaces cultivées relativement aux surfaces en jachère ou naturelles, en termes de propriétés d'infiltration.
- Un horizon intermédiaire (H2), dont la base est observée entre 1.5 et 3m. Si Robert (2012) a conclu en une couche relativement homogène, aux propriétés de rétention plus fortes qu'aux horizons supérieurs et inférieurs, il est possible que les propriétés de cette couche varient spatialement, comme semblent le montrer les profils de résistivité électrique. Une analyse ultérieure de profils électriques et de forages à l'échelle du petit bassin de Nalohou (voir partie suivante) met notamment en évidence des zones de cuirasse latéritique, dont la mention est faite par d'autres auteurs dans des environnements similaires et à l'échelle de l'Ara (Faure & Volkoff 1998; Wubda 2003; Giertz et al. 2006). Les zones très résistantes ($>1000 \Omega.m^{-1}$) sont donc classées comme « cuirasse latéritique », et les zones moins résistantes comme « latérites », du fait de leur aspect rouge dominant. Ces dernières sont caractéristiques de zones plus argileuses. Cependant, la classification « cuirasse latéritique » peut être sujette à caution ici, les propriétés de type cuirasse ne sont pas aussi claires qu'ailleurs sur le bassin. Le contraste de résistivités peut éventuellement s'expliquer par des variations latérales des propriétés de la classe latérite.
- La troisième couche (H3), formée d'altérites, est limitée à sa base par un socle dont l'altitude du toit varie spatialement. Des grandes unités argileuses y sont définissables, ainsi que deux unités au comportement hydrologique distinct, sans doute attribuable à des différences de degrés d'altération : des altérites très humides toute l'année, comme on peut en trouver en G3, G4 et à proximité des gravimètres (FG5), et des altérites « sèches », plus représentatives d'un milieu peu altéré, avec des bancs de roche saine (e.g. G6, NAH). On peut noter que l'argile dont il est fait mention ici n'a pas fait l'objet de prospections *in situ* dans le cadre de la thèse de Robert (2012), excepté pour la fosse BAO, et qu'il diffère donc des propriétés argileuses attribuées à l'horizon H2 dans le cadre de ses travaux.

Modèle lithologique

Les informations obtenues par l'analyse jointe des données hydrologiques, géophysiques, et de débris de forage a permis la construction d'un modèle lithologique maillé (Figure VIII.12). L'horizon supérieur (sol), n'est pas représenté sur cette figure.

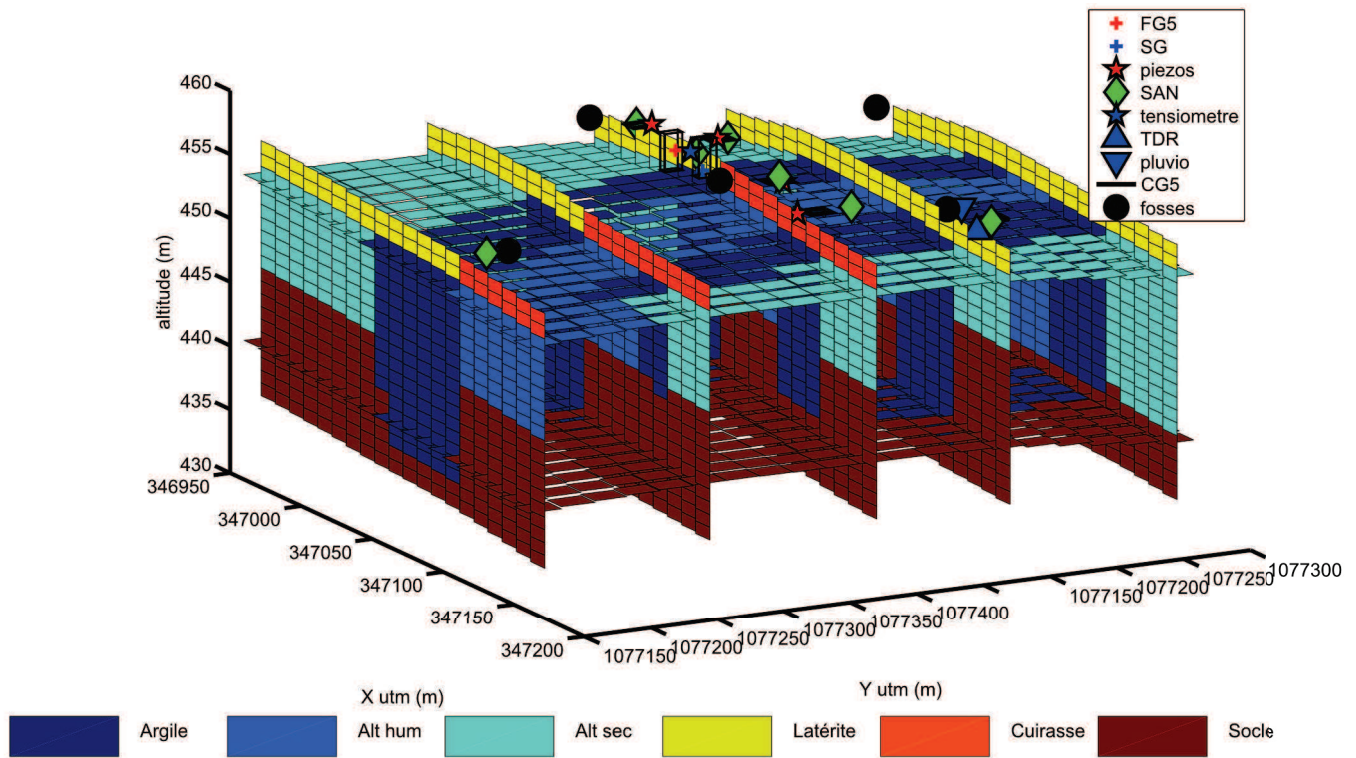


Figure VIII.12: modèle lithologique conceptuel.
Conceptual lithological model

VIII.4. DISCUSSION : PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES

Les unités lithologiques ayant été définies, et leur comportement hydrologique apprécié qualitativement, une quantification des propriétés de rétention et de perméabilité de ces horizons s'avère nécessaire pour alimenter la modélisation hydrologique.

VIII.4.1. UNE CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE À SATURATION TRÈS VARIABLE

Infiltrométrie à disque

La détermination de $K(h)$, la conductivité hydraulique en fonction de la succion, peut être obtenue sur le terrain par infiltrométrie à disque (e.g. Vandervaere 1995). Un infiltromètre à disque permet la mesure de flux d'infiltration d'eau dans le sol dont le potentiel matriciel est contrôlé par un vase de Mariotte. Les infiltromètres déployés au Bénin ont un rayon de 10cm. Les gammes de succion explorées par ces appareils sont toujours très proches de la saturation (0.1, 0.06, 0.03, 0.02, 0.01 et 0.005m d'eau) et ne permettent pas d'avoir accès au continuum des fortes succions auxquelles sont souvent soumis les sols de surface pendant la saison sèche et aux inter-saisons. Cette méthode a été appliquée pour l'estimation de K_s , la conductivité hydraulique à saturation.

Richard (2012) a pu comparer deux essais infiltrométriques dans des conditions similaires, et note un écart maximal de détermination du K_s d'un facteur 2 pour une succion à 0.06m.

Perméamètre de laboratoire

Un perméamètre de laboratoire permet d'accéder à la conductivité hydraulique à saturation, par application de la loi de Darcy sur un échantillon saturé soumis à un gradient de charge hydraulique. Richard (2014) note une forte dispersion intrinsèque des mesures. La médiane de 73 échantillons prélevés à l'échelle de l'Ouémé est de $7.6 \cdot 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, pour une espérance de $1.9 \cdot 10^{-4} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ et une variance de $2.2 \cdot 10^{-7} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Mesures de K_s par RMP

La méthode de sondage électromagnétique par résonance magnétique des protons (RMP) permet également une certaine estimation de la conductivité hydraulique à saturation (Legchenko et al. 2002). Cependant, du fait de la sensibilité du signal à la taille moyenne des pores du volume échantillonné (et pouvant être lié à des distributions différentes de conductivités hydrauliques), l'estimation de la conductivité hydraulique est liée notamment à un facteur (C_p) supposant un étalonnage préalable par essai de pompage, par exemple, dans une unité lithologique similaire. Ne disposant pas d'étalonnage sur site, Descloitres et al. (2008) ont utilisé une valeur par défaut de 10^{-3}m.s^{-3} , ce qui n'est pas trop éloigné d'une valeur obtenue ultérieurement par calibration sur des essais de pompage voisins, de $3.10^{-3} \text{m.s}^{-3}$ (Vouillamoz et al., 2014: accepté avec révisions mineures). Des K_s de l'ordre de 10^{-5}m.s^{-1} ont pu être identifiés sur la zone, et notamment pour les altérites sèches.

Résultats

Les mesures disponibles par perméamétrie et infiltrométrie pour les fosses à proximité du gravimètre sont présentées dans le Tableau VIII.2. Les gammes explorées pour la « cuirasse latéritique » de l'horizon H2 vont de $2.7.10^{-8}$ à $1.16.10^{-4} \text{m.s}^{-1}$ (soit de $2.3.10^{-3}$ à 10m.j^{-1}), et l'on trouve des variations de plusieurs ordres de grandeurs au sein d'une même fosse (e.g. fosse C, Figure VIII.10.b), pas nécessairement corrélées à des bancs lithologiques identifiés sur le terrain (Soubeyran et al. 2011; Lokonon et al. 2012). Les propriétés attribuées à la cuirasse latéritique de l'horizon H2 ne sont pas représentatives des comportements observés à l'échelle du bassin versant au sein d'unités similaires (voir partie suivante). Cette unité lithologique se distingue par une matrice aux très faibles capacités de stockage et à une macroporosité très développée et connectée. Ici, bien que les fosses pédologiques à cuirasses latéritiques échantillonnées soient localisées à proximité de profils électriques indiquant une forte résistivité, le matériau est peut être sensiblement différent des cuirasses localisées sur le bassin versant de Nalohou. La distinction cuirasses latéritiques – latérites au sein de l'horizon H2 peut donc être discutée à l'échelle de la parcelle autour des gravimètres.

Pour l'horizon H3, la profondeur maximale investiguée est de 3.3m, ce qui reste peu profond. La variabilité y semble toute aussi grande, sur une gamme de $2.7.10^{-8}$ à $1.92.10^{-5} \text{m.s}^{-1}$ (soit $2.3.10^{-3}$ à 1.66m.j^{-1}). Une cohérence notable est celle des deux seules mesures effectuées dans l'argile de la fosse E (décrite dans le rapport de mission Soubeyran et al. (2011)), avec de très faibles conductivités hydrauliques à saturation : $2.7.10^{-8}$ à $3.8.10^{-8} \text{m.s}^{-1}$ (soit $2.3.10^{-3}$ à $3.3.10^{-3} \text{m.j}^{-1}$).

Horizon	couche	K_s (m/s)	profondeur (m)	lieu	type	opérateur
H2	cuir. lat.	1.83E-06	0.97	Fosse C	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	2.83E-06	0.97	Fosse C	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	1.30E-05	0.50	Fosse C	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	8.83E-06	0.50	Fosse C	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	6.67E-07	0.84	Fosse F	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	2.00E-06	0.82	Fosse F	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	1.17E-06	0.38	Fosse F	Inf à disques	D. Robert
	cuir. lat.	3.95E-07	0.72	Fosse F	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	cuir. lat.	1.16E-04	1.5	Fosse F	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	cuir. lat.	2.67E-08	1.7	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon

Horizon	couche	K_s (m/s)	profondeur (m)	lieu	type	opérateur
H3	AH	6.58E-06	3.2	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	1.44E-06	2.75	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	2.56E-06	2.75	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	6.00E-08	3.3	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	2.85E-06	2.75	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	1.92E-05	3.3	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	6.97E-06	3.2	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	6.54E-06	3.2	Fosse C	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	AH	3.67E-06	2	Fosse C	Inf à disques	B. Hector
	AH	1.03E-06	2	Fosse C	Inf à disques	B. Hector
	AH	3.50E-06	2.5	Fosse C	Inf à disques	B. Hector
	Argile	2.75E-08	2	Fosse E	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon
	Argile	3.80E-08	2.4	Fosse E	Perméamètre	A. Richard/J. Lokonon

Tableau VIII.2: Synthèse des mesures de K_s dans les environs du gravimètre. cuir. lat. = cuirasse latéritique, AH= altéré humide.
 K_s field measurements in the gravimeters vicinity: a synthesis. cuir. lat. = hardpan, AH = "moist" weathered.

VIII.4.2. POROSITÉ

La porosité totale d'un volume de roche est le rapport du volume des vides sur le volume total de l'échantillon. On peut toutefois noter que l'hydrologue est bien plus souvent intéressé par une fraction de ce rapport, qui concerne l'eau susceptible d'être mobilisée selon certains processus.

Porosité par la densité

A partir d'une hypothèse sur la densité matricielle (ici fixée à 2.65, moyenne pour des particules constituées d'oxydes de silicium ou d'aluminium), la porosité des échantillons prélevés peut être calculée via la densité apparente mesurée sur l'échantillon (Robert 2012).

Porométrie mercure

Le mercure étant un fluide non-mouillant par rapport aux échantillons de sol, il faut lui appliquer une certaine pression pour qu'il pénètre dans les pores d'un échantillon. La porométrie mercure, technique de laboratoire, se base sur la mesure du volume de mercure injecté en fonction de la pression appliquée pour en déduire la courbe de rétention $h(\theta)$, sous quelques hypothèses concernant notamment la géométrie des pores. Les valeurs de porosité déduites par cette technique sont inférieures aux valeurs mesurées à partir de la densité apparente, car de l'air peut être piégé lors de l'infiltration du mercure.

Cette méthode a pu être appliquée sur des échantillons prélevés dans les fosses au cours des travaux de Robert (2012), ainsi que dans un puits à NAH, au cours de missions antérieures (Daïan et Séguis, *comm. pers.*).

Le Tableau 4 présente la synthèse des mesures de porosité. Les mesures de porométrie mercure vont de 0.26 à 0.41 pour l'horizon superficiel (H1), de 0.24 à 0.39 pour l'horizon intermédiaire (H2), et de 0.25 à 0.47 pour le troisième horizon (H3). Plus spécifiquement, les échantillons prélevés à 4 et 5m à NAH montrent des porosités relativement faibles (0.20 à 0.25), qui semblent augmenter drastiquement plus bas, à 6m (0.42

à 0.47).

Les mesures de porosité par la densité vont de 0.38 à 0.48 pour H1, de 0.36 à 0.46 pour H2, et de 0.33 à 0.48 pour H3.

On peut noter que les mesures par porométrie mercure et par densité sont relativement proches pour l'horizon H1, ce qui semble moins vérifié pour l'horizon H3. La zone « altéré sec » (AS) semble moins poreuse que la zone « Altéré humide » (AH), bien que la distinction entre ces deux zones corresponde également aux deux types de mesure : AS est échantillonné par porométrie mercure, AH par densité.

Horizon	couche	Porosité	Prof (m)	Lieu	Type	opérateur
H1	sol	0.41	H1	Fosse E	Porom. mercure	D. Robert
	sol	0.41	H1	Fosse G	Porom. mercure	D. Robert
	sol	0.37	H1	Fosse H	Porom. mercure	D. Robert
	sol	0.26	H1	Fosse L	Porom. mercure	D. Robert
	sol	0.43	0.25	Fosse A	Densité	D. Robert
	sol	0.38	0.44	Fosse A	Densité	D. Robert
	sol	0.45	0.18	Fosse B	Densité	D. Robert
	sol	0.46	0.2	Fosse C	Densité	D. Robert
	sol	0.39	0.28	Fosse D	Densité	D. Robert
	sol	0.48	0.2	Fosse F	Densité	D. Robert
	sol	0.46	0.3	Fosse H	Densité	D. Robert
H2	cuir. lat.	0.39	H2	Fosse C	Porom. mercure	D. Robert
	cuir. lat.	0.35	H2	Fosse F	Porom. mercure	D. Robert
	cuir. lat.	0.4	0.57	Fosse C	Densité	D. Robert
	cuir. lat.	0.44	1.62	Fosse C	Densité	D. Robert
	cuir. lat.	0.4	0.79	Fosse F	Densité	D. Robert
	cuir. lat.	0.44	1.35	Fosse F	Densité	D. Robert
	cuir. lat.	0.46	1.66	Fosse F	Densité	D. Robert
	Latérite	0.24	H2	Fosse H	Porom. mercure	D. Robert
	Latérite	0.36	1.08	Fosse A	Densité	D. Robert
	Latérite	0.37	1.54	Fosse A	Densité	D. Robert
	Latérite	0.38	1.33	Fosse B	Densité	D. Robert
	Latérite	0.38	1.11	Fosse D	Densité	D. Robert
	Latérite	0.39	1.63	Fosse D	Densité	D. Robert
	Latérite	0.41	0.8	Fosse H	Densité	D. Robert
	Latérite	0.4	1.27	Fosse H	Densité	D. Robert

Horizon	couche	Porosité	Prof (m)	Lieu	Type	opérateur
H3	AS	0.25	H3	Fosse H	Porom. mercure	D. Robert
	AS	0.39	2	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.39	2	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.35	4	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.25	4	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.22	5	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.21	5	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.47	6	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AS	0.41	6	NAH	Porom. mercure	L. Séguis
	AH	0.42	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.48	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.43	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.48	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.34	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.43	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.47	H3	Fosse C	densité	B. Hector
	AH	0.47	H3	Fosse C	densité	B. Hector

Tableau VIII.3: synthèse des mesures de θ_s dans les environs du gravimètre. AS = Altéré sec; AH =altere humide; cuir. lat. = cuirasse latéritique.

θ_s measurements in the gravimeters vicinity: a synthesis: AS = weathered "dry"; AH = weathered "moist"; cuir. lat. = hardpan.

D. Robert, constatant que la variabilité intra-fosse était aussi forte que la variabilité inter-fosse, a intégré la variabilité spatiale dans la modélisation par une approche géostatistique. Cependant, ses résultats sont essentiellement valables pour H1 et H2. H3 est à l'origine des plus forts contrastes macroscopiques de la lithologie. On peut supposer que la variabilité spatiale des paramètres n'est pas entièrement décorrélée de la lithologie à ces profondeurs.

VIII.4.3. COURBES DE RÉTENTION

La Figure VIII.13 présente les courbes de rétention obtenues par confrontation entre les données de succion (sondes Watermarks) et les teneurs en eau TDR au site NAH, ainsi que les courbes de rétention retenues dans le cadre des travaux de modélisation (Robert 2012; Richard et al. 2013). Pour l'horizon H3, des courbes de rétention obtenues par porométrie mercure (Séguis, *comm. pers.*) sont également disponibles. On peut noter la position forte en succion du point d'inflexion des courbes de l'horizon H3, suggérant des propriétés de rétention fortes, malgré une pente relativement faible. Pour autant, la pente très faible, typique de sols sableux des horizons H1 et H2 obtenue à partir des sondes d'humidité peut être expliquée par une précision trop limitée de la mesure du potentiel matriciel à proximité de la saturation.

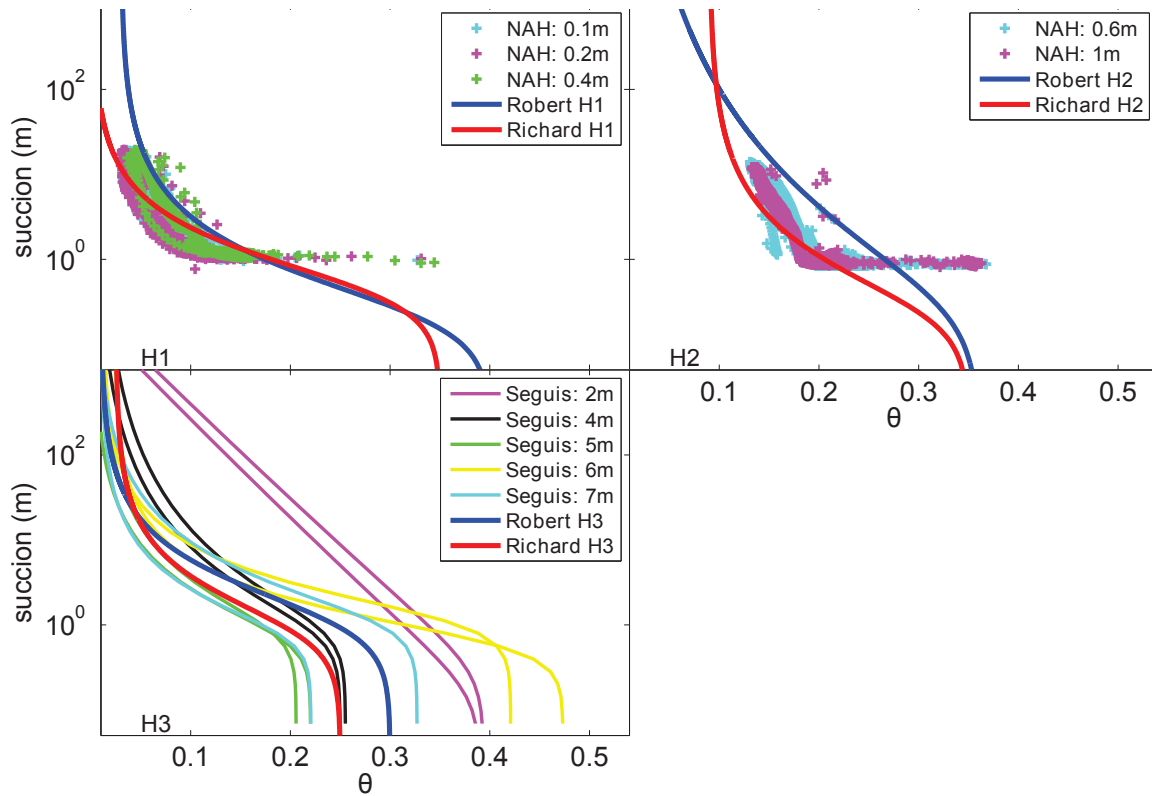


Figure VIII.13: courbes de rétention disponibles : mesures des couples par TDR –Watermarks pour le site NAH, et résultats de Robert (2012); Richard et al. (2013) et L. Séguis (*comm. pers.*)

Available retention curves : couples from TDR –Watermarks measurements for NAH site and and L. Séguis (pers. comm.) results.

Le même exercice peut être tenté à proximité du gravimètre, en comparant les humidités obtenues par sonde à neutron et les potentiels matriciels des tensiomètres (Figure VIII.14). Ces courbes sont largement limitées par une calibration de SAN qui sous-estime les amplitudes de teneur en eau. Cependant, même si un facteur 2 est appliqué aux teneurs en eau SAN (limite supérieure envisageable, voir partie précédente), les gammes impliquées suggèrent un milieu à fortes propriétés de rétention.

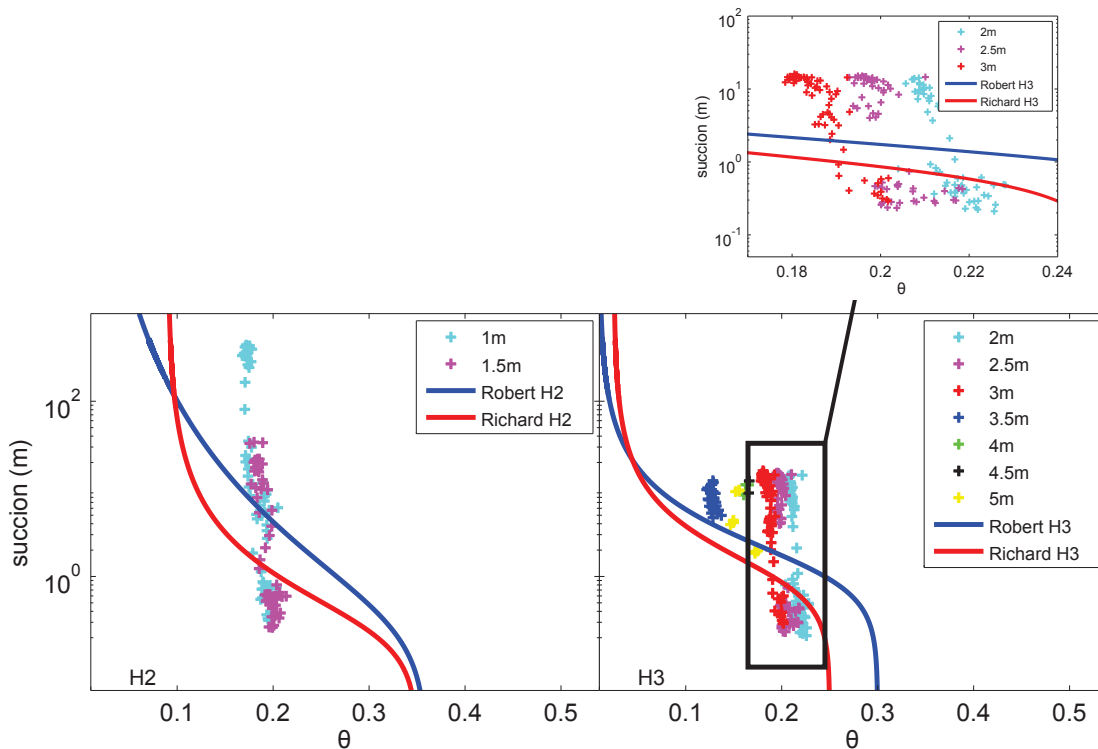


Figure VIII.14: courbes de rétention par tensiométrie/sonde à neutrons à proximité du gravimètre et zoom.

Retention curves from tensiometric-neutron probes measurements close to gravimeters, and zoom.

Les mesures par pométrie mercure de Robert (2012) sont présentées en Figure VIII.15. Si un comportement sableux, aux faibles caractéristiques de rétention peut être prêté à l'horizon H1, l'horizon H2 s'illustre

par une extrême variabilité des types de courbes. Robert (2012) décrit les courbes de cet horizon comme bi-modales, avec un mode sableux et un mode argileux. Robert critique également la forte variabilité observée sous l'angle de la non-représentativité du milieu par des échantillons petits (moins de 1cm³), aveugles aux macropores, et à la macro-hétérogénéité de la matrice.

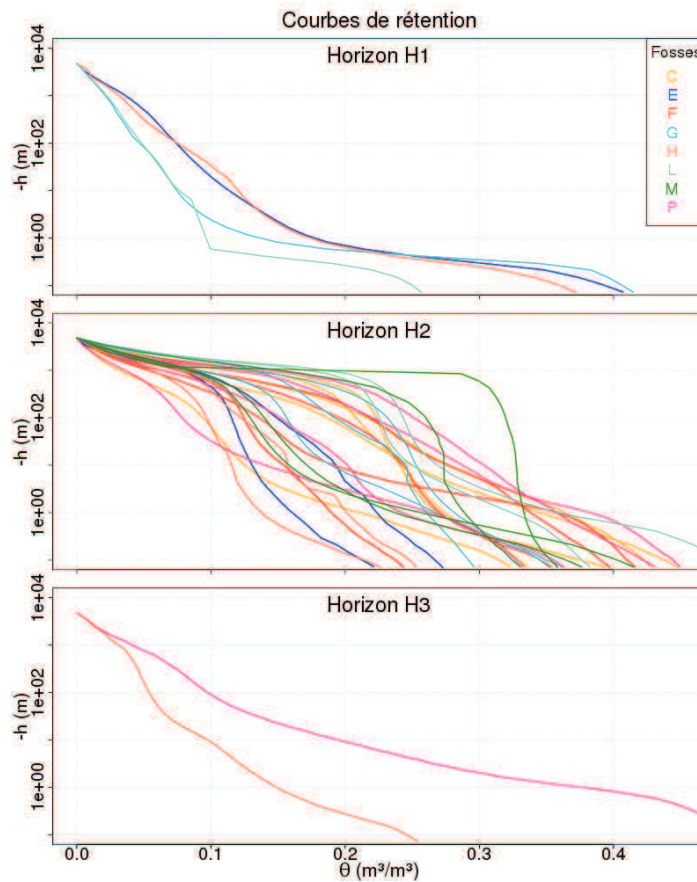


Figure VIII.15: courbes de rétention obtenue par porométrie mercure. D'après Robert (2012).
Retention curves from mercury porometry.

VIII.4.4. MODÈLES

Les paramètres de rétention utilisés pour la modélisation hydrologique, essentiellement basés sur les observations listées en section précédente, sont présentés dans le Tableau VIII.4 pour l'étude de Richard et al. (2013) et dans le Tableau VIII.5 pour l'étude de Robert (2012).

	Θ_r	Θ_s	h_g (m)	n	K_s (m/s) (m/jr)	l
H 1	0.025	0.35	-0.5	1.8	$5.2 \cdot 10^{-5}$ (4.5)	0.5
H 2	0.09	0.35	-0.28	1.6	$3.5 \cdot 10^{-5}$ (3.0)	0.5
H 3	0.025	0.25	-1	1.8	$1.4 \cdot 10^{-5}$ (1.2)	0.5

Tableau VIII.4: paramètres de rétention retenus par Richard et al. (2013).
Retention parameters used by Richard et al. (2013).

	Θ_r	Θ_s	h_g (m)	n	K_s (m/s) (m/jr)	l
H 1	0.03	0.4	-0.25	1.65	$1 \cdot 10^{-5}$ (0.9)	0.5
H 2	0.0	0.36	-0.3	1.22	$1 \cdot 10^{-6}$ (0.1)	0.5
H 3	0.01	0.3	-1.3	1.76	$1 \cdot 10^{-5}$ (0.9)	0.5

Tableau VIII.5: paramètres de rétention retenus par Robert (2012).
Retention parameters used by Robert (2012).

L'approche de Robert (2012) était entièrement déterministe, et celle de Richard et al. (2013) a consisté à ne soumettre au calage que le paramètre K_s . Les K_s retenus, ou calés, sont un ordre de grandeur, voire deux, au-dessus des mesures par infiltromètre ou perméamètre de laboratoire. Ceci est sans doute dû à l'activation de chemins préférentiels, au travers de macropores par exemple, non représentés dans les échantillons prélevés, de petite taille. Bien que ces phénomènes ne soient pas pris en compte dans les modèles à base physique développés, qui n'utilisent que des lois de transferts en milieu poreux (équation de Richards), ils sont certainement exprimés dans ces résultats sous la forme d'un K_s de la matrice poreuse exagérément élevé.

Les modèles moyens sont entachés d'un fort degré de liberté des différents paramètres, compte tenu de la variabilité des courbes individuelles. On peut constater néanmoins un « n » plus faible dans l'horizon intermédiaire, qui a pour conséquence une variation plus progressive des teneurs en eau, permettant de limiter les battements modélisés, dans un milieu soumis à des faibles variations de potentiel matriciel. Le θ_s de la troisième couche est également pris relativement faible par rapport à la gamme de variation. Les h_g sont faibles dans les deux premières couches, permettant d'entrer rapidement dans la phase de forte variabilité de teneur en eau lors de la désaturation du milieu. Une valeur proche de -1m est retenue pour l'horizon H3, en accord avec les données obtenues par porométrie mercure à partir des échantillons prélevés en NAH. Du fait de la forte variabilité de cet horizon, il est probable que ce paramètre soit très variable spatialement.

On peut également préciser que ces deux études, si elles le reconnaissent, ne prennent pas en compte de paramètres de macroporosité, connus pour jouer un rôle significatif dans ce type d'environnements (Chevallier & Planchon 1993; Giertz et al. 2005; Bargués Tobella et al. 2014).

Ainsi, les gammes possibles de paramètres, retenues pour le présent travail, sont présentées dans le Tableau VIII.6. Dans l'ensemble, les gammes sont peu restreintes du fait de la forte dispersion des mesures, mais traduisent de comportements différents selon les classes, qui ont pu être dégagés de l'analyse des données présentées dans ce chapitre.

	θ_s	θ_r	K_s (m/s) (m/j)	$ h_g $ (m)	n
H1	0.35-0.45	0.01-0.05	$5.8 \cdot 10^{-6}$ - $5.7 \cdot 10^{-5}$ (0.5-5)	0.2-0.6	1.6-2.2
H2	0.35-0.45	0.05-0.1	$1.2 \cdot 10^{-7}$ - $3.5 \cdot 10^{-5}$ (0.01-3)	0.2-0.6	1.5-1.8
H3 (argile)	0.4-0.5	0.05-0.1	$1.2 \cdot 10^{-8}$ - $1.2 \cdot 10^{-6}$ (0.001-0.1)	1-1.5	1.15-1.5
H3 (AH)	0.4-0.45	0.05-0.1	$1.2 \cdot 10^{-6}$ - $5.7 \cdot 10^{-5}$ (0.1-5)	0.7-1.5	1.2-2
H3 (AS)	0.2-0.35	0.01-0.05	$1.2 \cdot 10^{-6}$ - $5.7 \cdot 10^{-5}$ (0.1-5)	0.7-1.5	1.5-2.2

Tableau VIII.6: gammes de variations des paramètres retenues.

Synthesis of parameters variability ranges.

On peut noter que pour l'argile, les seules mesures de porosité proviennent de la mesure gamma au site G2 et G5, et tendent à montrer une forte porosité (faible densité, Figure VIII.9). Les conductivités à saturation (K_s) sont également les plus faibles, et associées à des valeurs élevées de h_g , et faibles de n. A l'opposé, le sol est très drainant, et si la macroporosité ne peut être prise en compte par ce type de modèle, une gamme de K_s et de n forts, des h_g relativement faibles et une large gamme de variations de teneurs en eau pouvant être sollicitée, permettent de représenter au premier ordre de tels comportements. L'horizon intermédiaire H2 est plus argileux, ce qui se traduit notamment par une teneur en eau résiduelle (θ_r) relativement importante, une gamme de K_s plus étendue vers les valeurs faibles, et des n plus faibles. Les principales différences relevées entre les classes « altéré humide » et « altéré sec » au sein de l'horizon H3 concernent les gammes de porosité.

VIII.5. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Sur la base d'observations hydrologiques, de caractérisations géophysiques et d'analyses de débris de forage, un modèle lithologique simplifié du sous-sol a pu être construit à l'échelle de la parcelle, définie par la zone d'empreinte des gravimètres absolu et supraconducteur. Malgré la très forte hétérogénéité de la zone, le milieu a pu être séparé en trois horizons distincts :

- Un horizon H1, de 0 à 0.5 m, à caractéristiques sablo-limoneuses, et une macroporosité potentiellement développée, favorisant l'infiltration des précipitations, et dont les variations spatiales de propriétés ne sont pas étudiées ici, mais sont connues pour être fortement liées au type de couvert.
- Un horizon H2, de 0.5 à 2.5m, dont les propriétés de rétention varient fortement latéralement. Cette variabilité a été simplifiée au premier ordre en deux types définis sur la base des mesures de résistivité électriques. Un premier type est défini comme cuirasse latéritique, très résistante, et dont l'analyse dans la partie suivante révèle une matrice à faible capacité de stockage couplée à une macroporosité développée et bien connectée. Un second type est défini comme latérite, et dont les propriétés sont très variables spatialement. Au regard des mesures de terrain effectuées au sein de fosses pédologiques autour des gravimètres, cette séparation en deux unités peut toutefois être sujette à caution. Des nappes perchées peuvent apparaître au sein d'un tel horizon, si ses propriétés de rétention le permettent, ou si un contraste de perméabilité (entre cet horizon et le sous-jacent) est présent, favorisant accumulation et (ou) transferts latéraux au lieu de percolation profonde.
- Un horizon H3, de 2.5m au socle, dont la topographie varie, présente des unités très argileuses à très faibles perméabilités, ainsi que deux unités au comportement hydrologique distinct : des altérites très humides toute l'année et à porosité significative, ainsi que des altérites plus « sèches », représentatives d'un milieu peu altéré, et comprenant des bancs de roche saine. La porosité γ est plus faible, mais aucune mesure de conductivité hydraulique n'y est disponible, si ce n'est celle déduite des sondages RMP, mais qui souffrent d'un manque de calibration sur des données d'essai de pompage.

Based on hydrological observations, near-surface geophysical characterizations and drilling residuals analysis, a simplified lithological model has been built at the plot scale, defined by the footprint of both absolute and superconducting gravimeters. Despite the highly heterogeneous characteristics of the area, three main layers, including their spatial variations, have been defined:

- *H1 horizon, from surface to 0.5m, with sandy properties, and potentially macroporous, which fosters precipitation infiltration. Spatial variations of this horizon are not studied in this work, but are known in the area to be highly dependent on land cover.*
- *H2 horizon, from 0.5 to 2.5m deep, for which retention properties are highly variable laterally. This variability has yet been simplified at first order as two different types based on electrical resistivity measurements: a highly resistive hardpan, for which the next section (at the small basin scale) shall reveal a weak matrix storage capacity coupled with a highly developed and connected macroporosity. A second type is defined as a lateritic, softer hardpan which undergoes a significant lateral variability of its hydrodynamic properties. From trenches-based measurements in the area, this classification in two main units, particularly relevant at the basin scale (see next section), may be discussed here. Perched water tables may appear in such horizon, if retention properties allow so, or in the case of a permeability interface between this horizon and the underlying one. Such behaviour favors accumulation and (or) lateral redistribution instead of deeper percolation.*
- *H3 horizon, from 2.5m deep to basement (with laterally varying topography) presents highly clayey units with weak permeabilities, together with two units with distinct hydrological behaviour: "wet" weathered units, rather moist all year long and with significant porosity, and "drier" porosities, representatives of a less weathered environment, and including fresh rock layers. Porosity is weaker, but no hydraulic conductivity measurements are available, except from magnetic resonance soundings, but which lack calibration.*

CHAPITRE IX

DISTRIBUTION SPATIO- TEMPORELLE DES VARIATIONS DE STOCK À PROXIMITÉ DES GRAVIMÈTRES

Ce chapitre est consacré à l'analyse spatiale et temporelle des mesures de sonde à neutrons, de piézométrie et de microgravimétrie à l'échelle de la parcelle aux alentours des gravimètres. Les comportements hydrologiques identifiés sont discutés à la lumière de la caractérisation lithologique du chapitre précédent.

IX.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Après l'analyse lithologique et hydrodynamique du chapitre précédent, les séries temporelles sont revues ici sous l'angle proposé dans ce travail de thèse : la variation de stock. Les séries de piézométrie et de stock d'eau déduites des mesures SAN permettent d'évaluer le jeu de données acquises par microgravimétrie.

Objectif

La question posée concerne la distribution spatiale des variations saisonnières de stock. La micro-gravimétrie est limitée par quelques contraintes : 1) l'investissement temporel requis pour les mesures d'un réseau permet difficilement un suivi à haute fréquence sur une longue durée ; 2) l'incertitude sur la mesure de microgravimétrie (typiquement quelques microgals) suppose une grande rigueur de protocole pour la détection de faibles signaux hydrologiques (l'effet d'une lame d'eau infinie de 100mm est de $4.2\mu\text{gal}$) ; 3) la microgravimétrie seule est sensible aux variations spatiales par rapport à une moyenne de réseau (voir plus bas), donc si un signal fort affecte tout le réseau de la même manière, il ne sera pas détecté. Ces limitations incitent à s'intéresser au signal hydrologique de plus forte amplitude, le signal saisonnier. Si les distributions spatiales de ce signal sont significatives, elles pourront être détectées par microgravimétrie.

L'acquisition, le traitement, et l'analyse de données de microgravimétrie fait l'objet d'une section largement détaillée dans la partie suivante, à laquelle le lecteur est invité à se référer pour des précisions techniques. Le principe de la micro-gravimétrie temporelle est résumé ici, et les spécificités du protocole de l'expérience sont développées, par rapport au protocole rigoureusement défini dans la partie suivante.

Micro-gravimétrie et gravimétrie hybride

Un micro-gravimètre est un appareil relatif, soumis à une dérive instrumentale qui nécessite un déploiement sur le terrain sous forme de « boucles » de mesures à partir d'une station de base. Au retour à la station de base, après une campagne de mesures, la valeur finale est comparée à la valeur acquise en début de campagne (cette démarche est équivalente à un nivellement topographique où l'on effectue une boucle de points à niveler par rapport à un point de référence sur lequel la boucle est « fermée »). Une dérive, souvent supposée linéaire, peut en être déduite. Les valeurs acquises aux autres stations de la boucle sont alors corrigées de cette dérive.

Une campagne de mesures, sur une journée par exemple, donne accès aux différences de gravité entre la station de base et chaque station du réseau. On appelle ces différences les « simples différences », et elles sont dues à des effets statiques, considérant que l'ensemble des phénomènes temporels survenant pendant la campagne aient été bien corrigés (marées, atmosphère...). Généralement, l'effet statique le plus important est celui lié aux différences d'altitudes entre les stations, plus ou moins proches du centre des masses de la Terre. Les effets topographiques, de distribution de densité du sous-sol, de latitude... influent sensiblement sur ces variations spatiales. Certains de ces effets doivent être corrigés en microgravimétrie classique, non-temporelle, quand la cible prospectée concerne les distributions de densités. En microgravimétrie temporelle, seules les différences entre deux campagnes de mesures sont considérées : on parle alors de « doubles différences » (Pfeffer et al. 2011). Dans ce cas, tous les effets statiques s'annulent et seuls subsistent les effets temporels, incluant l'hydrologie des variations de stock. Généralement, les différences sont effectuées entre chaque campagne de mesure et une campagne dite de « référence » (la première, ou celle qui a bénéficié de la plus grande précision de la mesure).

Une limite importante de la micro-gravimétrie temporelle est qu'elle ne donne pas accès aux variations temporelles moyennes du réseau, de la station de base, ou de n'importe quelle autre référence. Seule la variation temporelle des écarts à cette moyenne de réseau, station de base, ou référence est obtenue pour chaque station. On se réfère au terme « gravimétrie hybride » pour décrire le protocole qui consiste à analyser conjointement des données de micro-gravimétrie spatiales avec un suivi d'une station de base par gravimétrie temporelle (gravimètre supraconducteur et/ou absolu). Le suivi gravimétrique de la station de base par gravimètre supraconducteur ou absolu, couplé à de telles données spatiales, permet en théorie de retrouver les variations de stock « absolues » en tout point du réseau.

Le schéma de la Figure IX.1 résume ces principes. Une campagne de référence est effectuée à la date $T=T_0$ (Figure IX.1.a) pour 5 stations, la station de base étant celle qui est co-localisée à un SG. La mesure produit les variations spatiales statiques de gravité par rapport à la station de base (altitude, topographie, densité...), que l'on suppose nulles ici. La microgravimétrie classique donne donc une valeur nulle pour chacun des points. La mesure du SG à $T=T_0$ est ajoutée à la station de base, et donc à l'ensemble des points du réseau, pour obtenir la mesure de gravimétrie hybride.

Pour comprendre l'intérêt de la gravimétrie hybride, on considère deux cas distincts pour la deuxième campagne à la date T_1 : soit les variations de stocks entre ces deux dates ont été homogènes spatialement (Figure IX.1.b), soit hétérogènes, du fait de processus distincts (redistribution de subsurface par ruptures de perméabilités sur zone de socle ou argileuse, effet de masque du bâtiment, Figure IX.1.c). Dans le premier cas, la microgravimétrie classique mesure les différences à la station de base, qui sont les mêmes qu'en $T=T_0$, donc toutes les stations sont à zéro, et la seule information obtenue est une absence de variations spatiales. La gravimétrie hybride apporte l'information de la mesure continue du SG, qui a suivi les variations de stocks pendant la période.

Dans le second cas, la microgravimétrie mesure des variations spatiales, qui sont donc autant de déviations au signal continu mesuré par le SG. Les variations totales de stock entre les dates T_0 et T_1 sont accessibles pour tous les points du réseau en ajoutant la mesure SG à chaque mesure de microgravimétrie. La première station à gauche voit un déficit de stockage par rapport à la station de base (elle-même en déficit, par le masque du bâtiment, par rapport au cas normal qui est celui de la station immédiatement à droite du bâtiment). Au contraire, la deuxième station à gauche mesure un gain de stockage par la redistribution latérale. La station la plus à droite subit le même phénomène que celle à gauche, avec en sus un mouvement vertical dû au gonflement d'argiles par poroélasticité, contribuant à diminuer la gravité.

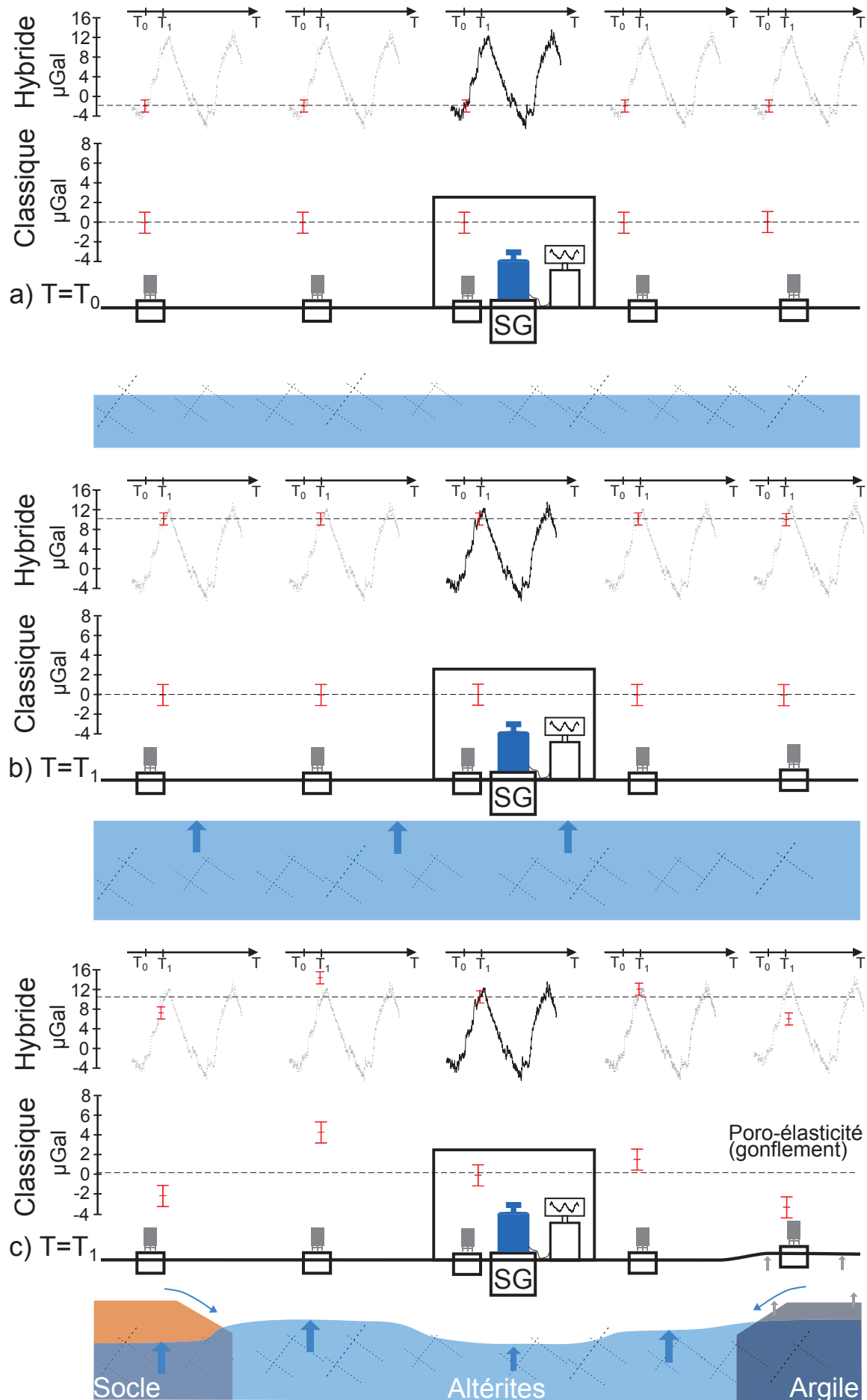


Figure IX.1: micro-gravimétrie hybride : concept. Profil de 5 stations de micro-gravimétrie et une station SG. a) campagne de référence, b) campagne à la date T1, cas de variations homogènes de stock, c) campagne à T1, variations hétérogènes.

Hybrid microgravity conceptual scheme. 5 microgravimeters and 1 SG. a) reference survey, b) survey at T1, homogeneous storage variations, c) survey at T1, heterogeneous variations.

Protocole

Le protocole initial supposait une campagne de mesures à chaque maximum saisonnier (juin et septembre-octobre), avec un nombre important de répétitions du réseau, pour contraindre au mieux l'incertitude sur la mesure et sur l'ajustement des dérives. De nombreuses campagnes intermédiaires ont été ajoutées, à répétitions plus limitées et permettant d'évaluer les tendances intra-saisonniers.

De nombreuses configurations de réseau ont été testées lors des premières campagnes : réseau en étoile, où chaque boucle ne comporte qu'une station et deux répétitions de la station de base, réseau en boucles classiques avec un nombre déterminé de stations, boucles imbriquées... La contrainte climatique (risque de pluie durant la boucle) imposait de répéter les stations assez rapidement, éliminant le réseau en étoile, qui se révélait trop coûteux en temps. Au vu des quelques résultats constatés, il s'est avéré préférable de maximiser le nombre de répétitions des stations, dans des boucles indépendantes, plutôt que de minimiser la durée des boucles (procédé qui permet d'être au plus proche de l'hypothèse de dérive linéaire, et de minimiser les impacts du transport). Ce constat est sans doute lié aux très faibles distances (<100m) impliquées dans cette expérience, qui ne dégradait pas la dérive du ressort lorsque des stations étaient ajoutées au sein d'une boucle. Toutefois, les boucles qui incluaient l'ensemble des stations du réseau souffraient d'incertitudes plus fortes. Un compromis d'une moyenne de 2-3 stations par boucle a été adopté à partir de septembre 2011.

Aux extrema saisonniers, le réseau était répété autant de jours que possible en l'absence de pluie. Cette période était souvent limitée à deux jours, impliquant quatre répétitions de stations en moyenne.

Les spécificités techniques du protocole rigoureux de la mesure à proprement parler sont disponibles dans la partie suivante. La sensibilité aux mouvements verticaux étant très grande en gravimétrie (gradient à l'air libre de $-0.3\mu\text{gal}/\text{mm}$), des campagnes de nivellement aux maximums saisonniers ont été entreprises. C'est également sur la bande saisonnière que des effets locaux de mouvements verticaux peuvent se produire (gonflement/retrait d'argile par exemple).

IX.2. RÉSULTATS

La Figure IX.2 présente les résultats des mesures. Une représentation liant les points de mesures par une droite est proposée ici pour faciliter la lecture. Ces traits ne traduisent pas du comportement hydrologique réel et ne doivent donc pas être interprétés. La Figure IX.2.a montre les variations temporelles de piézométrie. La Figure IX.2.b montre les variations temporelles de stock telles que mesurées par SAN. La Figure IX.2.c présente les résultats de gravimétrie hybride, soit les variations absolues de gravité en chaque point du réseau, incluant la station de base (FG5), pour laquelle la série du gravimètre supraconducteur a été ajoutée. Les séries s'arrêtent en 2012, car un important problème d'acquisition du gravimètre supraconducteur est survenu pendant la saison des pluies 2013 ne permettant pas de prolonger l'analyse. La série G6 a été sous-échantillonnée par rapport aux autres stations.

La Figure IX.2.d montre les données complètes de micro-gravimétrie, sous forme de doubles différences. La station de base possède une valeur nulle par construction. L'analyse de tels types de données est rarement intuitive pour le profane. Une représentation similaire des données hydrologiques est donc proposée dans les Figure IX.2.d et .c, qui montrent les différences de chaque série temporelle hydrologique (respectivement piézométrique et SAN) avec la série hydrologique acquise au site de référence (FG5), et par rapport à la première date de campagne microgravimétrique (06/07/2011).

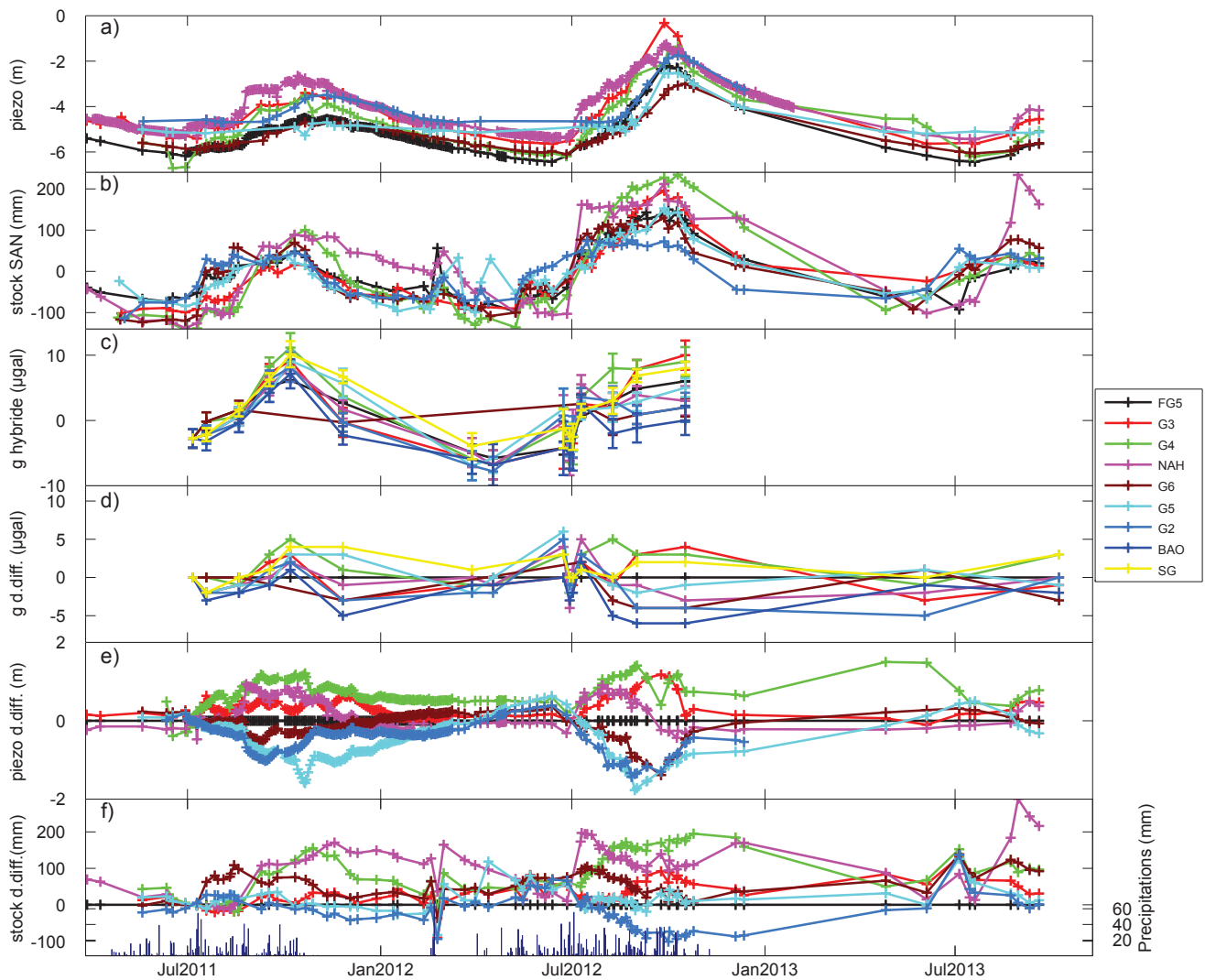


Figure IX.2: hydrologie et microgravimétrie locales. a) niveaux piézométriques ; b) variations de stock d'eau par sonde à neutrons ; c) gravimétrie hybride (SG + CG5) ; Double différence (d.diff.) par rapport à la station FG5 et à la date du 06/07/2011 : d) CG5 ; e) piézométrie ; f) stock d'eau par sonde à neutrons.

Hydrology and local microgravity. a) water table ; b) storage variations from neutron probe ; hybrid gravity (SG + CG5) ; double differences (d.diff.) with respect to FG5 base station and 06/07/2011 : d) CG5 ; e) water table ; f) water storage from neutron probe.

Les valeurs ainsi que leurs incertitudes sont présentées dans le Tableau IX.1. Une explication détaillée des incertitudes est disponible dans la partie suivante. Les incertitudes présentées ici tiennent compte de la précision de la mesure (répétabilité), de l'erreur *a posteriori* de l'ajustement de la dérive, et des différents termes impliqués dans les différences. On peut noter que la campagne de référence (06/07/2011) a bénéficié d'au moins 6 répétitions par station, résultant en des erreurs très faibles sur les simples différences. La conséquence de ceci est qu'à la résolution montrée ici, les erreurs sur les simples différences sont égales aux erreurs des doubles différences (différences par rapport à la campagne de référence).

date	G6	G5	FG5	supra	G3	G4	G2	NAH	BAO	répétitions	moyenne
06/07/2011	0 ± 1	0 ± 1	0 ± 0	0 ± 0	0 ± 1	0 ± 1	0 ± 1	0 ± 1	0 ± 1	6	
19/07/2011	0 ± 1	-2 ± 1	0 ± 0	-2 ± 1	-2 ± 1	0 ± 1	-2 ± 1	-2 ± 1	-3 ± 1	2	
19/08/2011	0 ± 1	-1 ± 1	0 ± 0	0 ± 1	-1 ± 1	-1 ± 1	-2 ± 1	-1 ± 1	-2 ± 1	2	
17/09/2011		-1 ± 1	0 ± 0	1 ± 1	2 ± 1	3 ± 1	1 ± 1	0 ± 1	-1 ± 1	6	
07/10/2011		3 ± 1	0 ± 0	4 ± 2	3 ± 1	5 ± 2	2 ± 2	2 ± 2	1 ± 2	4	
26/11/2011	-3 ± 1	3 ± 2	0 ± 0	4 ± 1	-3 ± 2	1 ± 2	-3 ± 1	-1 ± 1	-5 ± 1	2	
28/03/2012		-2 ± 2	0 ± 0	1 ± 2	-1 ± 2	-1 ± 2	-2 ± 2	0 ± 2	-1 ± 2	2	
17/04/2012		0 ± 2	0 ± 0		-1 ± 2	-1 ± 2	-2 ± 2	-1 ± 2	-1 ± 3	2	
23/06/2012		6 ± 3	0 ± 1	3 ± 3	0 ± 3	3 ± 3	5 ± 4	4 ± 4	0 ± 4	2	
29/06/2012		-2 ± 1	0 ± 0	0 ± 1	-2 ± 2	-2 ± 2	-1 ± 2	-4 ± 2	-3 ± 2	2	

date	G6	G5	FG5	supra	G3	G4	G2	NAH	BAO	répétitions moyenne
02/07/2012		0 ± 2	0 ± 0	0 ± 2	-1 ± 2	-2 ± 2	0 ± 3	1 ± 3	-2 ± 3	2
10/07/2012	2 ± 1	1 ± 1	0 ± 0	1 ± 1	2 ± 1	3 ± 1	3 ± 1	5 ± 1	2 ± 1	4
09/08/2012	-3 ± 2	-1 ± 2	0 ± 0	0 ± 2	-1 ± 2	5 ± 2	0 ± 2	-1 ± 2	-5 ± 2	2
01/09/2012	-4 ± 1	-2 ± 1	0 ± 0	2 ± 1	3 ± 1	3 ± 1	-4 ± 1	-1 ± 1	-6 ± 2	2
17/10/2012	-4 ± 1	-1 ± 1	0 ± 0	2 ± 1	4 ± 2	3 ± 2	-4 ± 2	-3 ± 2	-6 ± 2	2
02/06/2013	1 ± 3	1 ± 3	0 ± 0	0 ± 2	-3 ± 3	-1 ± 3	-5 ± 2	-2 ± 3	-1 ± 3	4
08/10/2013	-3 ± 1	-1 ± 1	0 ± 0	3 ± 1	-1 ± 1	3 ± 1	0 ± 1	0 ± 1	-2 ± 1	4

Tableau IX.1: microgravimétrie: doubles différences.*Microgravity: double differences.*

Seules trois campagnes de nivellement ont pu être menées à bien, avec des erreurs de fermeture relativement faibles (Tableau IX.2).

	<i>campagnes de nivellement (mm)</i>			<i>différences (mm)</i>		
	29/06/2011	23/08/2011	31/08/2012	08/2011-06/2011	08/2012-08/2011	08/2012-06/2011
erreur de fermeture max (mm)	1	2	3.5			
FG5	0	0	0	0	0	0
SG pilier	-412	-415	-413	-3	2	-1
SG – sol (station CG5)	-451	-453	-453	-1	0	-2
G5	-94	-92	-92	2	0	2
G6	-112	-103	-102	9	1	10
G4	-1154	-1153	-1149	1	5	6
G2	-1933	-1932	-1932	1	1	2
NAH	-2741	-2738	-2738	3	-1	2
BAO	-3713	-3709	-3708	4	1	5

Tableau IX.2: campagnes de nivellement: résultats.*Leveling results.*

IX.3. DISCUSSIONS

Critique des résultats

Si la plupart des points semblent subir une surrection par rapport à la station de base du FG5, les amplitudes sont relativement faibles (Tableau IX.2), et ce phénomène n'est pas observé pour le site du gravimètre supraconducteur (SG). Il est donc assez difficile de conclure à un mouvement vertical spécifique à la station de base (FG5). En revanche, la station G6 semble assez clairement se soulever lors de la saison humide 2011. Une amplitude de 9mm correspond à un effet sur la mesure de gravité compris entre 2 et 3 μ gal selon les redistributions de masses impliquées dans le déplacement vertical (De Linage et al. 2007). Le nombre insuffisant de campagnes ne permet pas de conclure à un phénomène périodique. La zone est située sur du socle faiblement altéré, mais en bordure d'un banc argileux important. La station argileuse BAO montre un comportement du même type, mais de plus faible amplitude, sur la même période. Il est possible que la station G4 ait également subi un léger déplacement vertical sur la période 2011-2012.

Le faible signal mesuré en micro-gravimétrie (<7 μ gal) peut être analysé grâce aux incertitudes très faibles obtenues. La forte hausse observée sur l'ensemble des stations à la date du 23/06/2012 correspond également aux plus fortes incertitudes observées. Les données ne montrent pas d'anomalie particulière. Certaines campagnes de micro-gravimétrie à l'échelle du bassin-versant ont également abouti à des résultats

aberrants, mais marqués par une forte erreur *a posteriori* lors de l'ajustement des dérives, car les boucles étaient imbriquées entre elles. Cependant, aucune anomalie significative (tilts, précision, température...) n'était visible dans les données. Ce phénomène a été interprété comme étant l'expression d'offsets instrumentaux survenant pendant la campagne et hors des périodes de mesures. De tels effets ont pu être constatés sur les données de *cycling* (lorsque le CG5 est en station, et mesure en continu entre les différentes campagnes). La Figure IX.3 présente de tels décrochements. Aucune justification instrumentale de ces effets n'a pu être identifiée, mais il n'est pas rare que certains CG5 se comportent étrangement (S. Deroussi, *comm. pers.*), et une piste suggérée par d'autres utilisateurs est celle des orages (N. Le Moigne, *comm. pers.*). Si certains offsets observés pendant les périodes de *cycling* sont effectivement corrélés à des précipitations significatives, ce n'est pas vrai tout le temps, et particulièrement pas pour la journée d'acquisition du 23/06/2012. Aucune justification claire n'est donc identifiée.

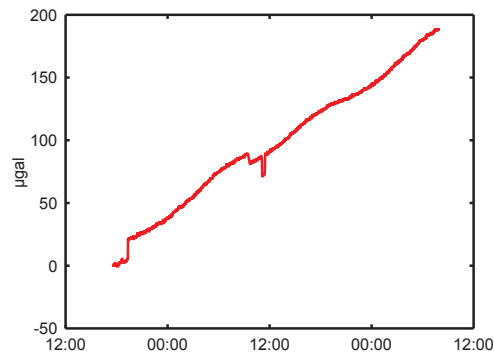


Figure IX.3: offsets dans la série temporelle du CG5 en station.
Offsets in CG5 time series.

La station « supra » présentée ici est en réalité mesurée directement sur le sol de la case, le gravimètre supraconducteur prenant toute la place disponible sur le pilier stable. Or le sol de la case est relativement instable, et ce point de mesure est de très loin le moins précis du réseau. Malgré un grand soin pris lors des mesures, la plupart des séries acquises à ce site observent une grande fluctuation des tilts, et des valeurs qui dépassent de beaucoup (souvent 10 secondes d'arc) les critères de sélection lors de l'acquisition. De tels effets peuvent sérieusement dégrader la précision des mesures (Reudink et al. 2014). Lors du traitement, les données de cette station ont malgré tout été conservées, afin de détecter d'éventuels effets entre le site FG5 et le site SG. Si la station supra semble donc montrer une amplitude saisonnière plus forte, l'incertitude sur la mesure empêche de l'utiliser rigoureusement comme une station de base. Ainsi la série temporelle acquise par le gravimètre supraconducteur est appliquée au site FG5 (station de base), en supposant une similitude de comportement entre les deux sites, qui peut être questionnée au vu des résultats microgravimétriques de la station supra.

Les données piézométriques acquises en G2 sont en partie limitées par la faible profondeur du forage dans ce domaine argileux (voir Figure VIII.3). La profondeur maximale atteinte par la nappe n'est donc pas disponible, bien que les inter-saisons montrent, tout comme en G5, que la nappe semble se maintenir à niveau dans les argiles, qui se désaturent peu.

La fréquence d'acquisition de la SAN est d'environ une semaine, fréquence qui a été dégradée en 2013 suite à des difficultés de gestion.

Argile, socle, et redistributions latérales

Afin de faciliter la lecture de la Figure IX.2, les sites argileux (G2, G5, BAO) sont représentés en nuances de bleu, et le site de socle G6 en marron. Ces deux groupes montrent un comportement clairement déficitaire par rapport à la station de base FG5 en doubles différences piézométriques et gravimétriques. Ce comportement est moins visible en SAN, bien que ces courbes soient regroupées dans la zone inférieure du graphique: il peut s'agir de l'expression d'une particularité au niveau de la SAN du FG5. La zone environnante a été longtemps piétinée autour des cases des gravimètres, puis protégée sur un petit périmètre (1m) autour de la SAN à partir de 2012. Egalement, la comparaison des niveaux de nappe, et de la mesure gravimétrique intégratrice, avec la mesure SAN ponctuelle (30cm) peut se heurter à des problèmes d'échelles et de

représentativité à la station FG5.

Pour autant, les sites argileux montrent un comportement bien particulier. D'une part leurs amplitudes (stock, nappe) sont les plus faibles de la zone, et d'autre part la réponse aux années à cumuls de précipitations très différents (~1000mm en 2011, et ~1500mm en 2012) y est moins contrastée qu'ailleurs. Cette observation est vraie pour G6 également, bien qu'une surrection observée par nivellement puisse contribuer à la justifier. L'allure de la variation de stock SAN est également spécifique : particulièrement pour G2 et G6, une forme de type « plateau » y est observable, traduisant d'un comportement qui semble limité par des phénomènes de seuils. Un comportement similaire est également identifiable au site NAH en 2012, mais provient de la nappe perchée identifiée sur le site. En gravimétrie, l'année 2012 excédentaire est marquée par un déficit systématique de ces zones par rapport au gravimètre, déficit plus prononcé qu'en 2011. Cette observation converge également vers une réponse au signal pluviométrique moins contrastée qu'ailleurs pour ces zones particulières.

Un tel phénomène peut être justifié par des écoulements de subsurface, redistribuant latéralement l'eau des interfaces argileux ou de socle peu perméables vers des secteurs adjacents. Des différences spatiales de flux d'évapotranspiration sont peu probables, la couverture étant relativement indépendante du substratum et plutôt homogène sur la zone des gravimètres (jachères/cultures). De plus, pendant la période humide, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle, proscrivant des variations latérales significatives sur couvert similaire. Cette interprétation peut toutefois être discutée, en l'absence de variations à hautes fréquences dans les données piézométriques qui traduiraient un tel comportement par sollicitation rapide d'un niveau saturé sus-jacent à l'interface de perméabilités. Des phénomènes de redistribution latérale sont également possibles plus proches de la surface, comme à l'interface H1/H2, qui tend à être marqué par un contraste de perméabilité entre l'horizon à dominante sableuse (H1) et celui à dominante argileuse (H2).

Au contraire, les sites G3, G4 et FG5 montrent un comportement plus progressif et qui semble moins limité, traduisant d'une prédominance de redistribution hydrique verticale. Le site NAH est marqué par une forte et abrupte hausse de stock, particulièrement en 2012, et qui semble limitée par un seuil. Cette hausse survient bien avant le maximum piézométrique et suggère le remplissage de la nappe perchée identifiée à ce site (Figure IX.2), qui alimente ensuite progressivement la nappe profonde par recharge directe. Cette dernière peut également être alimentée latéralement par des zones de meilleure percolation. Cette observation souligne le caractère particulier du site NAH, sur lequel se sont basées de nombreuses études précédentes (e.g. Séguis et al. 2011b, Robert, 2012, Richard, 2014), et qui semble confirmer les observations faites au chapitre VIII.

Des années contrastées

L'ensemble des observables hydrologiques du haut de versant (piézométrie, SAN) tendent à montrer une réponse très différente à des années pluviométriquement contrastées (2011 et 2012), avec quelques exceptions dans les zones les plus argileuses. Cependant, la série temporelle du SG (ainsi que celle du FG5) montre une réponse relativement peu contrastée, et une absence de comportement de type « plateau » telle qu'identifiable dans les zones argileuses. Trois explications peuvent être proposées : 1) des phénomènes de redistributions d'eau spécifiques à la zone des gravimètres sont présents: cette redistribution serait plus marquée en 2012 et limiterait le contraste gravimétrique entre 2011 et 2012 ; 2) La série temporelle du SG souffre d'imprécision quant au traitement des données (offsets, dérive) ; 3) des mouvements verticaux locaux (gonflement/retrait d'argile) modifient localement la mesure de la pesanteur (rappelons qu'un gonflement local diminuera la pesanteur).

Au regard des résultats présentés ici, quelques éléments de discussion peuvent être apportés. Sur l'année 2011, l'ensemble des points CG5 montrent une amplitude saisonnière supérieure à la station de base FG5 (Figure IX.2). Si un phénomène spécifique de gonflement limité en 2011 (car moins « humide ») devait avoir lieu, il devrait donc se produire sur l'ensemble des stations du réseau, dont beaucoup ne sont pas situées au droit d'unités argileuses. Une telle justification est donc discutable. De même, la similitude de comportement observé sur l'ensemble des données CG5 en 2011 tend à montrer de manière plus générale qu'ils se comportent de la même manière cette année-là. Ainsi, des phénomènes de redistribution d'eau intervenant de

manière spécifique au droit du gravimètre supraconducteur et non visible dans les séries hydrologiques sont relativement peu probables. Pour autant, le traitement des données du gravimètre supraconducteur a été entrepris avec rigueur, et par plusieurs opérateurs (voir partie précédente), et semble validé par les mesures FG5. Aucune réponse précise à cette faiblesse de contraste gravimétrique du SG (ou de FG5) entre 2011 et 2012 ne peut donc être formulée à ce niveau.

Analyse par EOF de la gravimétrie hybride

Une autre manière de mettre en évidence les variations spatiales du cycle saisonnier consiste à passer par une analyse en composantes principales de type EOF (pour Empirical Orthogonal Functions). Cette méthode, décrite plus avant dans la partie suivante, permet d'identifier les motifs spatiaux de la part du signal qui contient la plus grande variance (e.g. Longuevergne et al. 2007). Dans le cas de la gravimétrie hybride, la variance du signal est dominée par la bande saisonnière.

Les résultats de l'analyse EOF sont présentés en Figure IX.4. La Figure IX.4.a montre la variance cumulée expliquée par les différents modes. Le premier mode explique 91% de la variance du signal : il est défini par la bande saisonnière. Les résultats de l'analyse EOF pour ce mode sont présentés dans la Figure IX.4.b pour l'EOF (motif spatial, dont la représentation résulte d'une interpolation spatiale à intérêt purement visuel), et dans la Figure IX.4.c pour les coefficients d'expansion (motif temporel). Rappelons que le signal « filtré » contenant l'essentiel de la variance moyenne du réseau peut être obtenu pour chaque station par la projection (multiplication) des coefficients d'expansion sur les EOF. Pour plus de détails concernant la méthode, le lecteur est invité à se référer à la partie suivante.

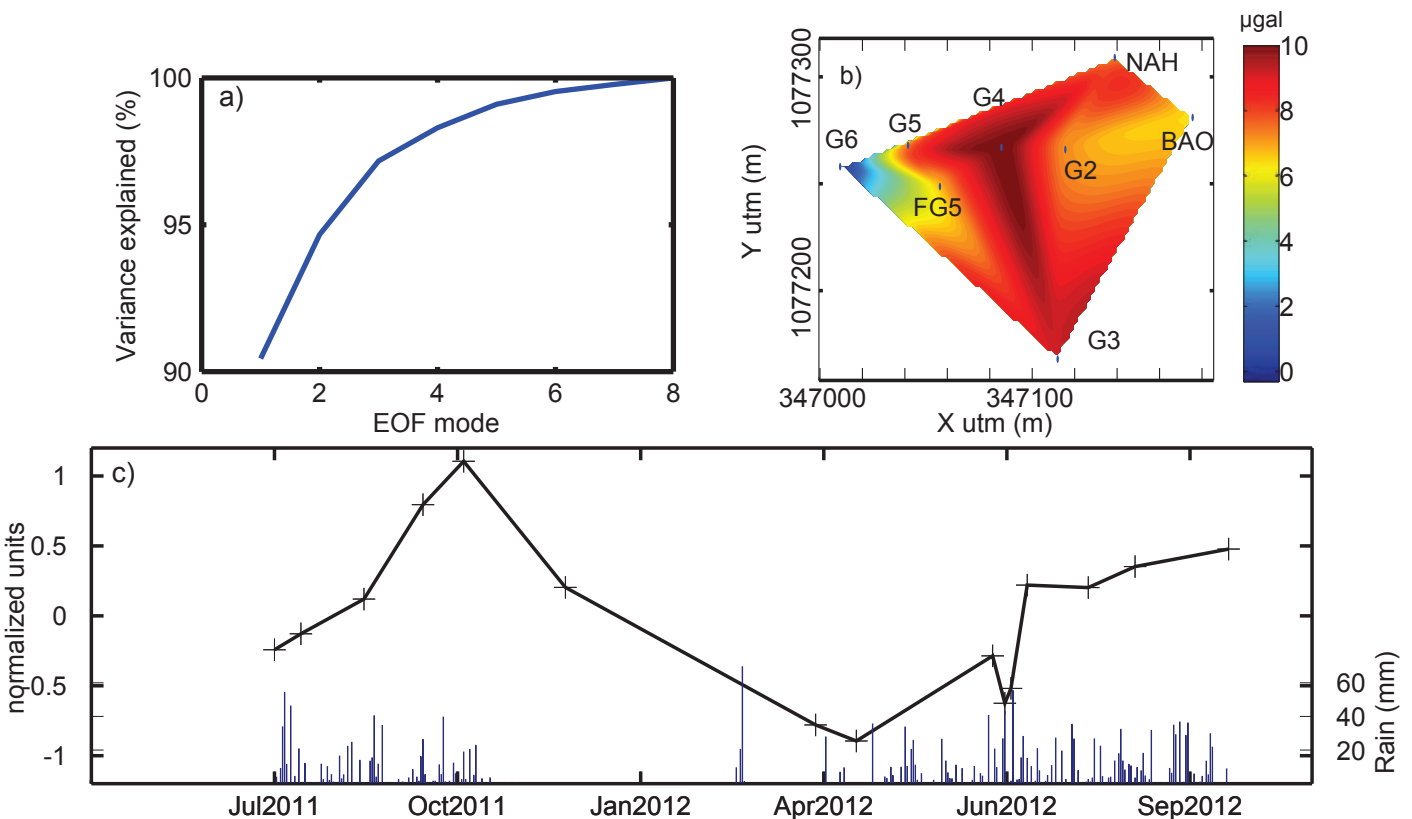


Figure IX.4: analyse EOF de la gravimétrie hybride. a) : variance cumulée expliquée par les différents modes ; b) EOF du mode 1 ; c) coefficients d'expansion (normalisés) du mode 1.

EOF analysis of hybrid gravity data. a) cumulated explained variance for different modes ; b) mode 1 EOF ; c) normalized expansion coefficients for mode 1.

Le motif temporel illustre clairement l'excès de masse de la saison humide 2011, et provient essentiellement du comportement du gravimètre supraconducteur. L'analyse de ce motif temporel n'apporte pas grand-chose ici, si ce n'est la vérification du caractère saisonnier du mode 1 de l'EOF.

Le motif spatial illustre cependant les observations constatées par l'analyse qualitative des séries temporelles : les amplitudes saisonnières en G2, BAO et G6 sont les plus faibles du réseau. A noter cependant que les observations de nivellement ont permis d'identifier un phénomène de surrection en G6, pouvant

être responsable d'une diminution de gravité. Le caractère saisonnier d'un tel déplacement vertical n'a pas pu être évalué. Dans une moindre mesure, G5 et FG5 (station de base) sont également plus faibles que G3, G4 et NAH. Il est particulièrement frappant de constater la similitude de ce motif avec celui de la lithologie interprétée (Figure VIII.12) ou directement de la cartographie de résistivité apparente (Figure VIII.8). Ces observations confirment donc l'importance de la lithologie dans la variation saisonnière de stock observée.

Modélisation gravimétrique des variations de stock SAN

Le calcul direct de l'effet gravimétrique des variations de stock SAN peut être entrepris de manière similaire à la méthode développée dans la partie précédente, en bénéficiant cette fois-ci d'une spatialisation de la mesure SAN. En chaque site de mesure SAN, on peut calculer l'effet gravimétrique dépendant des variations de stock en ce point mais également sous l'influence des variations de stock aux alentours, établies à partir des autres sites SAN plus ou moins éloignés. L'interpolation spatiale des séries temporelles est contrainte par le modèle lithologique défini au chapitre précédent. Pour chaque maille de calcul (x,y,z) , la série temporelle SAN la plus proche et appartenant à la même unité lithologique est appliquée.

Les résultats de modélisation sont indiqués dans la Figure IX.5. Les données du 23/06/2012 n'ont pas été représentées. La corrélation du modèle sur les données de gravimétrie hybride (SG + CG5) est presque systématiquement meilleure que la corrélation sur le SG seul, ce qui illustre d'une autre manière la pertinence de la mesure CG5. Seules des analyses de corrélation sont proposées, du fait des doutes quant à la calibration de la SAN. La hausse abrupte en 2012 à NAH en début de saison des pluies est bien corrélée entre les deux jeux de données, de même que le comportement relativement « plat » de G6.

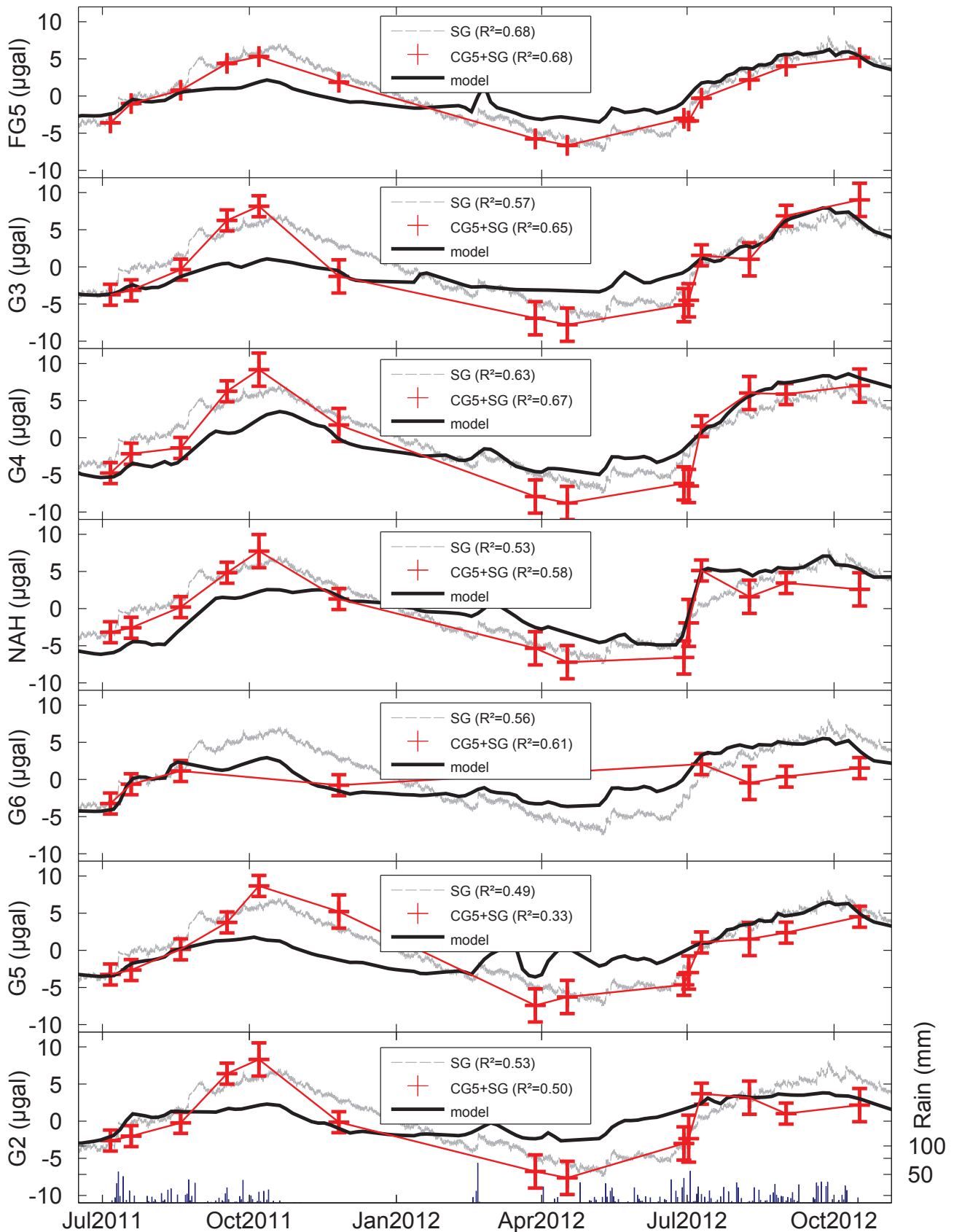


Figure IX.5: modélisation gravimétrique aux sites de mesure CG5. Les données de gravimétrie hybride (SG + CG5) sont indiquées en rouge, le modèle en noir. La série temporelle du gravimètre supraconducteur est indiquée en grisé, pour référence. Les coefficients de détermination indiqués sont calculés par rapport au modèle.

Gravity modeling at CG5 locations. Hybrid gravity data (red), model (black). The superconducting gravimeter time series is in shaded grey, as a reference, but should not be interpreted at CG5 locations. Determination coefficients are calculated with respect to the model.

IX.4. CONCLUSIONS

L'analyse jointe des séries temporelles hydrologiques et des doubles différences micro-gravimétriques montre des comportements-types qui peuvent être reliés à l'information lithologique. Les zones argileuses (G2, G5, BAO), et le site G6 peu altéré montrent des variations de stock saisonnières peu contrastées entre des années à cumuls de précipitations différents. Particulièrement pour l'année humide 2012, ces sites diffèrent de la station de base par une amplitude saisonnière relativement faible qui laisse présager des phénomènes de redistribution latérale favorisés en conditions humides. L'hypothèse avancée pour la justification de tels comportements concerne des gradients verticaux et interfaces de perméabilités favorisant des écoulements latéraux au lieu de percolation ou d'accumulation. A ce stade, il est délicat de localiser l'horizon dans lequel ces redistributions latérales sont favorisées, et donc de préciser le mécanisme responsable de ces comportements. Toutefois, la lithologie de l'horizon H3 semble contrôler ces comportements.

IX.5. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Un suivi des variations spatiales des amplitudes saisonnières de gravité a été réalisé par micro-gravimétrie au droit de quelques zones représentatives de la lithologie à proximité des gravimètres absolus et supraconducteurs. Des amplitudes très faibles ($<7\mu\text{gal}$) ont été obtenues, mais dont l'analyse est permise par des incertitudes peu importantes et bien contraintes obtenues grâce à un protocole rigoureux, une zone d'étude peu étendue, et un grand nombre de répétitions des stations du réseau. La confrontation aux données hydrologiques (stock SAN, piézométrie) acquises aux mêmes sites permet d'identifier qualitativement des comportements-types liés à la lithologie. Particulièrement, les sites dont l'horizon H3 (situé entre 2.5m et le socle) est composé d'argiles franches ou de socle peu altéré montrent des comportements typiques de redistribution latérale favorisée lors d'années excédentaires : des amplitudes saisonnières peu contrastées entre des années pluviométriques différentes ($\sim 1000\text{mm}$ en 2011, et $\sim 1500\text{mm}$ en 2012), relativement plus faibles qu'aux autres sites, et pouvant présenter une forme de « plateau » caractéristique de phénomènes de seuils. Par ailleurs, les sites comme ceux des gravimètres FG5 et SG, mais aussi G3 et G4 montrent une tendance non limitée, de plus forte amplitude, et une réponse nettement différente aux années contrastées. Ce dernier point n'est pas clairement visible dans la série temporelle du gravimètre supraconducteur, sans que la cause (mouvement vertical du sol, traitement des données, processus local de redistribution d'eau) puisse être identifiée.

A micro-gravity survey allowed to monitor spatial variations in seasonal storage amplitudes above specific lithological units, and close to absolute and superconducting gravimeters. Weak amplitudes ($<7\mu\text{gal}$) have been obtained, but seem reliable. This is because of a rigorous acquisition protocol definition, a small study area, and a high number of station repetitions. Comparison with hydrological data (neutron probe, water table levels) acquired at the same locations allowed to qualitatively identify specific behaviors related to lithology. Particularly, locations where H3 horizon (between 2.5m depth and basement) is composed by clay or weakly weathered basement, exhibit typical lateral redistribution behaviors favored during excess years: seasonal amplitudes not much contrasted between highly different hydrological years ($\sim 1000\text{mm}$ cumulative precipitations in 2011, $\sim 1500\text{mm}$ in 2012), smaller than other sites, and showing a "plateau" shape (limited shape) characterizing threshold-governed behaviors. Furthermore, locations such as FG5 and SG locations, but also G3 and G4, show a non-limited shape, with higher amplitude, and a different response to contrasted hydrological years. This last point is not clearly seen in the superconducting gravimeter time series, but no satisfactory explanation (local vertical ground motion, data processing, local water redistribution process) could be found.

CHAPITRE X

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DES VARIATIONS DE STOCKS : UNE SYNTHÈSE DES BILANS ET PROCESSUS DE LA PARCELLE

Cet ultime chapitre dédié à la zone d’empreinte des gravimètres propose, tout en étudiant l’apport de la gravimétrie à la modélisation hydrologique, une synthèse des processus et bilans identifiés et quantifiés à cette même échelle. Une première étape considère cette zone de crête comme homogène latéralement, et évalue l’information apportée par la variable stock dans le contrôle du bilan hydrologique et des processus moyens relatifs à cette échelle, par le biais de modélisations 1D. Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence des comportements hydrologiques distincts au sein de la zone d’étude. Les processus internes sont donc également évalués à l’aide d’une modélisation hydrologique prenant en compte l’information lithologique obtenue au Chapitre VIII.

Par la diversité des modèles mis en œuvre dans ce chapitre (empirique, conceptuel, à base physique), un objectif secondaire, concernant la gravimétrie, est visé : l’identification d’un modèle satisfaisant pour la correction de la composante hydrologique des données gravimétriques, selon les échelles temporelles considérées (remplissage des lacunes dans les données, correction de décrochements, correction de la dérive de long terme). Ces corrections sont nécessaires d’une part pour les études hydrologiques, en permettant d’affiner les résidus et de limiter le cumul d’incertitudes sur une longue série, et d’autre part pour les études géodynamiques, qui requièrent une correction optimale des effets hydrologiques.

X.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES

X.1.1. DÉMARCHE

Sur une période considérée, le bilan hydrologique à l'échelle de la parcelle de crête de versant de Nalohou s'écrit simplement :

$$\Delta S = P - ETr - Q_{\text{latéral}} \quad (\text{X.1})$$

où ΔS est la variation de stock, P le cumul de précipitations, ETr le cumul d'évapotranspiration réelle, et $Q_{\text{latéral}}$ est un terme de perte traduisant indifféremment des écoulements dans la nappe pérenne, dans d'éventuelles nappes perchées, et dans la zone non saturée, surtout si celle-ci est voisine de la saturation (Richard 2014). Aucun indice de ruissellement n'a été observé.

P peut être considéré connu, ETr est estimé pour certaines années à partir de données de scintillométrie et d'*Eddy covariance* acquises à proximité, bien que représentatives d'un milieu plus végétalisé. $Q_{\text{latéral}}$ est inconnu à cette échelle. ΔS est mesuré par la gravimétrie. Ce terme est très faible à l'échelle annuelle. En revanche, sa distribution temporelle intra-saisonnière renseigne sur la répartition des autres termes du bilan (ETr et $Q_{\text{latéral}}$), et permet d'apporter une contrainte supplémentaire sur les processus identifiés et leur importance relative.

Pour étudier la dynamique de ce bilan, et compte tenu des données disponibles, une démarche de modélisation est adoptée, suivant une logique de complexification de la représentation des processus. Cette méthodologie est appliquée avec l'idée d'identifier des points de blocage selon le degré de simplification des transferts hydriques, permettant d'apprécier les éléments clés qui gouvernent ces derniers à l'échelle de la parcelle, et éventuellement d'en extraire une information pour le passage à l'échelle supérieure. Par exemple, dans quelle mesure une perte latérale constante au cours de l'année, et traduisant l'évapotranspiration de la ripisylve en bas de versant (Robert 2012; Richard et al. 2013) est-elle réaliste ?

Plus précisément, les problématiques posées ici, et développées successivement au cours de ce chapitre, sont les suivantes :

- Le chapitre précédent a mis en évidence une forte hétérogénéité des comportements à l'échelle de la parcelle. Dans quelle mesure est-il possible de simuler les variations de gravité observées, à partir d'un modèle calé sur les observations hydrologiques locales (1D) ? Tout porte à croire que, du fait des variations de la hauteur de nappe (piézométrie) et de stock (sonde à neutrons) observées à proximité des gravimètres, et montrant un comportement sensiblement différent de la gravimétrie, cette comparaison ne puisse être satisfaisante. Cependant, des incertitudes quant à la calibration de la sonde à neutrons poussent à étudier cette comparaison au regard de l'information disponible concernant les flux entrants (précipitations), sortants (évapotranspiration), et l'information *a priori* disponible sur les propriétés hydrodynamiques du milieu.
- A l'opposé, en raisonnant en milieu « équivalent », homogène latéralement (1D), qu'apporte le calage sur l'observation gravimétrique, en termes de bilans et de processus moyens agissant à l'échelle de la parcelle ?
- Etant donné l'existence de processus de redistributions internes, comment la prise en compte d'une structure lithologique du sous-sol, couplée avec une paramétrisation à base physique de l'évapotranspiration, permet de reproduire l'observation gravimétrique ?

Quatre modèles, de complexité croissante, sont développés dans ce chapitre, pour répondre aux objectifs posés :

- » Un modèle empirique simple, forcé par la pluie et à deux constantes de temps, a pu s'avérer être efficace dans certains cas à corriger de l'hydrologie des données de gravimètres supraconducteur (Crossley

& Xu 1998).

- » Un modèle conceptuel à deux réservoirs et trois paramètres, comprenant une fuite constante, une reprise par évapotranspiration ainsi qu'une possibilité de pertes latérales par remplissage de réservoir.
- » Un modèle à bases physiques, Hydrus 1D (Simunek et al. 2005), qui résout l'équation de Richards en milieu saturé et non-saturé. Les paramètres hydrodynamiques bénéficient d'une connaissance *a priori* à partir des mesures de terrain (Chapitre VIII). Les échanges avec l'atmosphère sont simplifiés, mais séparés en deux contributions distinctes de transpiration et d'évaporation, selon la disponibilité en eau ainsi qu'un profil racinaire et un indice phénologique de surface foliaire (LAI).
- » Afin d'étudier la redistribution tridimensionnelle de l'eau à l'échelle de la parcelle et pour affiner la physique des échanges avec l'atmosphère, un modèle d'écoulement en zone saturée et non-saturée (ParFlow), couplé à un SVAT (CLM) (Ashby & Falgout 1996; Jones & Woodward 2001; Dai et al. 2003; Maxwell & Miller 2005) et défini sur un maillage 3D, est appliqué au site des gravimètres.

Au sein de cette première section définissant le protocole appliqué ici, les méthodes de calage sont développées, incluant les techniques d'échantillonnage dans l'espace des paramètres, et les différentes fonctions objectifs. Les modèles utilisés, leurs avantages, limites, et les paramètres qu'ils requièrent font également l'objet d'une étape importante. Le forçage appliqué, ainsi que la mise en œuvre (calage, approche déterministe) de chaque modèle y sont détaillés. Les résultats sont montrés puis discutés dans une section ultérieure, organisée selon les trois objectifs posés.

X.1.2. ECHANTILLONNAGE DES PARAMÈTRES (APPROCHE DÉTERMINISTE/STOCHASTIQUE)

Une question importante concerne la paramétrisation des modèles. Pour le modèle conceptuel et le modèle empirique, les paramètres doivent être calés. Pour les modèles physiques, certains paramètres bénéficient d'une estimation *a priori*. Soit ces estimations sont conservées pour obtenir une simulation de référence, dans une approche purement déterministe, et qui permet d'évaluer la pertinence des mesures de terrain, soit elles permettent de définir des gammes de variation possibles, et une approche stochastique contrainte est envisageable.

L'étape du calage consiste à tester un ensemble de jeux de paramètres, puis de confronter les simulations aux observations par le biais de fonctions objectif, afin de retenir le jeu (ou une distribution de jeux) considéré(e) satisfaisant(e). Une question importante se pose, qui est celle de la définition des jeux de paramètres, on parle d'échantillonnage. Pour un modèle simple à deux paramètres, une procédure consistant à échantillonner l'ensemble des couples de paramètres possibles dans leurs gammes de variations respectives peut être entreprise. Lorsque les paramètres sont nombreux, le nombre de simulations requises par cette technique la rend inapplicable. Dans un cas à k paramètres, pouvant varier sur une plage de n valeurs, un nombre total de n^k simulations est requis. Une approche par hypercubes latins permet de ne tirer que n jeux d'échantillons, dont la distribution est bien répartie selon les probabilités *a priori* des paramètres, et pourvu que n soit suffisamment grand.

Les hypercubes latins (LHS pour Latin Hypercube Sampling) sont une procédure « stratifiée-aléatoire » d'échantillonnage de paramètres à partir de leurs distributions (Iman & Conover 1982). La fonction de densité de probabilité cumulée de chaque échantillon est divisée en n intervalles égaux. Un tirage aléatoire est effectué au sein de chaque intervalle, et pour chaque paramètre, puis les tirages de chaque paramètre sont assemblés avec ceux des autres paramètres de manière aléatoire. La Figure X.1 décrit schématiquement cet échantillonnage dans un cas simple à deux paramètres.

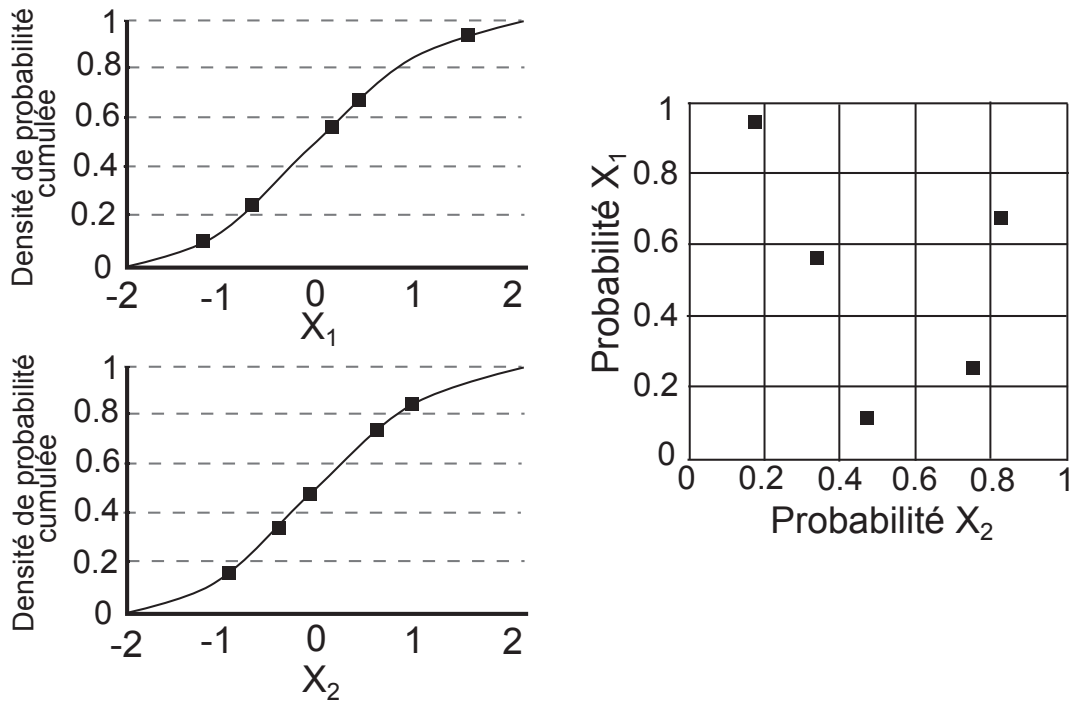


Figure X.1: schéma d'échantillonnage par hypercubes latins dans le cas de deux paramètres, pour 5 tirages. La fonction de densité de probabilité cumulée est divisée en 5 intervalles égaux dans lesquels un tirage aléatoire est effectué (panneau de gauche). Les 5 combinaisons de paramètres sont présentées sur le panneau de droite

Latin hypercube sampling scheme with two parameters, and 5 samples. Cumulative density probability function is divided into 5 equally distant intervals in which random sampling is performed (left panel). 5 parameter combinations are presented on the right panel.

La méthode peut être améliorée dans le cas où une information a priori concernant des relations d'inégalités entre les paramètres est disponible. On parle alors d'hypercubes latins contraints (cLHS). Un algorithme à base de permutations au sein d'un échantillonnage LHS initial est utilisé dans ce travail (Petelet et al. 2010). Deux types de distributions a priori des paramètres sont employés : une distribution suivant une loi normale, dont l'espérance et l'écart-type sont connus, et une distribution constante bornée. La Figure X.2 présente un exemple de trois paramètres liés par une relation d'inégalité, et qui sont échantillonnés dans une distribution constante bornée.

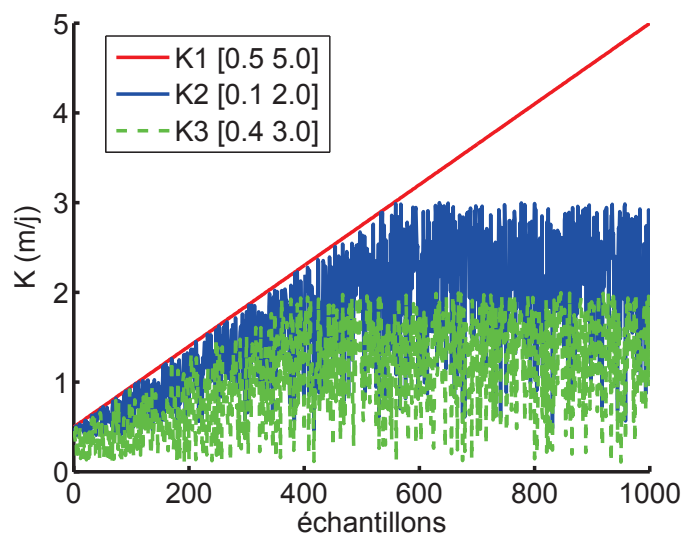


Figure X.2: exemple d'échantillonnage par hypercubes latins contraints. Trois paramètres sont échantillonnés selon une loi constante bornée, en conservant leurs inégalités ($K_1 > K_2 > K_3$). Les jeux sont ici triés par K_1 croissant.

Constrained latin hypercube sampling example. Three parameters are sampled within a constant law, following inequality constraint ($K_1 > K_2 > K_3$) Samples are sorted here in K_1 ascending order.

X.1.3. FONCTIONS OBJECTIFS

Une fonction objectif en modélisation hydrologique est une mesure de la vraisemblance entre une variable simulée et son observation. Il s'agit donc d'un critère, à minimiser ou maximiser, selon sa définition, permettant d'optimiser les jeux de paramètres d'un modèle. Selon le type de variable, les gammes de variations, ou les comportements qui intéressent tout particulièrement le modélisateur, des fonctions seront plus appropriées que d'autres aux objectifs d'optimisation. Par exemple, si un simple coefficient de corrélation peut très bien rendre compte de la pertinence de la dynamique temporelle d'une simulation, cette fonction objectif n'apporte aucune contrainte sur l'amplitude de ces variations.

Les fonctions objectif fréquemment utilisées peuvent être :

- La RMSE (pour *Root Mean Square Error*), ou simplement RMS, qui est relative à la moyenne des écarts aux carrés. Une telle fonction doit faire l'objet de minimisation pendant l'optimisation. Cette fonction a l'intérêt de produire une mesure de vraisemblance dans la dimension des variables. La RMSE est sensible aux amplitudes du signal, mais aussi à la dimension temporelle : une variable simulée qui a exactement les mêmes amplitudes que l'observation, mais avec un déphasage par rapport à ces dernières, entraîne une RMSE non nulle.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_{s,t} - x_{d,t})^2} \quad (\text{X.2})$$

où n est le nombre d'échantillons, $x_{s,t}$ la variable simulée à l'instant t et $x_{d,t}$ la donnée à l'instant t . La MSE est le carré de la RMSE.

- Le biais b est la différence entre l'espérance de la variable simulée (μ_s) et celle des données (μ_d). Il est donc inclus dans la RMSE. Le biais fait également l'objet d'une procédure de minimisation.

$$b = \mu_s - \mu_d \quad (\text{X.3})$$

- Le coefficient de corrélation r ou de détermination r^2 , qui expriment le degré de relation linéaire qui existe entre la variable simulée et la variable observée. Au premier ordre ces fonctions traduisent essentiellement la pertinence de la représentation des dynamiques temporelles. Ces coefficients, bornés par -1 et 1 (r), ou 0 et 1 (r^2), doivent donc être maximisés.

$$r = \frac{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - \mu_s)(x_{d,t} - \mu_d)}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - \mu_s)^2} \sqrt{\sum_{t=1}^n (x_{d,t} - \mu_d)^2}} = \frac{cov(x_s, x_d)}{\sigma_s \cdot \sigma_d} \quad (\text{X.4})$$

où σ_s et σ_d sont respectivement les écarts-types de la variable simulée et des données.

- Le critère de Nash-Sutcliffe (NSE pour Nash-Sutcliffe efficiency (Nash & Sutcliffe 1970)) intervient pour lever la dépendance de la RMSE à la dimension (unités) des variables. Le NSE permet donc la comparaison de modèles. Il propose une formulation normalisée, obtenue en soustrayant à 1 le rapport de la MSE par la variance des observations. Ainsi, le NSE est compris entre $-\infty$ et 1, et doit faire l'objet d'une maximisation.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - x_{d,t})^2}{\sum_{t=1}^n (x_{d,t} - \mu_{d,t})^2} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - x_{d,t})^2}{\sigma_d^2} = 1 - \frac{MSE}{\sigma_d^2} \quad (\text{X.5})$$

- Les fonctions objectifs décrites précédemment sont reliées entre elles. Par exemple, le NSE comprend à la fois le biais, le rapport des variances simulées et observés et le coefficient de corrélation (Murphy 1988; Węglarczyk 1998) :

$$NSE = r^2 - [r - \sigma_m / \sigma_d]^2 - [(\mu_m - \mu_d) / \sigma_d]^2 \quad (\text{X.6})$$

Reconnaissant cette confusion dans les différentes fonctions employées, Gupta et al. (2009) proposent une fonction objectif où les différentes contributions des propriétés de base (variances et moyennes des distributions d'une part et corrélation –dynamique temporelle– d'autre part) sont clairement identifiées et peuvent être affectées par des poids relatifs selon les objectifs du modélisateur :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \quad (\text{X.7})$$

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_d} \quad (\text{X.8})$$

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_d} \quad (\text{X.9})$$

α est le rapport des écarts-types simulés et observés, et mesure donc la variabilité relative dans les valeurs observées et simulées. β est le rapport des moyennes simulées et observées. Le KGE (pour Kling-Gupta efficiency) revient à minimiser dans l'espace des composantes du KGE (r , α , β), la distance euclidienne entre le point idéal (1,1,1) et les résultats de simulation. Ce critère est également compris entre $-\infty$ et 1, et doit donc faire l'objet d'une maximisation. Cette fonction est particulièrement intéressante en gravimétrie, où l'on s'intéresse essentiellement aux variations. Le biais n'ayant pas de sens dans la comparaison de séries relatives, on peut modifier le KGE en s'affranchissant du terme β (en lui affiliant un poids nul).

- Les observations contiennent des incertitudes qui leur sont propres. Tritz et al. (2011) proposent de modifier le NSE pour y prendre en compte des estimations de telles incertitudes :

$$NSE_{mod} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n Err_{mod}^2}{\sum_{t=1}^n (x_{d,t} - \mu_{d,t})^2} \quad (\text{X.10})$$

$$Err_{mod} \begin{cases} x_{s,t} - (1-\varphi).x_{d,t}, & x_{s,t} < (1-\varphi).x_{d,t} \\ 0, & (1-\varphi).x_{d,t} < x_{s,t} < (1+\varphi).x_{d,t} \\ x_{s,t} - (1+\varphi).x_{d,t}, & x_{s,t} > (1+\varphi).x_{d,t} \end{cases} \quad (\text{X.11})$$

où φ est l'incertitude relative sur la mesure. Une telle formulation permet de prendre en compte des incertitudes quant à la calibration des sondes à neutrons. Dans ce cas précis, on sait que la calibration a tendance à sous-estimer les rapports teneurs en eau/comptages neutroniques, et on peut donc s'affranchir de la première ligne de l'équation de l'erreur modifiée.

Le calage sur l'observation gravimétrique suppose au préalable de calculer l'effet en gravité des variations de stock. La partie précédente traite largement de ce problème. L'effet du masque de la case n'est pas

évalué dans ces simulations, et non pris en compte dans le calcul de l'effet gravimétrique. Il a pu être montré que pour les échelles de temps rapides, sollicitant les horizons superficiels du sol, l'effet de la case pouvait être particulièrement important, et entraîner une admittance hydrologique qui soit jusqu'à moitié plus faible que le plateau de Bouguer. Cependant, à l'échelle saisonnière, contenant l'essentiel de l'énergie du signal de variations de stock, et donc cible du calage, on peut supposer un rôle plus négligeable du masque de la case. Dans le cas des modélisations 1D, une admittance hydrologique uniquement fonction de la topographie (*i.e.* $0.44 \text{nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$) est employée. Pour les simulations 3D, l'effet gravimétrique est calculé par intégration des effets respectifs de chaque maille du domaine.

X.1.4. PRÉSENTATION DES MODÈLES

Modèle T1 T2 : description

Les travaux de Crossley et al. (1997) ont montré l'applicabilité au premier ordre d'un modèle mathématique simple de variations de stock d'eau dans le sol dans le cas de leur site de Table Mountain, au Colorado. Ce modèle est uniquement basé sur la pluie, et sur deux processus (recharge-décharge) caractérisés par des fonctions exponentielles à une constante de temps :

$$h_i = r_j \cdot (1 - e^{-\frac{(i-j)}{\tau_1}}) \cdot e^{-\frac{(i-j)}{\tau_2}} \quad (\text{X.12})$$

Où r_j est la quantité de pluie à l'heure j , h_i est le stock d'eau dans le sol à l'heure i . La constante τ_1 traduit l'inertie de la recharge, tandis que la constante τ_2 traduit l'inertie de la décharge. Ce modèle a été également appliqué pour la caractérisation de l'effet hydrologique sur le gravimètre supraconducteur de Taiwan, dans le cadre des travaux de thèse de M. Mouyen (2011). Un tel modèle doit nécessairement être calé, car ses paramètres ne sont pas mesurables.

Modèle T1 T2 : forçage et mise en œuvre

Le modèle est forcé par les précipitations. 5000 couples de paramètres sont échantillonnés. Parmi ceux-ci, les 10% des simulations avec le plus fort KGE sont retenues, d'une part lorsque le KGE est calculé sur le FG5, d'autre part lorsqu'il est calculé sur le SG.

Modèle à réservoirs : description

Un modèle conceptuel simple doit être capable de représenter les processus identifiés auxquels l'objet cible de la modélisation est soumis. Les paramètres d'un tel modèle sont non physiques et donc non mesurables sur le terrain. Ils doivent être peu nombreux, afin de limiter les équifinalités lors du calage, et de pouvoir conduire des analyses de sensibilités.

Concernant la station de Nalohou, un modèle conceptuel traduisant qualitativement les observations menées sur le cycle de l'eau devrait permettre d'améliorer la simulation des variations de stock par rapport à un modèle purement mathématique sans base physique. Les observations clés dans la définition de ce modèle sont :

- un drainage profond constant au cours de l'année, en relation avec le gradient piézométrique le long du versant et la reprise évapotranspiratoire de la ripisylve de bas de versant (Robert 2012; Richard et al. 2013).
- Un comportement en évapotranspiration peu limité par la disponibilité en eau en crête de versant pendant la saison humide.

Le modèle est donc composé de deux réservoirs dont l'état hydrique est caractérisé par leur variable *déficit* (d_1 et d_2 , Figure X.3). Un déficit nul implique un réservoir plein. Le réservoir supérieur possède un déficit

maximal, D_{1m} , correspondant implicitement à son stock maximal. Il n'est pas nécessaire de spécifier un déficit maximal pour le deuxième réservoir.

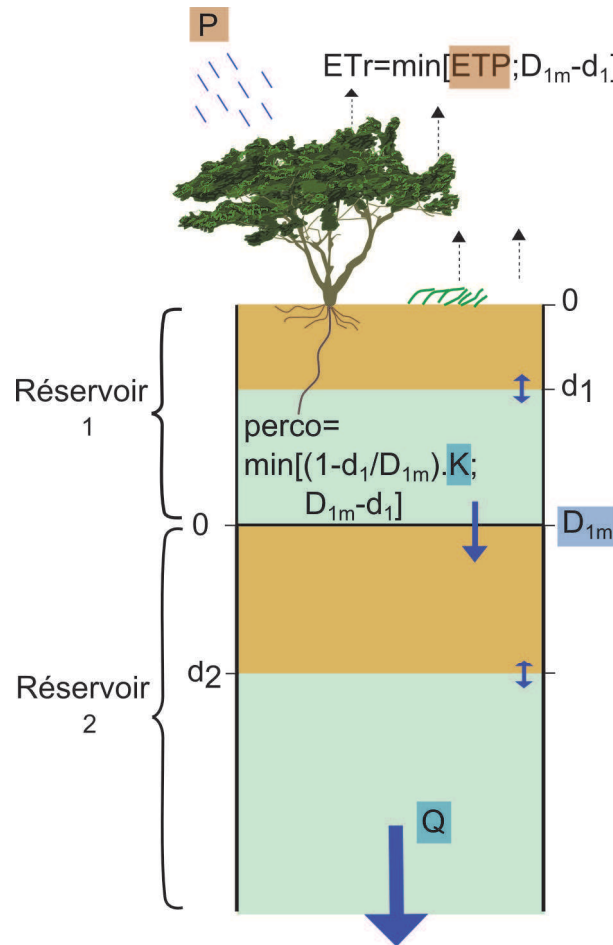


Figure X.3: schéma de modèle à réservoir : les stocks sont caractérisés par des déficits (d_1 et d_2) dont la valeur nulle correspond à un réservoir plein. Les variables de forçage sont surlignées en rouge, et les paramètres du modèle en bleu.

2-reservoirs model : storages are characterized by deficits (d_1 and d_2), for which null value corresponds to a filled reservoir. Forcing variables are in red, model parameters in blue.

A chaque pas de temps, l'état du système est évalué, et les transferts sont appliqués, selon des lois relativement linéaires. Une pluie contribue à diminuer d_1 , puis un prélèvement par évapotranspiration (ETr) est spécifié, si de l'eau est disponible selon :

$$ETr = \min\left(\frac{ETP}{D_{1m} - d_1}\right) \quad (X.13)$$

où ETP est l'évapotranspiration potentielle, variable de forçage devant être fournie au modèle. Cette formulation devrait permettre de satisfaire l'observation que l'ETr soit égale à l'ETP en saison des pluies, illustrant le caractère non limitant de la disponibilité en eau du sol. La dimension du réservoir (D_{1m}) contrôle l'évapotranspiration dans les inter-saisons selon son remplissage. Dans un second temps, une percolation vers le deuxième réservoir (perco) suit une règle similaire, basée sur une fonction linéaire du remplissage du réservoir supérieur :

$$perco = \min\left(\left(1 - \frac{d_1}{D_{1m}}\right) \cdot K; D_{1m} - d_1\right) \quad (X.14)$$

où K est un paramètre traduisant la capacité à transférer de l'eau du réservoir supérieur au réservoir inférieur. Le déficit d_2 est mis à jour selon la valeur de perco, et un flux constant Q est prélevé à ce deuxième réservoir.

A tout moment, si $d_1 < 0$, un ruissellement de surface est généré, et d_1 est ramené à 0. De même si $d_2 < 0$, un transfert du réservoir inférieur vers le réservoir supérieur peut avoir lieu, et d_2 est ramené à 0.

Les paramètres du modèle (Q , K et D_{1m}) doivent être calés. Le réservoir supérieur, par sa dimension finie et le prélèvement qu'il subit (gravitaire et par évapotranspiration) représente implicitement la zone non-saturée. Le prélèvement gravitaire vers le bas est représenté par une fonction linéaire du déficit, tandis que le prélèvement par évapotranspiration est fixé à l'évapotranspiration potentielle sous réserve de disponibilité en eau. Il s'agit donc d'une simplification forte au regard des processus physiques, mais qui se justifie par le fait que l'essentiel des transferts à ce niveau se passe pendant la saison des pluies, caractérisée par des stocks superficiels relativement forts et constants. Le deuxième réservoir représente schématiquement la zone saturée, qui subit des pertes latérales supposées constantes par le gradient latéral alimentant la reprise par évapotranspiration de la ripisylve de bas de versant. Si le déficit de ce réservoir profond devient nul, cette nappe peut déborder dans le réservoir supérieur.

Un tel modèle doit être capable de montrer si la simplification des processus est pertinente au regard de la variable stock, ou si les dynamiques de cette dernière ne peuvent être représentées précisément, illustrant des processus plus complexes.

Modèle à réservoirs : forçage et mise en oeuvre

Les paramètres sont échantillonnés par LHS sur une distribution constante bornée (Tableau 10), avec un tirage de 5000 échantillons. Le modèle est appliqué aux années 2004 à 2012 à un pas de temps journalier, et initialisé par un remplissage de chaque réservoir à la moitié de la capacité D_{1m} .

Q (mm/an)	D_{1m} (mm)	K (mm/j)
[200 - 700]	[40 - 300]	[1 - 50]

Figure X.4: gamme de variation des paramètres pour différentes simulations du modèle à réservoirs.
Parameters variation ranges for different models simulations with the 2-reservoirs model.

L'évapotranspiration potentielle considérée est l'évapotranspiration de référence obtenue à partir de l'équation de Penman-Monteith, suivant les recommandations de la FAO (Allen et al. 1998). Une année moyenne est extraite des observations faites entre 2002 et 2009, et répétée autant de fois que d'années simulées.

Le calcul de l'effet gravimétrique est effectué par le biais d'une simple admittance ($0.44 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$). L'emploi d'admittances distinctes pour le réservoir supérieur et le réservoir inférieur ne change pas significativement les résultats, même dans le cas où ces admittances sont calées, à partir de gammes définies *a priori* par les valeurs extraites des analyses de la partie précédente.

Hydrus 1D : description

Un modèle à base physique comprend des paramètres physiques qui, s'ils peuvent être difficiles à obtenir à l'échelle du modèle à partir de mesures de terrain, n'en conservent pas moins des propriétés qui permettent une approche déterministe, ou stochastique, mais contrainte (par la distribution des propriétés mesurées). Hydrus 1D (Simunek et al. 2005) est capable de simuler les transferts en milieu saturé et non-saturé, et donne accès au potentiel matriciel et à la teneur en eau aux mailles de calcul définies sur une colonne de sol. La comparaison qualitative ou quantitative des variables mesurées (évapotranspiration, nappes, teneur en eau des sols, succion, stock) peut donc permettre d'ajuster des paramètres physiques dont les mesures de terrain auront contraint une gamme possible de variation. Par des simulations réalistes des flux et stocks observés, il est donc possible d'évaluer le modèle et la pertinence des hypothèses qui lui sont appliquées. Hydrus 1D résout une forme modifiée de l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + 1 \right) \right] - S \quad (\text{X.15})$$

où θ [$\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3}$] est la teneur en eau, h [L], le potentiel matriciel, $K=K(\theta)$ [$\text{L} \cdot \text{T}^{-1}$] la conductivité hydraulique et S [$\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3} \cdot \text{T}^{-1}$] un terme puits dédié à la transpiration via une reprise racinaire. x [L] est la variable de l'espace et t [T] celle du temps.

La reprise racinaire $S(h)$, est fonction du stress hydrique ($\alpha(h)$), d'une demande atmosphérique (transpiration potentielle - T_p) et d'une distribution racinaire ($b(x)$) selon l'équation

$$S(h) = \alpha(h) \cdot b(x) \cdot T_p \quad (\text{X.16})$$

La limite du plan de gradient hydraulique nul ne dépassant pas 2m (voir Chapitre VIII), un profil racinaire simple a été choisi, limité à cette profondeur (Figure X.5.a). De même, en l'absence de contraintes évidentes, une fonction de réponse a été définie, permettant un prélèvement non limité dans la gamme de potentiel matriciel [-200m 0m] (Figure X.5.b).

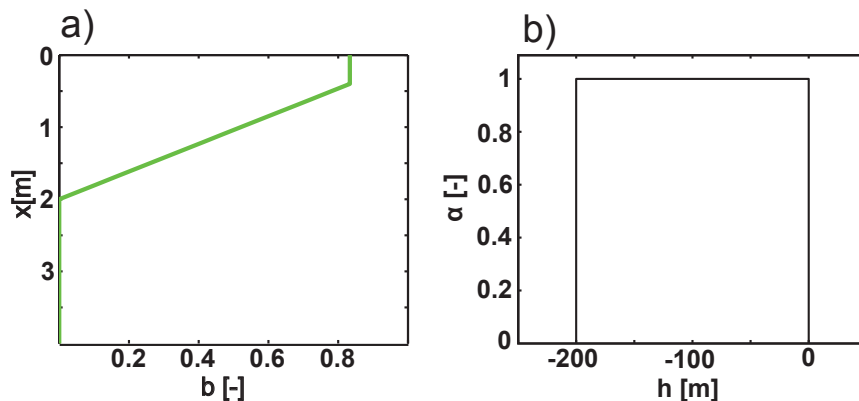


Figure X.5: fonctions de réponses racinaires. a) : profil racinaire, limite à 2m. x est la profondeur ; b) $\alpha(h)$.
Root responses : a) root profile, x is depth ; b) $\alpha(h)$: stress response.

La transpiration potentielle (T_p) est obtenue, au même titre que l'évaporation potentielle (E_p), à partir de l'évapotranspiration potentielle et d'une chronique de LAI selon une loi de Beer-Lambert (Ritchie 1972) :

$$T_p = ETP \left(1 - e^{-kLAI} \right) \quad (\text{X.17})$$

$$E_p = ETP \left(e^{-kLAI} \right) \quad (\text{X.18})$$

où k est le coefficient d'extinction. En calibrant des observations conjointes de f_{cover} (fraction de sol couvert par de la végétation en activité) et de LAI, en utilisant une relation du même type, une valeur bien contrainte de $k = 0.5$ a pu être déterminée (Peugeot 2012).

Des relations fonctionnelles $h(\theta)$ et $K(\theta)$ sont nécessaires. Dans ce travail, ce sont les relations de Mualem – Van Genuchten (Mualem 1976; van Genuchten 1980), détaillées dans l'introduction générale, qui sont employées. Elles supposent 6 paramètres par type de sol (θ_s , θ_r , K_s , h_g , n et l). l égal à 0.5 est une valeur classiquement employée en l'absence de contraintes supplémentaires. Des gammes de variations sont attribuées aux autres paramètres, selon les informations synthétisées au chapitre précédent. Trois couches sont définies, pour lesquelles ces paramètres doivent être renseignés :

- H1 : 0 - 0.5m
- H2 : 0.5 - 2.5m
- H3 : 2.5 – 8.5m

Des tests de sensibilité manuels ont permis de fixer un maillage non régulier, relativement serré à la surface où les gradients hydrauliques sont les plus forts, ainsi qu'aux interfaces entre les différents horizons, de propriétés distinctes. Une taille de maille de 1cm est définie entre 0 et 5cm, puis une évolution progressive de ce maillage, limitée à un facteur d'accroissement de 1.5 entre les tailles de deux mailles adjacentes (Simunek et al. 2005) est développée. A 4m de profondeur, le maillage atteint 25cm, et reste constant jusqu'en bas de colonne (8.5m). Un maillage régulier de 5cm générerait dans certains cas des erreurs de bilans de masse significatives (>10%).

La condition initiale est fixée en pression, selon un profil hydrostatique défini à partir de l'observation piézométrique. Une condition à la limite inférieure du modèle de type flux constant (Neumann) est appliquée.

Hydrus 1D : forçage et mise en œuvre

Les gammes de variations des paramètres sont présentées dans le Tableau X.1. Deux types d'échantillonnage sont appliqués, LHS et cLHS. L'échantillonnage cLHS est effectué sur la conductivité hydraulique à saturation (K_s) ainsi que sur le paramètre n , avec dans les deux cas une relation d'inégalité du type $H1 > H3 > H2$. Cette approche est mise en œuvre car l'analyse des observations de terrain a montré un horizon H1 très sableux aux faibles propriétés de rétention, par opposition à l'horizon H2, beaucoup plus argileux dans l'ensemble. L'horizon H3, dont on ne considère pas ici les unités argileuses, est intermédiaire en termes de rétention. Parmi ces échantillonnages, les probabilités *a priori* des paramètres sont définies suivant des lois constantes bornées (gammes entre crochets dans le Tableau X.1) ou des lois normales (gammes avec moyennes et écarts types dans le Tableau X.1).

Horizon	θ_s	θ_r	K_s (m/j)	h_g (m)	n	Q (mm/an)
H1	0.4 ± 0.05	0.01 ± 0	[0.5 – 4]	0.3 ± 0.3	[1.6 – 2.4]	
H2	0.4 ± 0.05	0.1 ± 0	[0.01 – 2.5]	0.5 ± 0.4	[1.15 – 1.8]	[300 -500]
H3	0.35 ± 0.05	0.01 ± 0	[0.05 - 3]	[0.7 – 1.5]	[1.2 – 2.2]	

Tableau X.1: gammes de variations des paramètres hydrodynamiques du modèle Hydrus 1D.

Variation ranges of hydrodynamic parameters for Hydrus 1D simulations.

Le modèle est forcé par les années 2003 à 2012, sur une période suffisamment longue pour limiter les effets dus aux conditions initiales. Avec une condition initiale du même type, et en utilisant ParFlow-CLM, Robert (2012) montre qu'un équilibre en variations de teneurs en eau est atteint après une année. Des observations similaires sont faites ici. La première année simulée (2003) peut donc être considérée comme une étape de chauffe du modèle, et n'est pas analysée dans les bilans. Le pas de temps du forçage est journalier, pour faciliter le calage (temps de calcul moindre) et compte tenu de la simplification des processus diurnes de type évapotranspiration. 2000 simulations sont testées, dans un schéma de développement parallèle (une simulation par processeur disponible).

La même évapotranspiration potentielle que pour le modèle à réservoirs est appliquée ici. Le LAI requis provient d'une série-type obtenue par mesures de terrain et produits satellites calibrés (voir Partie I, Peugeot (2012)).

ParFlow-CLM : description

ParFlow est un modèle hydrologique spatialisé, à base physique, qui permet de simuler les écoulements en zone saturée et non saturée (Ashby & Falgout 1996; Jones & Woodward 2001). Couplé avec le modèle sol-végétation-atmosphère CLM (Dai et al. 2003), il permet de traduire les interactions subsurface-atmosphère par une formulation explicite des bilans d'énergie, via la végétation et la surface du sol (Maxwell & Miller 2005; Maxwell & Kollet 2008).

ParFlow résout l'équation de Richards en trois dimensions, et suppose également que les paramètres de rétention et de conductivité du domaine soient spécifiés. Les équations de Mualem-Van Genuchten sont utilisées ici, tout comme pour Hydrus.

Les équations propres au bilan d'énergie, et la paramétrisation fine de CLM ne seront pas abordées dans le détail ici. Une base bien documenté peut être trouvée dans la thèse de D. Robert (2012). Un ajustement ultérieur à ces travaux, et une modification du code source de CLM ont été entrepris par J.-M. Cohard au LTHE, pour la prise en compte des recommandations de Zeng et al. (2005) et Lawrence et al. (2007) concernant la paramétrisation de la végétation.

ParFlow et CLM sont couplés via la zone racinaire, sur les vingt premiers nœuds du maillage (modifiable). Les teneurs en eau obtenues par ParFlow permettent à CLM de résoudre le bilan d'eau et d'énergie à l'interface, et d'en déduire les flux hydrologiques notamment, qui seront appliqués à ParFlow via le terme puits de l'équation de Richards.

Le modèle lithologique détaillé au chapitre VIII sert de base à la définition du domaine. Le maillage retenu est de 10 x 10 x 0.1m (x,y,z). Le domaine dans son ensemble est un cube de 200 x 200 x 20m, centré sur les gravimètres.

Une condition en bas de domaine a d'abord été choisie identique aux autres modèles: un flux constant. Cette condition est réévaluée par la suite. Les extrémités latérales du cube sont considérées comme des limites à flux nul. Cette conceptualisation revient à simuler l'écoulement latéral de la nappe permanente par une « fuite au fond », tout comme pour Hydrus.

La condition initiale est fixée en pression, selon un profil hydrostatique défini à partir de l'observation piézométrique à NAH. Une période de chauffe d'une seule année est prise en compte, Robert (2012) ayant montré dans le cas d'une simulation 1D que le profil de saturation se retrouvait stable après la première année, à partir d'une condition initiale en équilibre hydrostatique. Cette observation était valable pour un flux constant en bas de domaine de 600mm/an.

La fonction de densité racinaire ($f_{rac}(z)$) implémentée dans CLM suit une loi exponentielle à deux paramètres (Zeng 2001) :

$$f_{rac}(z) = \frac{a.e^{-\alpha.z} + b.e^{-\beta.z}}{2} \quad (X.19)$$

Des valeurs de $\alpha = 9$ et $\beta = 2$ sont choisies (Figure X.6), permettant une ponction essentiellement dans le premier mètre de sol. Dans cet exercice, la même fonction de densité racinaire est conservée pour tous types de végétation.

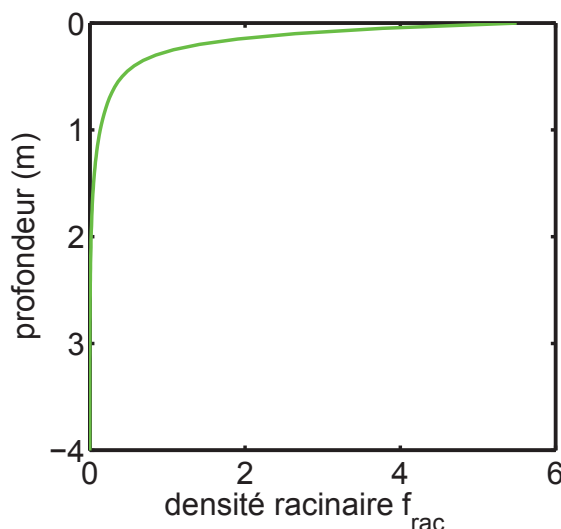


Figure X.6: répartition de la densité racinaire dans CLM.

Root zone profile in CLM.

ParFlow-CLM : forçage et mise en oeuvre

Le modèle 3D est forcé au pas de temps de la demi-heure, et appliqué aux années 2005 (année de chauffe) à 2012. Le temps requis pour une telle simulation va de 3 à une dizaine de jours, selon les propriétés hydrodynamiques sélectionnées. Aucune procédure de calage automatique n'a pu être entreprise, mais un processus itératif d'analyse de comportements, de sensibilités, et d'essai/erreurs, consistant en quelque sorte à un calage manuel (assisté des fonctions objectifs classiques), a pu être mis en œuvre sur un nombre significatif de simulations (>20). La simulation de référence retenue comprend les propriétés hydrodynamiques résumées dans le Tableau X.2, en accord avec les résultats de l'analyse hydrologique du Chapitre VIII.

Horizon	θ_s	θ_r	K_s (m/j)	h_g (m)	n
H1	0.44	0.01	1.73	0.3	1.8
H2	0.4	0.1	2.4	1	1.65
H3 (argile)	0.4	0.1	0.03	1.5	1.15
H3 (AH)	0.4	0.1	4.8	1.5	1.35
H3 (AS)	0.3	0.05	4.8	1.5	2
socle	0.1	0.01	0.12	0.3	2.2

Tableau X.2: paramètres hydrodynamiques retenus pour la simulation ParFlow-CLM.

Hydrodynamic parameters for ParFlow-CLM simulation.

Les autres modèles tendent à nécessiter un terme de perte qui soit variable dans le temps (selon les années). La partie suivante montre, à l'aide de mesures de micro-gravimétrie à l'échelle du bassin-versant de Nalohou, qu'il est possible que la nappe pérenne à ses hautes eaux contribue à l'alimentation du *bas-fond*, et donc aux écoulements. Ainsi, un terme de perte variable dans le temps a été ajouté à une fuite constante définie en bas de domaine (qui est rattachée au phénomène d'évapotranspiration de la ripisylve de bas de versant : 385mm/an). En l'absence d'une contrainte forte sur ce terme de perte variable, une approche basée sur la mesure des écoulements et le niveau des nappes en crête de versant a été entreprise : pour chaque saison des pluies, cette contribution supplémentaire est appliquée sur la période définie comme la période la plus courte entre d'une part la période d'écoulement à l'exutoire du bassin de Nalohou et d'autre part la période pour laquelle le niveau de nappe à NAH devient inférieur à 3m de profondeur. La contribution est définie par le volume écoulé ramené à la surface du bassin-versant.

Cette version de CLM a été modifiée pour la prise en compte de paramètres de végétation variables dans le temps (Robert, 2012, Cohard, *comm. pers.*). Le LAI requis provient, tout comme pour Hydrus, de la série-type obtenue par mesures de terrain et produits satellites calibrés (voir Partie I, et Peugeot, 2012). Le modèle requiert également des séries de SAI (*stem area index*, équivalent du LAI pour les tiges et branches), et de hauteur de végétation (qui influe sur un paramètre de rugosité aérodynamique, et sur la hauteur de déplacement des flux turbulents). La hauteur de végétation (HVEG) est obtenue via un modèle calibré basé sur un indice des précipitations antérieures (IPA) (S. Galle, *comm. pers.*). Le SAI est apprécié qualitativement à partir du LAI et de la hauteur de végétation. La Figure X.7 présente les chroniques de LAI, SAI et HVEG pour trois types de couverts. Autour du gravimètre, seuls les arbres (anacardes) et les herbacées et plantes annuelles (incluant les cultures) sont prises en compte, selon la répartition spatiale présentée en Figure X.8.

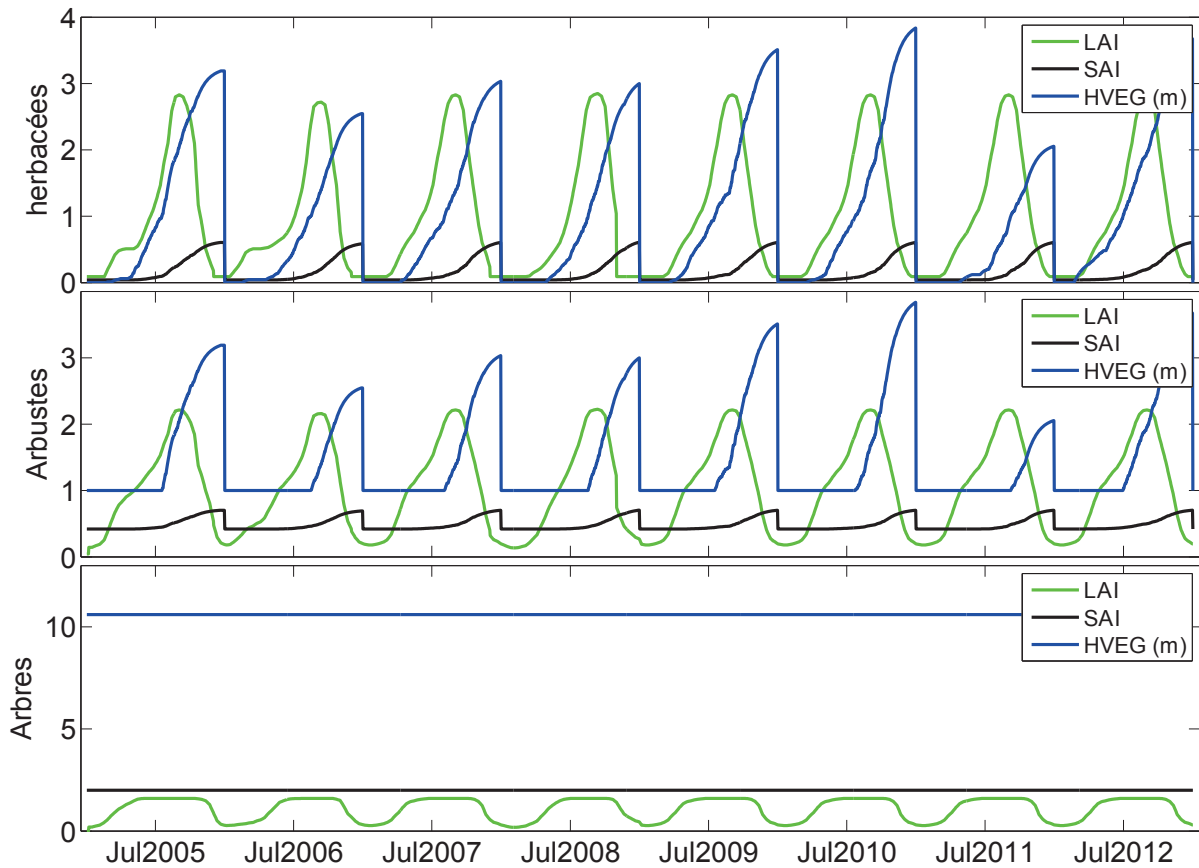


Figure X.7: chroniques de LAI, SAI et hauteur de végétation (HVEG) pour différents types de couvert.
LAI, SAI and vegetation height (HVEG) time series for different land cover (herbaceous, bushes and trees).

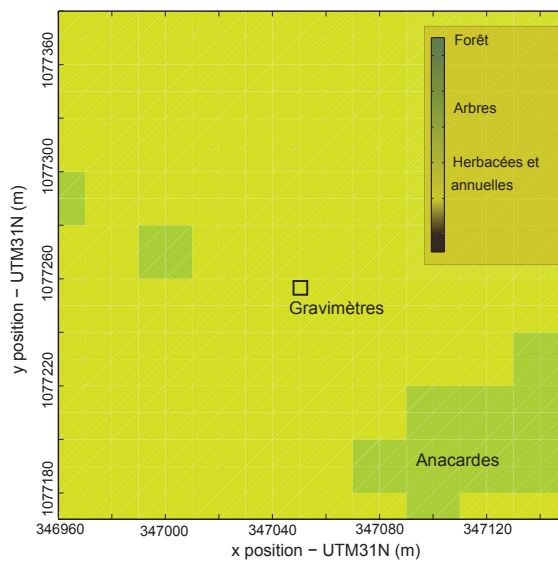


Figure X.8: répartition des types de végétations autour du gravimètre : arbres et herbacées.
Land cover around gravimeters : trees and herbaceous.

CLM requiert également que des variables atmosphériques soient forcées. Les courtes et grandes longueurs d'ondes incidentes, la température de l'air, les composantes de vitesse du vent, la pression atmosphérique et l'humidité de l'air sont fournies à partir des observations météorologiques.

X.2. RÉSULTATS

X.2.1. CALAGE SUR LES OBSERVATIONS HYDROLOGIQUES

Le seul modèle développé ici capable de reproduire les variations de nappes et de stock en 1D est Hydrus. Du fait des incertitudes sur la SAN, le NSE modifié est employé comme critère de calage, permettant d'intégrer une erreur possible de la SAN de 100% (facteur 2), due à l'incertitude non quantifiée sur la calibration. Le KGE complet est employé pour la piézométrie. Le modèle à réservoirs aurait pu être appliqué ici, mais ne simulant pas explicitement la zone saturée (niveaux de nappe), un calage seul sur l'observation SAN, incertaine, a proscrit une telle tentative.

Une sélection multi-critère est appliquée pour étudier la gamme de variation des termes du bilan. Les simulations ayant un NSE sur le stock SAN supérieur à 0.6 sont retenues, et parmi elles, celles dont le KGE sur l'observation piézométrique est supérieur à 0.6 sont conservées pour analyse (Figure X.9). Les NSE à 1 sont nombreux du fait de la prise en compte de l'incertitude forte sur la mesure. Les bilans sont présentés en Figure X.10 et dans le Tableau 13, pour les 40 simulations retenues, et définis sur des années civiles. Il n'y a quasiment aucune exfiltration de surface, sauf années exceptionnelles (e.g. 2010), et la part de l'ETr dans le bilan est importante, particulièrement pour les années sèches (e.g. 2006, 2011). Les variations de stock à l'échelle interannuelle sont significatives et compensent les années excédentaires et déficitaires.

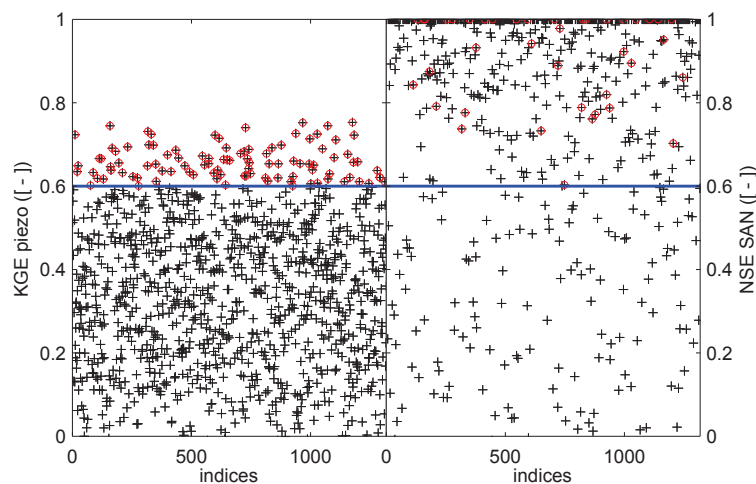


Figure X.9: Hydrus : sélection des simulations. Panneau de gauche : KGE sur la piézométrie et seuil à 0.6. Panneau de droite : Parmi les sélections précédentes, NSE SAN et seuil à 0.6.

Hydrus : simulation selection. Left panel : KGE on water table, and threshold at 0.6. Right panel: among previous selection, NSE on neutron probe and threshold at 0.6.

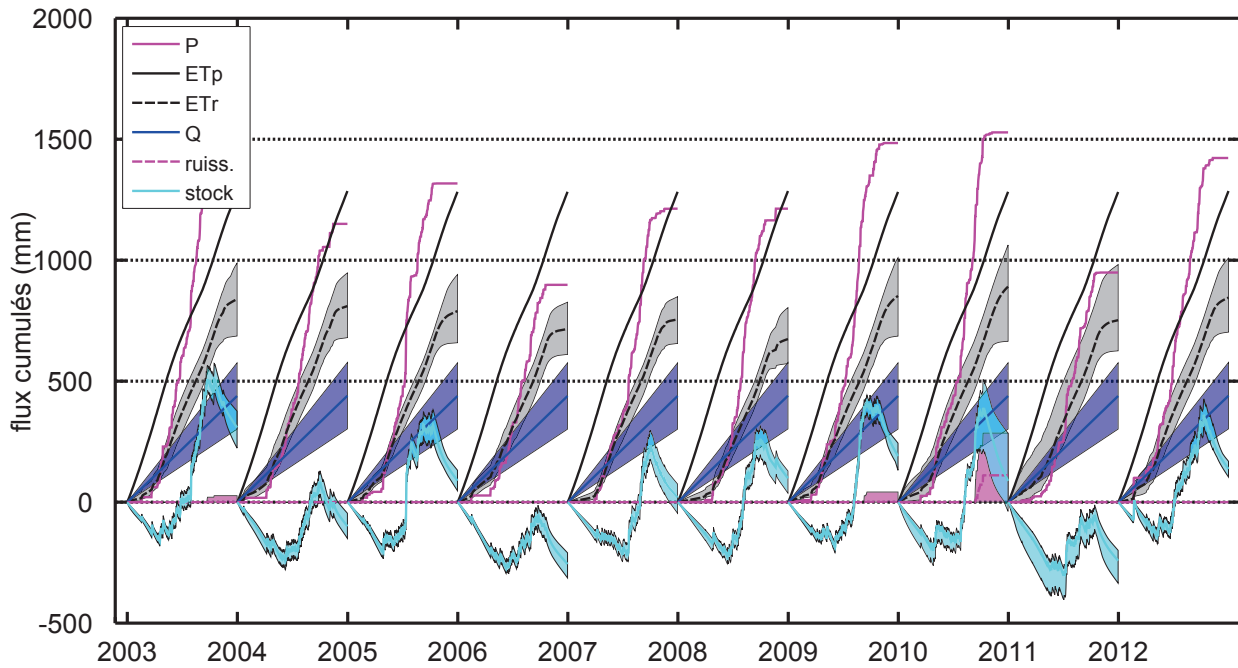


Figure X.10: Hydrus: bilans des simulations retenues (ajustement hydrologique). Les gammes de variations sont définies entre les valeurs maximales et minimales, tandis que la moyenne de chaque série est présentée en trait plein ou pointillé.

Hydrus Water budgets for selected simulations (calibration on hydrological data). Variation ranges are defined within maximum and minimum values, and mean values are shown as plain or dashed lines.

année	P (mm)	ETr (mm) [% P]	Q (mm) [% P]	ruissellement (mm) [% P]	Δ stock [% P]
2004	1150 [100]	810 [70]	440 [38]	0 [0]	-100 [-9]
2005	1317 [100]	790 [60]	439 [33]	0 [0]	88 [7]
2006	898 [100]	716 [80]	439 [49]	0 [0]	-256 [-29]
2007	1213 [100]	755 [62]	439 [36]	0 [0]	19 [2]
2008	1213 [100]	674 [56]	440 [36]	0 [0]	99 [8]
2009	1484 [100]	852 [57]	439 [30]	2 [0]	191 [13]
2010	1528 [100]	891 [58]	439 [29]	111 [7]	88 [6]
2011	949 [100]	752 [79]	439 [46]	0 [0]	-242 [-26]
2012	1423 [100]	845 [59]	440 [31]	0 [0]	137 [10]
moyenne	1242 [100]	787 [65]	439 [36]	13 [1]	3 [-2]
écart-type	222 [100]	70	1	37	164

Tableau X.3: Hydrus: bilans des simulations par sélection multi-critères sur l'observation hydrologique.

Hydrus Water budgets from multi-criterion simulations selections.

La Figure X.11 présente la simulation qui maximise le KGE sur la piézométrie, et ayant un NSE SAN de 1. On peut constater un ajustement relativement bon sur le comportement piézométrique interannuel, notamment par les tendances des minimums saisonniers, avec toutefois une représentation qui tend à sous-estimer les amplitudes saisonnières. Le contraste 2010-2011 est quant à lui très bien représenté. Ce comportement interannuel est en revanche trop prononcé en termes de stockage (SAN, gravimétrie). Il semble également y avoir un excès d'évapotranspiration en fin de saison humide, particulièrement lorsque la nappe remonte à proximité de la surface (*i.e.* 2010). Les paramètres calés sont présentés dans le Tableau X.4. Un transfert rapide vers les horizons profonds est requis pour l'ajustement sur la piézométrie, ce qui favorise la sélection d'un K_s fort. Cette valeur ayant été bornée par la sélection *a priori* des gammes de variations (Tableau X.1), un θ_s faible a dû être retenu pour amplifier la capacité à la percolation.

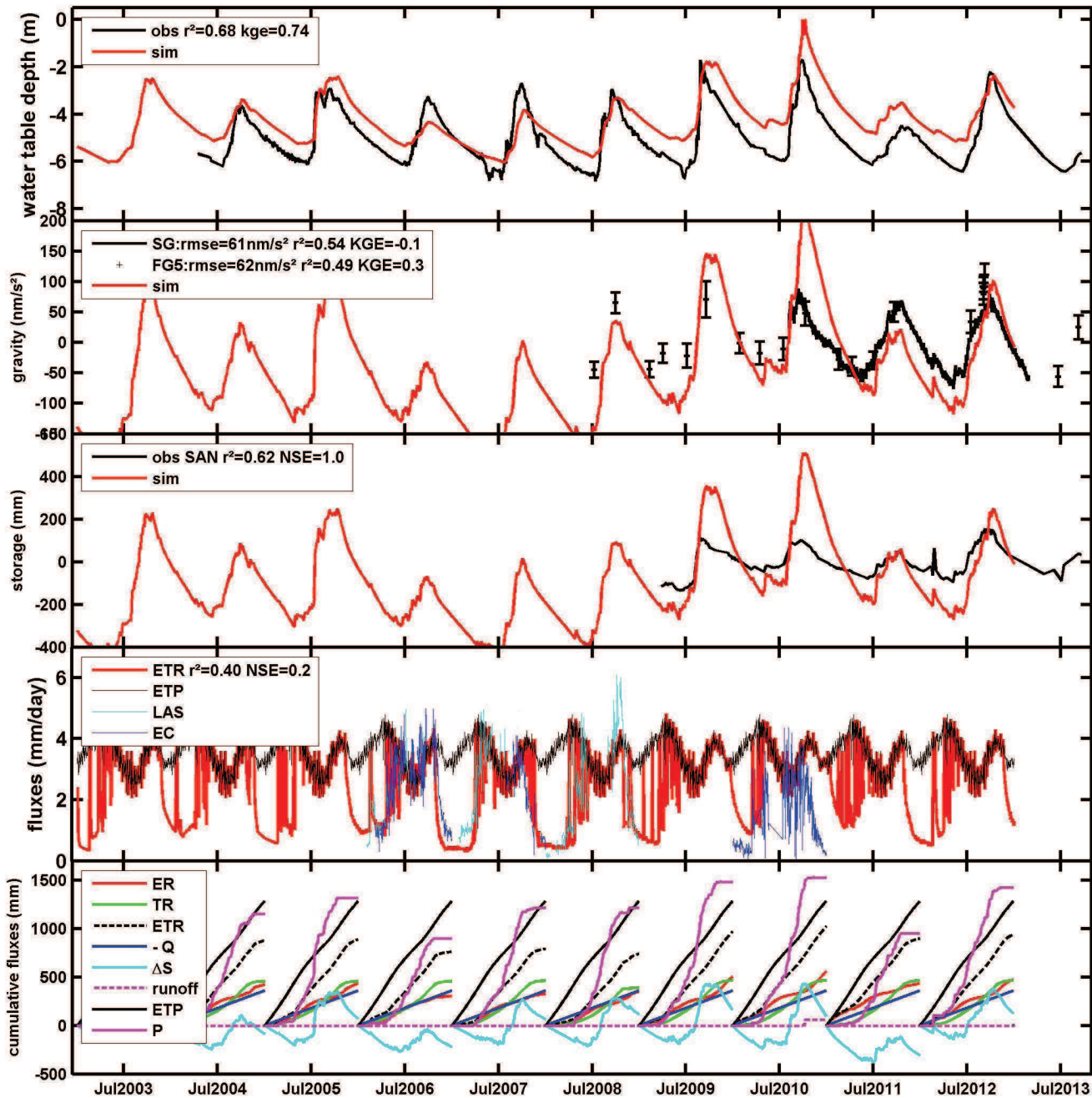


Figure X.11: Hydrus: simulation de référence calibrée sur la piézométrie (KGE). LAS = scintillométrie, EC = Eddy-covariance.
 Hydrus: reference simulation calibrated on water table only. LAS = Large Aperture Scintillometer, EC = Eddy-covariance.

	θ_s	θ_r	K_s (m/j)	h_g (m)	n	Q (mm/an)
H1	0.27	0.01	3.94	0.77	2.08	
H2	0.41	0.1	2.40	0.72	1.75	360
H3	0.32	0.01	2.83	1.32	2.02	

Tableau X.4: Hydrus: paramètres calés sur l'observation hydrologique.

Hydrus: parameters calibrated on hydrological data

Les amplitudes des variations de stocks obtenues lors d'un ajustement sur la piézométrie essentiellement sont systématiquement trop fortes, tant dans la bande saisonnière que dans l'interannuelle (Figure X.10). Le modèle calé sur l'observation locale reproduit bien le contraste 2010-2011-2012 observé en piézométrie, et en désaccord avec l'observation gravimétrique, qui bénéficie d'un pouvoir intégrateur plus grand.

L'information hydrologique utilisée ici (piézométrie, sonde à neutron) pour le calage ne semble pas pertinente au regard de l'évapotranspiration simulée, qui semble surestimée en fin de saison humide lors d'années excédentaires. Le désaccord avec la gravimétrie peut également provenir de la non-pertinence du calage sur l'information hydrologique disponible, mais aussi d'une remise en cause de l'hypothèse 1D,

appuyant les observations faites au chapitre précédent. Le calage sur la gravimétrie, intégratrice, devrait donc permettre de se placer dans cette hypothèse 1D à l'échelle de la parcelle, et d'y étudier les processus moyens.

X.2.2. CALAGE SUR LES OBSERVATIONS GRAVIMÉTRIQUES

Trois modèles sont développés dans cette section: le modèle empirique T1-T2, le modèle à réservoirs, et Hydrus 1D. La capacité à représenter les observations gravimétrique est discutée dans chacun des cas, et les conséquences sur les autres termes du bilan en sont évaluées.

Modèle empirique T1-T2

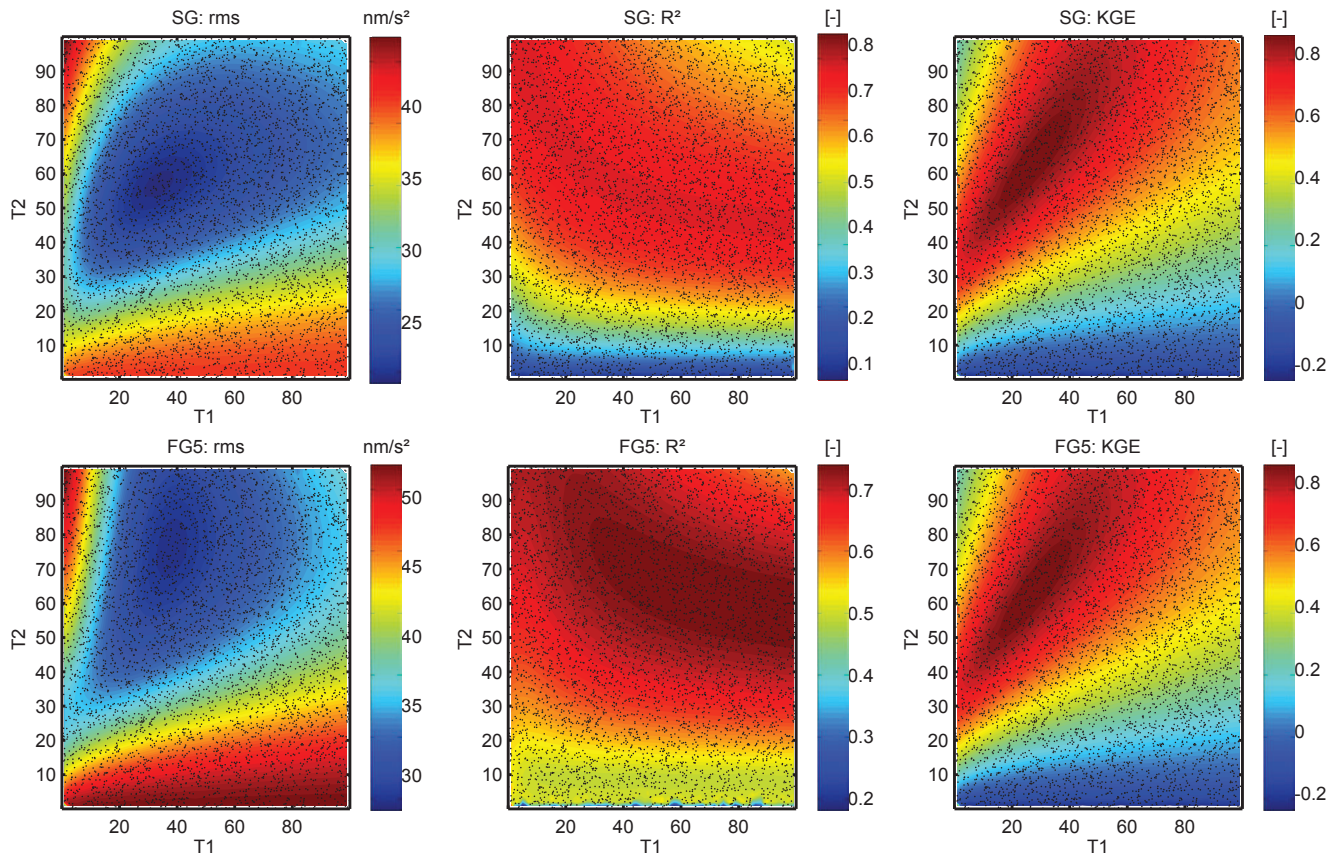


Figure X.12: modèle empirique: analyse de sensibilité: fonctions objectives (RMS, R² et KGE) et espace des paramètres (T1 et T2) pour 5000 échantillons.

Empirical model: sensitivity analysis : objective functions (RMSE, R² and KGE) in parameter space (T1 and T2) for 5000 samples.

Les résultats des analyses de sensibilités aux deux paramètres sont présentés dans la Figure X.12. Les points représentent les couples de paramètres échantillonnés par LHS. Un minimum assez clair est présent en RMS, tandis que les paramètres semblent plus corrélés au regard du KGE et du coefficient de détermination. Les fonctions objectives calculées sur les observations FG5 ou SG montrent des distributions similaires. Les 10% des meilleures simulations au regard du KGE sont sélectionnées.

La Figure X.13 présente les résultats de simulation, pour un calage sur les données FG5 et sur les données SG. Le modèle échoue à représenter l'absence de contraste observé entre 2010-2011 et 2011-2012, ce qui était attendu, du fait du forçage par la pluie contrastée, et de l'absence de représentation de processus spécifiques. Un écart de comportement assez significatif au maximum hydrologique de l'année 2010 et à la période de récession qui s'ensuit est également visible. Ceci peut illustrer des lacunes dans le traitement de la dérive initiale du SG, ou bien mettre en évidence une défaillance plus prononcée du modèle aux inter-saisons, où les phénomènes ne sont pas nécessairement similaires à ceux moyennés sur l'année. Par exemple, en début de saison humide 2012, si le modèle permet une accumulation de stock, les données semblent plutôt montrer une perte précoce de cette eau, sans doute reprise rapidement et entièrement par

évapotranspiration, comme cela a pu être montré au chapitre VIII (analyse des séries tensiométriques). La simulation de référence tend à être lissée par rapport aux autres simulations, ce qui traduit notamment une sélection de valeurs assez fortes de T1. Ce paramètre caractérise la recharge, et l'on pourrait donc s'attendre à une valeur relativement faible, de l'ordre du jour voire inférieure. Des valeurs significatives pour T1 et T2 sont cependant nécessaires pour le calage de la bande saisonnière, qui domine le signal ici. Le caractère non « cumulé » de ce modèle (par rapport aux suivants), donne également moins de tendances à long terme (effet mémoire). De par ce fait, il permet de rester globalement proche des points FG5.

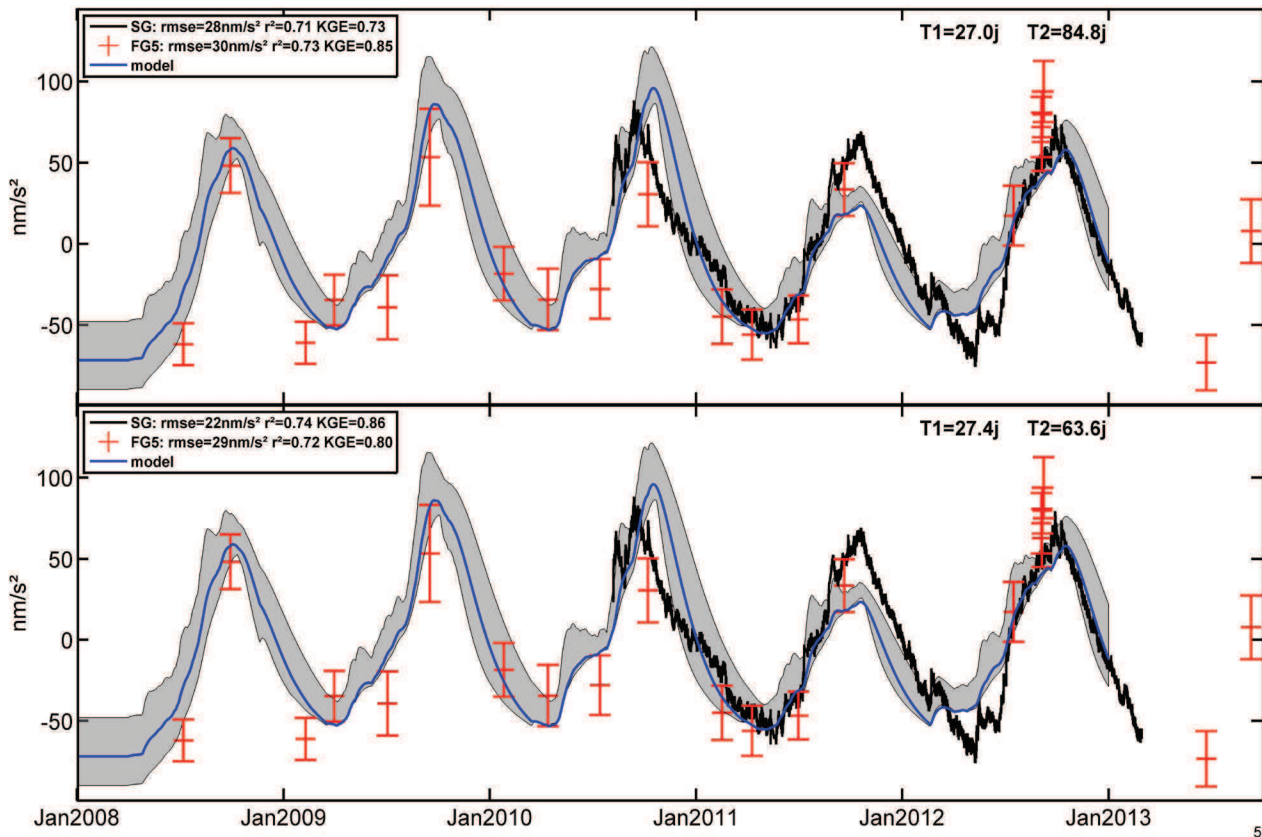


Figure X.13: modèle empirique: résultats de simulation: meilleure simulation et bornes supérieures et inférieures des 10% meilleures simulations. Calage sur FG5 (panneau du haut). Calage sur SG (panneau de bas).

T1-T2 empirical model, simulation results : best simulation and upper and lower bounds of 10% best simulations. Calibration on FG5 data (upper panel). Calibration on SG data (lower panel).

Modèle à réservoirs

La Figure X.14 présente les résultats de la fonction objectif KGE sur les observations de FG5 en fonction du ruissellement simulé et cumulé sur toute la durée de simulation. On peut observer l'incapacité du modèle à produire une variation de stock en accord avec les observations FG5 sans produire simultanément du ruissellement, par saturation du réservoir supérieur. Le FG5 est utilisé ici car sa durée significative d'observation permet de contraindre le comportement interannuel des simulations. De plus, les incertitudes sur l'année 2011 concernant les mesures gravimétriques ont un impact plus limité sur la série du FG5 que sur celle du SG, du fait de leurs durées respectives.

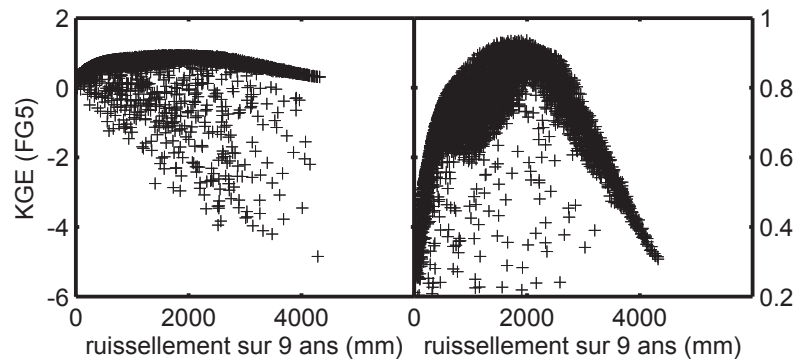


Figure X.14: modèle à réservoirs : KGE sur les observations FG5 et ruissellement total sur les neuf années de simulations.
Reservoir model results : KGE on FG5 observations and cumulated runoff on the 9 simulation years.

La Figure X.15 présente les meilleures simulations au regard des observations FG5 et SG. Le critère de calage est la maximisation du KGE pour le FG5 et le SG. Dans l'ensemble des cas, la dynamique haute fréquence est relativement bien représentée, et l'ajustement sur le SG est visuellement satisfaisant. Les KGE sont systématiquement supérieurs à 0.9, et les coefficients de déterminations supérieurs à 0.8, avec des RMS inférieures à $2\mu\text{gal}$. La rupture de pente observée à la récession provient de l'assèchement du réservoir supérieur.

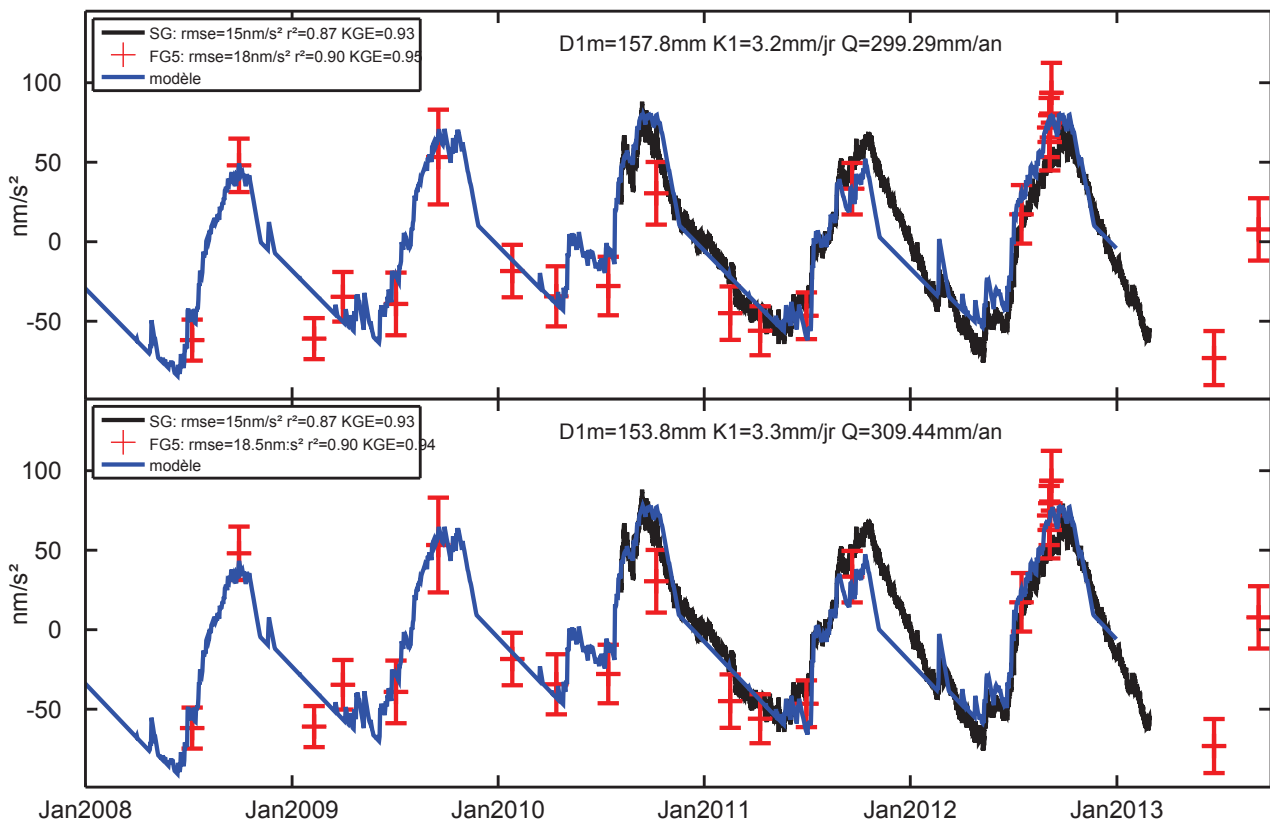


Figure X.15: modèle à réservoirs : simulations de références, calées sur FG5 (panneau du haut), et SG (panneau du bas).
Reservoir model : reference simulations, calibrated on FG5 data (upper panel), and SG data (lower panel).

Le jeu de simulations de références est donc sélectionné à partir des données gravimétriques : les simulations dont le KGE FG5 est supérieur à 0.9 font l'objet d'une première sélection. Parmi ces simulations, celle dont le KGE SG est supérieur à 0.9 sont retenues. Ce processus de sélection multi-critères permet à la fois de tirer parti de la série longue et du caractère saisonnier de l'observation FG5, et du contenu hautes fréquences de la série temporelle SG. Les simulations sélectionnées sont présentées dans la Figure X.16, et les bilans annuels sont présentés en Figure X.17. La gamme de variation des bilans présentés dans cette figure est définie entre les valeurs maximales et minimales, tandis que la moyenne est présentée en trait plein. Ces bilans sont également présentés dans le Tableau X.5.

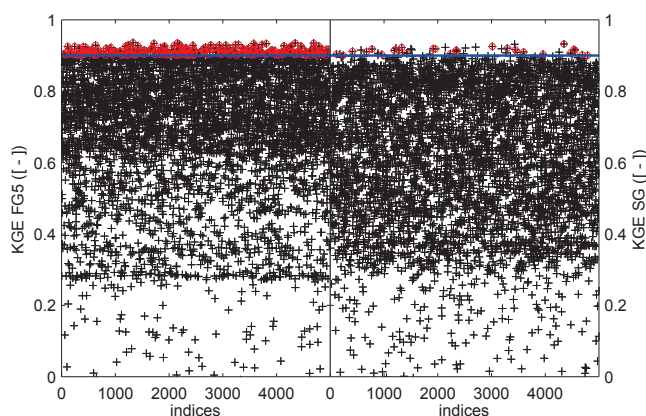


Figure X.16: modèle à réservoirs : sélection des simulations. Panneau de gauche : KGE FG5 et seuil à 0.9. Panneau de droite : parmi les sélections précédentes, KGE SG et seuil à 0.9.

Reservoir model : simulations selection. Left panel : KGE on FG5 data and 0.9-value threshold. Right panel : among previous selection, KGE on SG data and 0.9-value threshold.

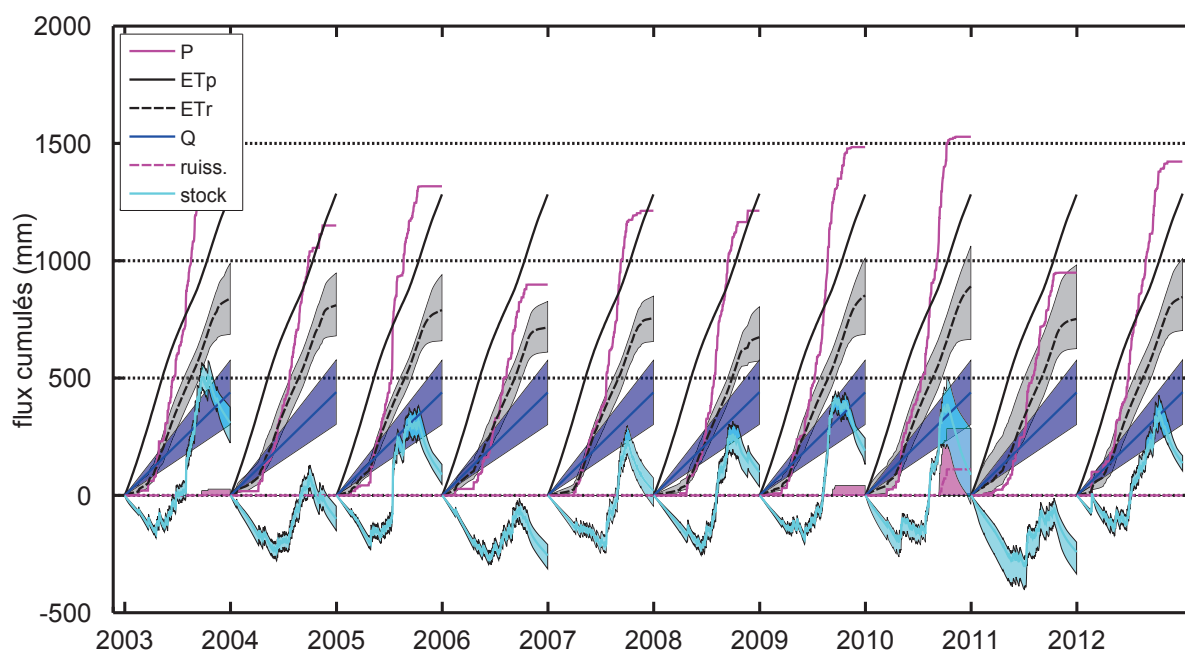


Figure X.17: modèle à réservoirs : bilans des simulations retenues. Les gammes de variations sont définies entre les valeurs maximales et minimales, tandis que la moyenne de chaque série est présentée en trait plein.

Reservoir model : simulation budgets.

année	P (mm)	ETr (mm) [% P]	Q (mm) [% P]	ruissellement (mm) [% P]	Δ stock [% P]
2004	1150 [100]	786 [68]	351 [30]	58 [5]	-44 [-4]
2005	1317 [100]	701 [53]	350 [27]	278 [21]	-11 [-1]
2006	898 [100]	577 [64]	350 [39]	1 [0]	-29 [-3]
2007	1213 [100]	698 [58]	350 [29]	149 [12]	18 [1]
2008	1213 [100]	654 [54]	351 [29]	189 [16]	20 [2]
2009	1484 [100]	776 [52]	350 [24]	353 [24]	7 [0]
2010	1528 [100]	724 [47]	350 [23]	464 [30]	-8 [-2]
2011	949 [100]	607 [64]	350 [37]	11 [1]	-18 [-2]
2012	1423 [100]	796 [56]	351 [25]	254 [18]	24 [2]
moyenne	1242 [100]	702 [57]	350 [29]	195 [14]	-4 [-1]
écart-type	222 [100]	78	0	158	23

Tableau X.5: modèle à réservoir: bilans annuels moyens des simulations de référence.

Reservoirs model: mean annual budget of reference simulations.

L'évapotranspiration représente la majeure partie du bilan, mais dans une proportion bien moindre (<60% des précipitations) de ce que montrent les études régionales. L'ETR, bien que faible en moyenne, augmente très peu les années de fortes précipitations. Ces proportions sont en accord avec une modélisation SiSPAT sur une colonne de sol représentative du site NAH (Robert 2012, voir partie I). Pour autant, les flux d'évapotranspiration (voir Figure X.18 pour le cas de la simulation de référence ajustée sur le FG5) suivent une dynamique proche de celle des observations. Le modèle n'est pas capable de maintenir une évapotranspiration de base en saison sèche, mais ce qui n'est pas nécessairement irréaliste. En effet, les observations faites à la tour de flux de Nalohou sont localisées en une zone où la nappe phréatique est peu profonde toute l'année (<3m) et où des arbustes sont présents, ce qui n'est pas le cas à proximité des gravimètres (à part quelques petits arbres isolés, et un verger d'anacardes à plusieurs dizaines de mètres). Les observations faites par scintillométrie ont une empreinte au sol qui intègre les zones ripariennes arborées, et de jachère arbustive, il n'est donc pas étonnant qu'elles observent un flux non nul en saison sèche. Pendant les inter-saisons, le modèle ne semble pas tout à fait en accord avec les observations : il a tendance à trop évapotranspirer en début de saison humide, et manque le caractère progressif de la diminution du flux en fin de saison humide. Il est particulièrement peu performant pour l'année 2010, où les observations montrent un flux d'évapotranspiration faible par rapport aux simulations. Pour résumer, le modèle a plutôt tendance à surestimer l'évapotranspiration aux inter-saisons, et à la sous-estimer en saison sèche, sans que ce ne soit nécessairement préjudiciable.

Une analyse de sensibilité aux paramètres (non présentée), montre qu'en fixant le terme de perte, le paramètre de perméabilité (K) est très peu contraint, et le paramètre D1m relativement stable. Ce paramètre contrôle essentiellement l'évapotranspiration. Les valeurs calées de ce paramètre correspondent approximativement à la moitié de l'amplitude saisonnière de stock, suggérant que la moitié des variations de stock soient associées à la zone non saturée superficielle. L'analyse des données hydrologiques montrait plutôt une contribution de la zone non saturée de l'ordre de 20% (Hector et al. 2013), mais ce chiffre mériterait une réévaluation du fait des problèmes de calibration de la SAN. Le réservoir supérieur se vide en saison sèche, et l'eau n'est plus disponible pour le prélèvement atmosphérique, un peu trop tardivement au regard des observations d'évapotranspiration, et de manière trop abrupte. En début de saison, le réservoir est vide et les premières pluies, sont redistribuées vers le réservoir inférieur et sollicitées pour l'évapotranspiration, asséchant à nouveau le réservoir superficiel si les précipitations sont trop espacées dans le temps. Au bout d'un certain cumul, la saison humide s'installe, et le réservoir se remplit, et ne limite plus l'évapotranspiration.

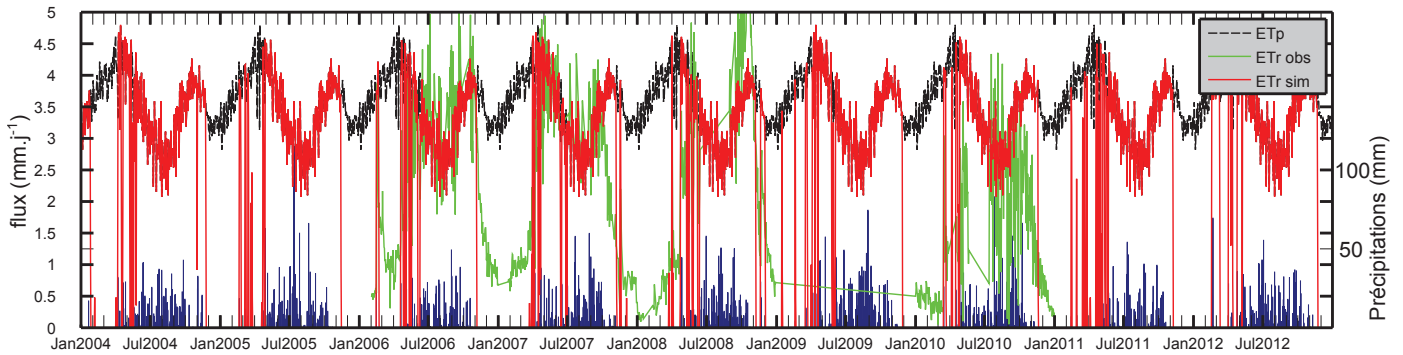


Figure X.18: modèle à réservoirs : simulation de référence : flux d'évapotranspiration simulé et observé.
Reservoir model : reference simulation : observed and simulated evapotranspiration flux.

L'essentiel de la variabilité des pluies est compensée par le ruissellement, tandis que la variation de stock est faible à l'échelle annuelle et en moyenne nulle (-1 % de la pluie sur les 9 années). Aucun ruissellement n'est observé en crête de versant à Nalohou, pourtant ces simulations montrent un ruissellement de 14% ($\pm 10\%$) des précipitations. Au vu des observations faites aux chapitres précédents, on peut suggérer des mécanismes de redistributions latérales de subsurface, qui seraient représentées dans ce modèle sous le terme de ruissellement. Etant donné les fortes capacités d'infiltration du sol sableux et contenant de la macroporosité, tout se passe comme si le réservoir supérieur du modèle était représentatif d'un réservoir de subsurface, probablement lié au deuxième horizon possédant des propriétés de rétention plus significatives, et dont l'interface supérieur serait susceptible de la genèse du « ruissellement de subsurface ».

Ces redistributions sont peu sollicitées lors d'années déficitaires (e.g. 2011), mais largement activées lors d'années excédentaires (e.g. 2009, 2010). Ce mécanisme de compensation par pertes latérales permet d'obtenir des variations saisonnières de stock peu contrastées, en accord avec la mesure gravimétrique. On pourrait donc supposer, sous réserve de validité de la mesure gravimétrique, qu'à l'échelle de la parcelle, des sollicitations de l'échelle supérieure à un flux de souterrain latéral (nappe pérenne, nappe perchée) soient nécessaires. Ceci est relativement en désaccord avec les observations locales, ponctuelles. Une autre possibilité consisterait en des mécanismes important de redistribution interne au sein de la parcelle, pour lesquels une modélisation 1D n'apporte aucune contrainte.

Modèle Hydrus

Les simulations montrent un comportement identique à celui du modèle conceptuel à réservoirs : impossible de maximiser le KGE sur les observations de FG5 sans générer du ruissellement de surface (Figure X.19).

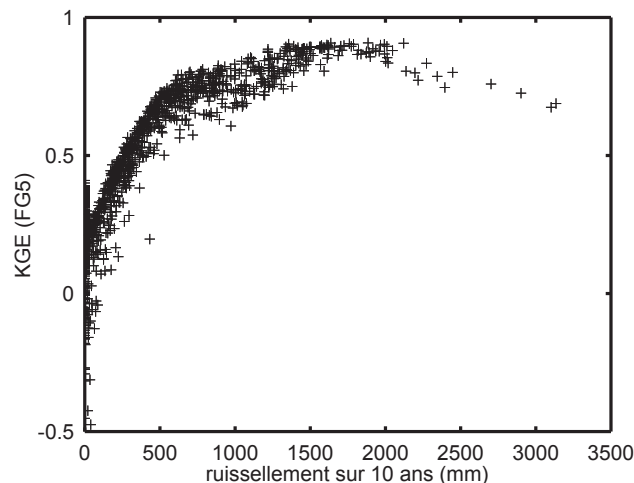


Figure X.19: Hydrus 1D : KGE sur les observations FG5 et ruissellement total sur les 10 années de simulations.
Hydrus : KGE on FG5 data and cumulated runoff on 10 simulated years.

Afin d'étudier la gamme de variation des termes du bilan lorsque le calage est opéré sur la mesure gravimétrique, une sélection multi-critère est à nouveau entreprise (Figure X.20). Les simulations dont le KGE sur le FG5 dépasse 0.7, et parmi celles-ci, celles dont le KGE sur l'observation SG dépasse 0.7, sont conservées pour l'analyse des bilans. 99 simulations sont conservées. Les bilans sont présentés en Figure X.21 et Tableau X.6.

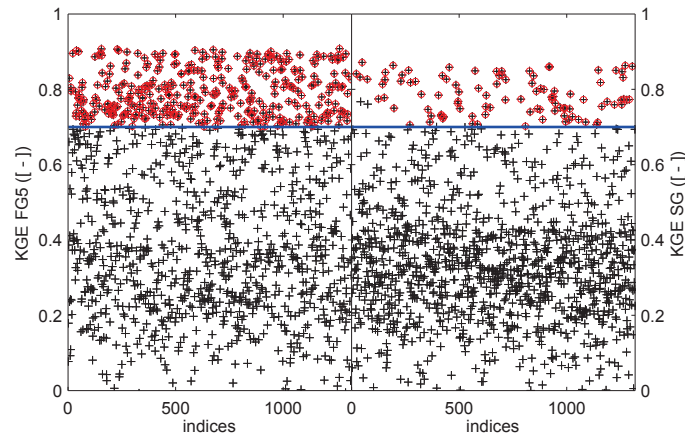


Figure X.20: Hydrus : sélection des simulations. Panneau de gauche : KGE FG5 et seuil à 0.7. Panneau de droite : Parmi les sélections précédentes, KGE SG et seuil à 0.7.

Hydrus : simulations selection. Left panel : KGE on FG5 data and 0.7 value threshold. Right panel : among previous selection, KGE on SG data and 0.7 value threshold.

L'évapotranspiration représente une part légèrement plus faible du bilan que dans le cas d'un calage sur les observations hydrologiques. Le ruissellement compense dans une plus large mesure que le stock les années déficitaires et excédentaires ($r=0.93$ entre le cumul annuel de précipitations et le ruissellement, $r=0.29$ entre le cumul annuel de précipitations et la variation annuelle de stock). Selon les simulations, les variations saisonnières de stock observent une gamme de variabilité relativement faible.

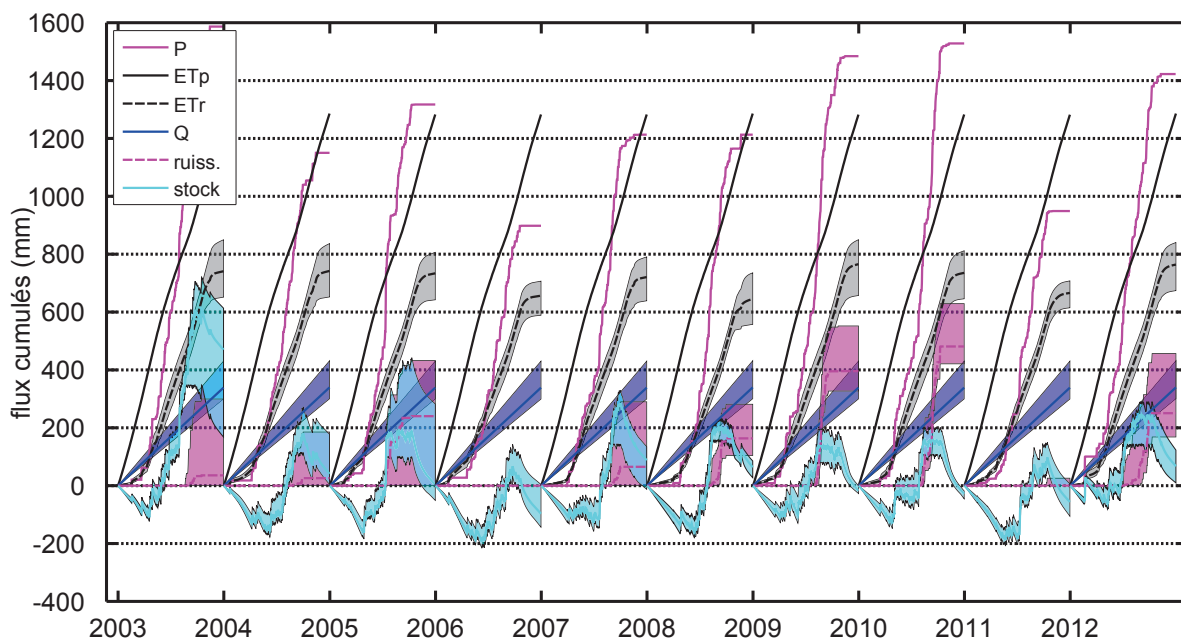


Figure X.21: Hydrus : bilans des simulations retenues (ajustement gravimétrie). Les gammes de variations sont définies entre les valeurs maximales et minimales, tandis que la moyenne de chaque série est présentée en trait plein.

Hydrus : simulation budgets.

année	P (mm)	ETr (mm) [% P]	Q (mm) [% P]	ruissellement (mm) [% P]	Δ stock (mm) [% P]
2004	1150 [100]	742 [65]	340 [30]	26 [2]	41 [4]
2005	1317 [100]	734 [56]	339 [26]	240 [18]	3 [0]
2006	898 [100]	657 [73]	339 [38]	0 [0]	-97 [-11]
2007	1213 [100]	721 [59]	339 [28]	65 [5]	88 [7]
2008	1213 [100]	645 [53]	340 [28]	163 [13]	64 [5]
2009	1484 [100]	765 [52]	339 [23]	396 [27]	-18 [-1]
2010	1528 [100]	735 [48]	339 [22]	481 [31]	-28 [-2]
2011	949 [100]	666 [70]	339 [36]	0 [0]	-56 [-6]
2012	1423 [100]	764 [54]	340 [24]	250 [18]	67 [5]
moyenne	1242 [100]	714 [59]	339 [28]	180 [13]	7 [0]
écart-type	222 [100]	46	0	176	62

Tableau X.6: Hydrus: bilans des simulations par sélection multi-critères sur l'observation gravimétrique.

Hydrus: water budget from multi-criterion simulations selections.

La simulation de référence par calage sur l'observation gravimétrique est définie parmi la sélection multi-critères (Figure X.20) comme étant celle dont le KGE sur le SG est maximum. Les résultats sont présentés en Figure X.22 et les paramètres retenus dans le Tableau X.7. L'évapotranspiration est mieux représentée ($NSE=0.5$, $r^2=0.59$) que dans le cas d'un calage sur observables hydrologiques ($NSE=0.2$, $r^2=0.4$). Une perte latérale variable dans le temps, selon les cumuls de précipitations, est rendue nécessaire par le calage sur l'observation gravimétrique (Figure X.19). La seule possibilité du modèle pour répondre à ce besoin étant de générer du ruissellement de surface, la nappe simulée remonte systématiquement à la surface au maximum de la saison des pluies pour les années excédentaires, ce qui résulte en une mauvaise représentation de la nappe permanente. Pour autant, le comportement interannuel des minimums piézométriques semble bien représenté dans ses tendances aux suites d'années excédentaires et déficitaires, sauf pour le début d'année 2012.

La Figure X.23 présente un agrandissement de la fenêtre temporelle qui inclut les mesures du SG. On peut constater quelques déficiences du modèle particulièrement marquées pendant les périodes de recharge, notamment lors de la forte hausse en juillet 2011, ainsi que la période de recharge 2012, pour laquelle une hausse brutale fait remonter la nappe à la surface, et ne représente pas bien le comportement plus progressif enregistré par le SG.

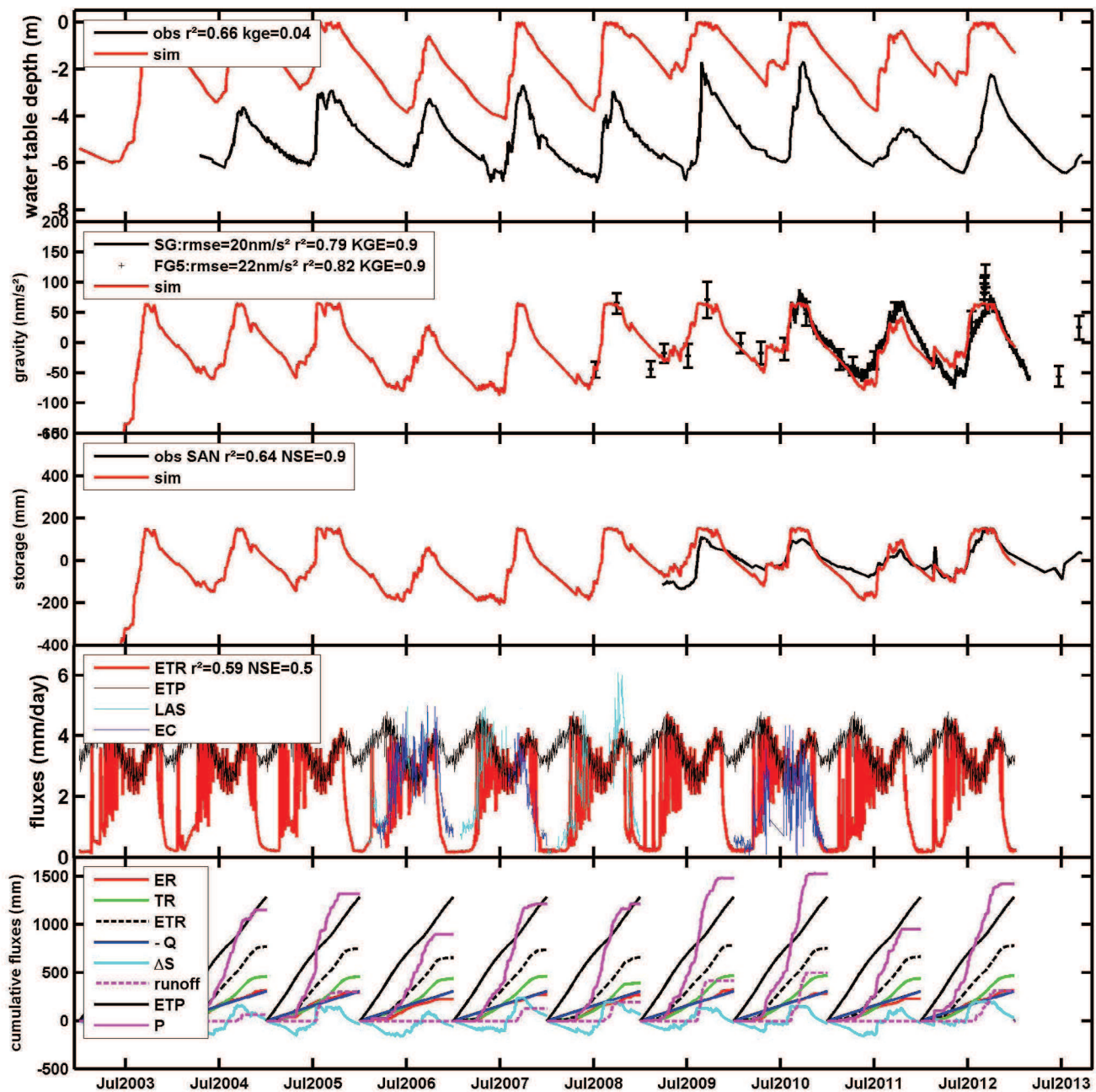


Figure X.22: Hydrus : simulation de référence calibrée sur la gravimétrie (KGE).

Hydrus : reference simulation calibrated on gravity data.

	θ_s	θ_r	K_s (m/j)	h_g (m)	n	Q (mm/an)
H1	0.31	0.01	1.3	0.12	2.0	306
H2	0.2	0.1	0.82	0.2	1.71	
H3	0.31	0.01	1.09	1.02	1.75	

Tableau X.7: Hydrus: paramètres calés sur l'observation gravimétrique.

Hydrus: parameters calibrated on gravity data

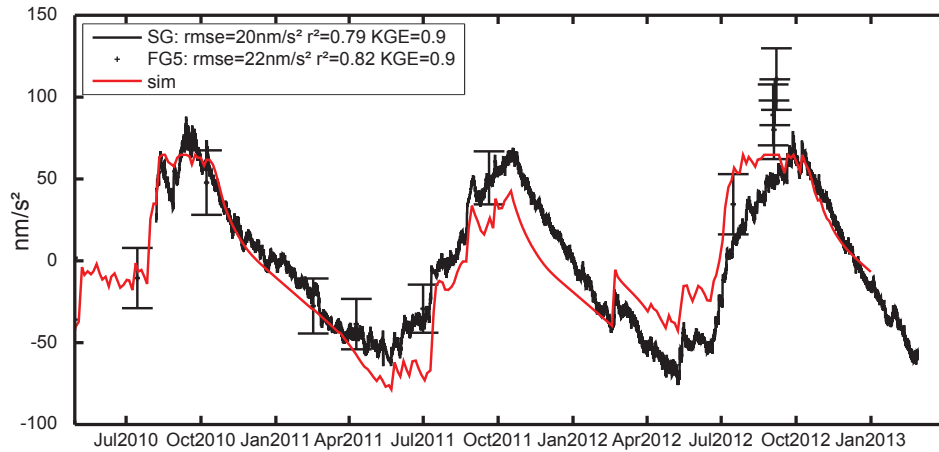


Figure X.23: Hydrus : simulation de référence calibrée sur la gravimétrie (KGE) : zoom.

Hydrus : reference simulation calibrated on gravity data : zoom.

Lors du calage sur les observations gravimétriques, du ruissellement est nécessairement sollicité (Figure X.19). Ce ruissellement intervient non pas à cause du manque de contraste constaté entre les années 2010 et 2011 (et 2011 et 2012) en gravimétrie, mais bien du fait de la contrainte sur le terme interannuel qu'apporte la mesure FG5, et donc sur le besoin de générer une redistribution latérale, en fonction du caractère excédentaire ou déficitaire d'une année hydrologique ($r=0.93$ entre le cumul annuel de précipitations et le ruissellement). Si l'évapotranspiration est mieux représentée qu'avec un modèle conceptuel il n'est pas observé que les nappes remontent jusqu'à la surface, ni qu'un ruissellement de surface ait lieu. Le modèle n'est donc pas approprié dans sa représentation des processus, mais il pointe le besoin d'inclure une perte par redistribution latérale. On peut s'interroger, au vu des observations faites par microgravimétrie, si ces redistributions peuvent être locales, ou si elles doivent nécessairement quitter le domaine du haut de versant.

X.2.3. SIMULATIONS 3D À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE

La Figure X.24 présente la simulation de la nappe permanente. Le comportement interannuel est bien représenté aux points bas à la station NAH bénéficiant de la plus longue chronique. A proximité des gravimètres (FG5), un biais est présent. On constate également une amplitude généralement trop faible pour l'année 2012. L'allure générale des périodes de récession est très bien représentée, ainsi que quelques dynamiques hautes fréquences, particulièrement au maximum des niveaux piézométriques. Lors des essais/erreurs du calage manuel, la phase du signal (par exemple la période d'initiation de la recharge en début de saison) s'est révélée très sensible aux K_s de l'horizon H2, et à ses propriétés de rétention. Les fortes valeurs de K_s retenues pour les horizons H2 et H3 (Tableau X.2) sont essentiellement liées au besoin d'ajuster ce comportement dynamique.

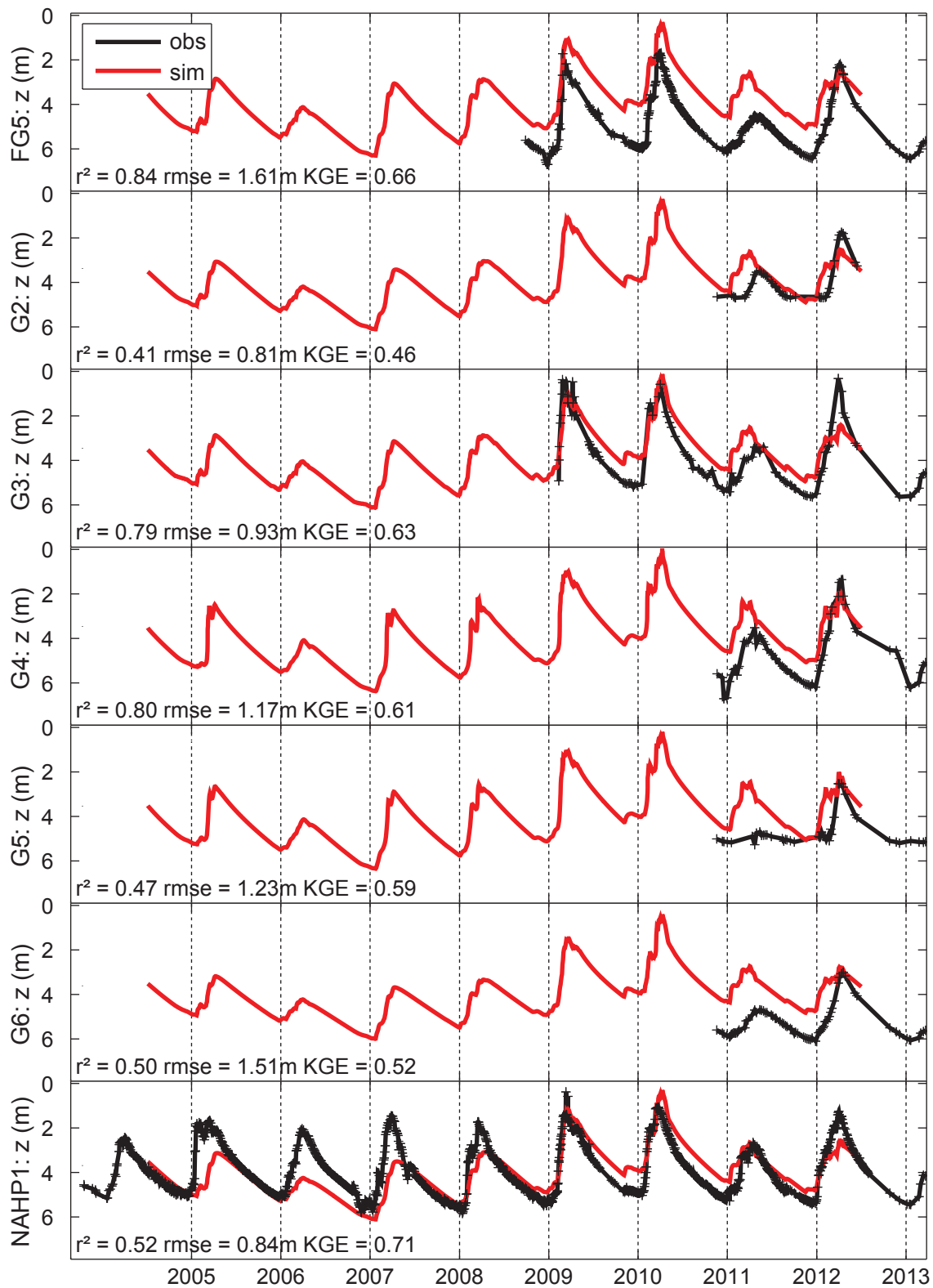


Figure X.24: Résultats de simulation ParFlow-CLM : piézométrie.

ParFlow-CLM results : water table.

La Figure X.25 présente les résultats concernant la variation de stock, ainsi que les observations par sonde à neutrons. Si les amplitudes de ces dernières (voir partie précédente) sont sujettes à caution, leur dynamique temporelle l'est beaucoup moins. A ce titre, on peut constater que certains comportements semblent bien représentés : en zone argileuse (G2, G5), les formes de type « créneau », déjà relevées au chapitre précédent sont relativement bien simulées. Ces sites observent un comportement interannuel nettement moins marqué qu'ailleurs, au regard des points bas des séries. Ce comportement interannuel semble très bien représenté pour la série FG5, et dans une légèrement moindre mesure pour la série NAH (le point bas de juillet 2012 est bas par rapport à l'observation). Les KGE sont dans la plupart des cas supérieurs à 0.6,

et ceux pour lesquels ils sont plus faibles sont associés à un coefficient de détermination fort (e.g. FG5, G2), inclus dans le calcul du KGE, et qui attribue donc la faible valeur du KGE au terme de rapport de variances, moins pertinent, du fait des incertitudes quant à la calibration de la SAN.

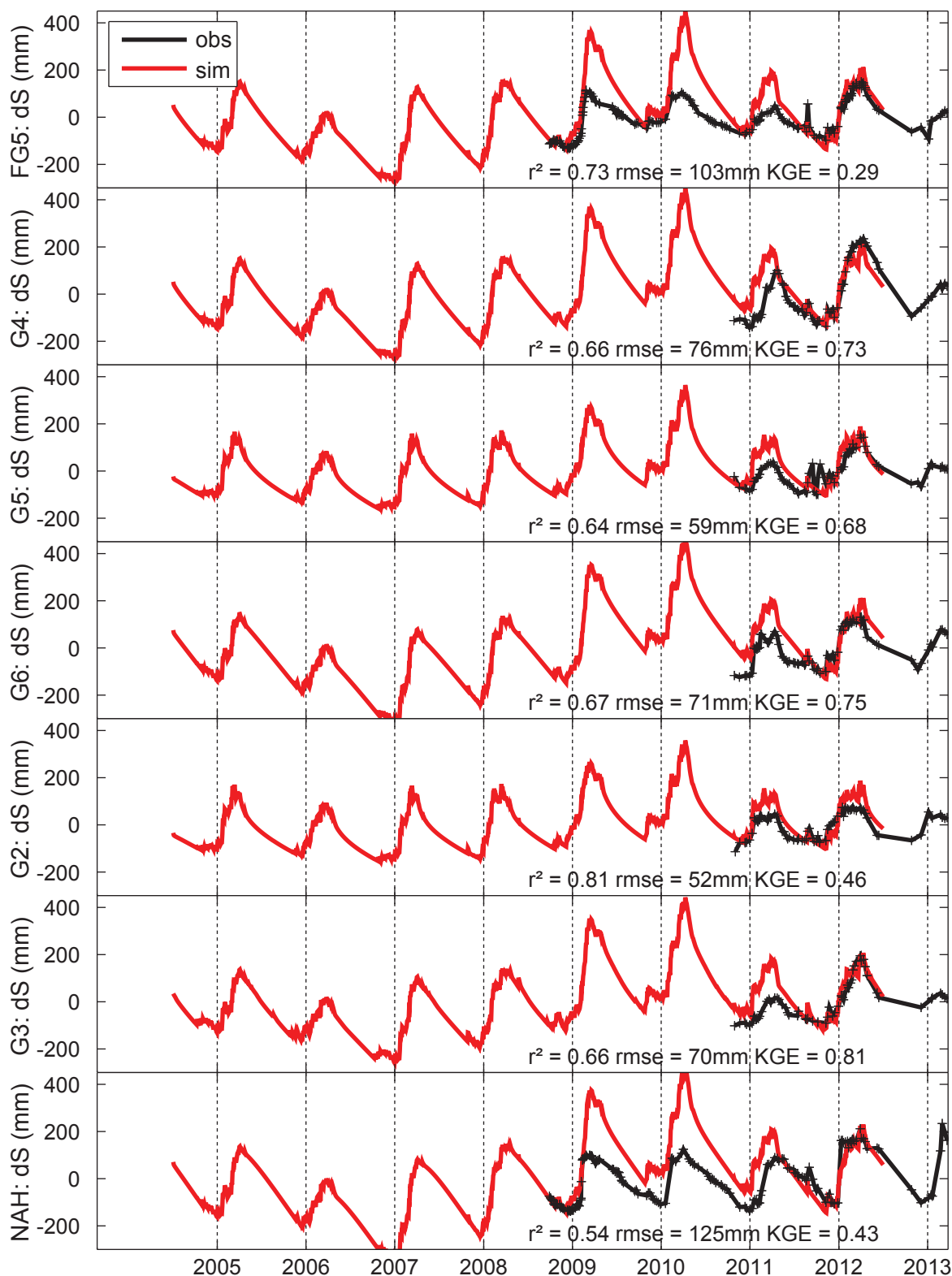


Figure X.25: Résultats de simulation ParFlow-CLM : variations de stock d'eau.

ParFlow-CLM results : water storage changes.

L'évapotranspiration simulée est présentée dans les Figure X.26 et Figure X.27. Le comportement est relativement bien respecté, mis à part pour la période sèche. Cependant, la même remarque que formulée précédemment peut être faite ici. Les observations comprennent la ripisylve de l'Ara et du bas-fond pour la scintillométrie, contribuant à l'évapotranspiration en saison sèche, et une nappe très peu profonde, et facilement sollicitable par des buissons en saison sèche pour la tour de flux. De tels phénomènes n'ont sans doute pas lieu en crête de versant. A ce titre, la représentation de l'évapotranspiration semble satisfaisante. A noter toutefois une légère tendance à sous-estimer l'évapotranspiration en fin de saison humide 2006 (année sèche). Il est possible que les dates de brûlis soient mal renseignées pour cette période, entraînant un impact significatif des paramètres de végétation (LAI, SAI, hauteur de végétation) sur le flux d'évapotranspiration. Au contraire, pour l'année 2010, le modèle tend à surestimer l'évapotranspiration en fin de saison humide. Ces constats montrent une fois de plus la complexité de la représentation des processus agissant aux intersaisons. On peut noter toutefois que la dynamique dans les jours qui suivent un évènement isolé (printemps 2006, décembre 2008, printemps 2010), donc en période d'intersaison, semble relativement bien simulée.

Les Figure X.26 et Figure X.27 présentent les séries d'évapotranspiration pour trois stations représentatives, la station FG5, à l'interface entre un banc argileux et une zone altérée « humide », la station NAH, en zone peu altérée et la station G2, argileuse. Les comportements sont relativement similaires. Une évapotranspiration légèrement plus forte en G2, essentiellement en saison sèche et en fin de saison humide, traduit d'une humidité plus disponible dans ces zones. Cet effet pourrait être accentué en abaissant la profondeur de reprise racinaire, sélectionnée assez superficielle dans cette simulation.

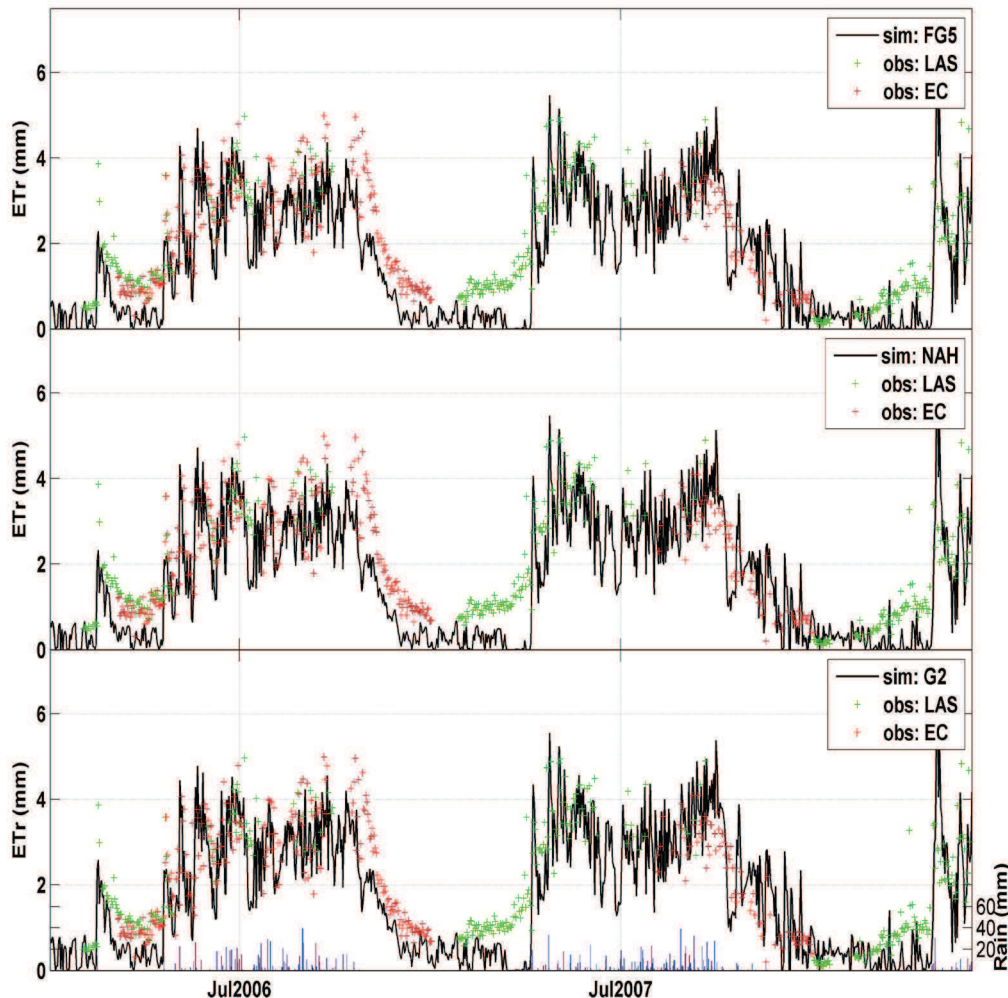


Figure X.26: résultats de simulation ParFlow-CLM : ETr journalier pour les années 2006 et 2007 et pour 3 sites : FG5, NAH, G2. Les observations proviennent de la scintillométrie (LAS) ou de la tour de flux (EC).

ParFlow-CLM results : 2006 and 2007 daily evapotranspiration for 3 locations : FG5, NAH, G2. Observations are derived from scintillometer and eddy-covariance techniques.

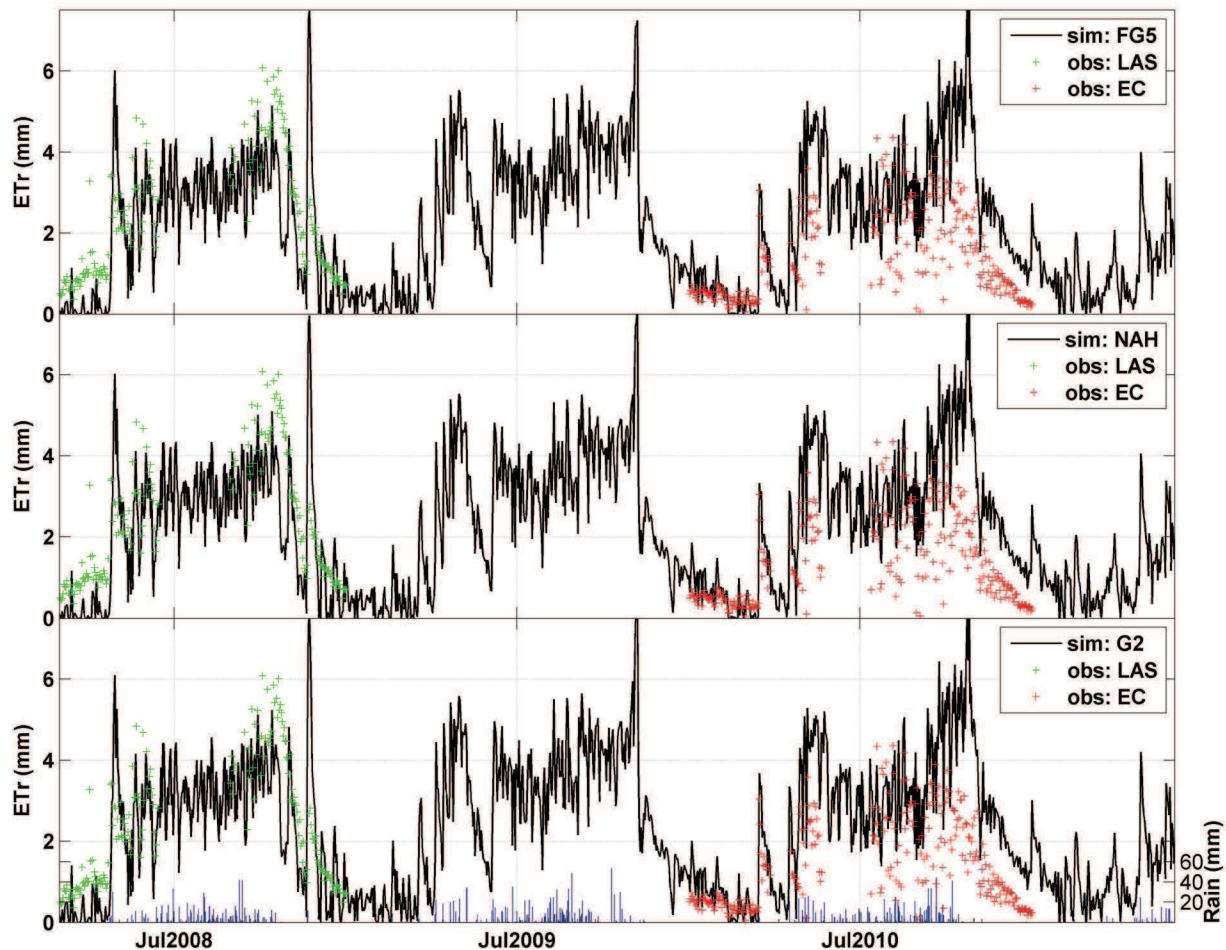


Figure X.27: résultats de simulation ParFlow-CLM : ETr journalier pour les années 2008 à 2010 et pour 3 sites : FG5, NAH, G2. Les observations proviennent de la scintillométrie (LAS) ou de la tour de flux (EC).

ParFlow-CLM results : 2008 to 2010 daily evapotranspiration for 3 locations : FG5, NAH, G2. Observations are derived from scintillometer and eddy-covariance techniques.

La Figure X.28 et la Figure X.29 présentent les simulations d'humidité du sol pour la station NAH, à différentes profondeurs, et comparées aux mesures TDR disponibles. Dans l'ensemble, les comportements sont bien représentés, notamment le contraste entre les horizons superficiels (<0.3 m) et plus profonds. Les premiers montrent un comportement haute fréquence bien marqué, et bien représenté par la simulation, sauf en début de saison où l'eau semble s'évaporer avant de s'infiltrer, et en fin de saison, où l'allure des récessions n'est pas respectée, par une non prise en compte des phénomènes traduisant du comportement bi-modal du milieu. Ces comportements sont associés à une macroporosité : la matrice poreuse se sature rapidement en début de saison humide, permettant l'activation temporaire de la macroporosité (variations haute fréquence et pics de teneur en eau observés). En fin de saison, la récession de l'humidité est liée à l'assèchement plus progressif de la matrice poreuse qui possède une certaine capacité de rétention (voir chapitre VIII, et la discussion de la partie suivante). La nappe perchée telle qu'observée dans les données d'humidité n'est pas représentée ici. La remontée excessive de la nappe profonde en 2010 est à l'origine du pic simulé cette année-là.

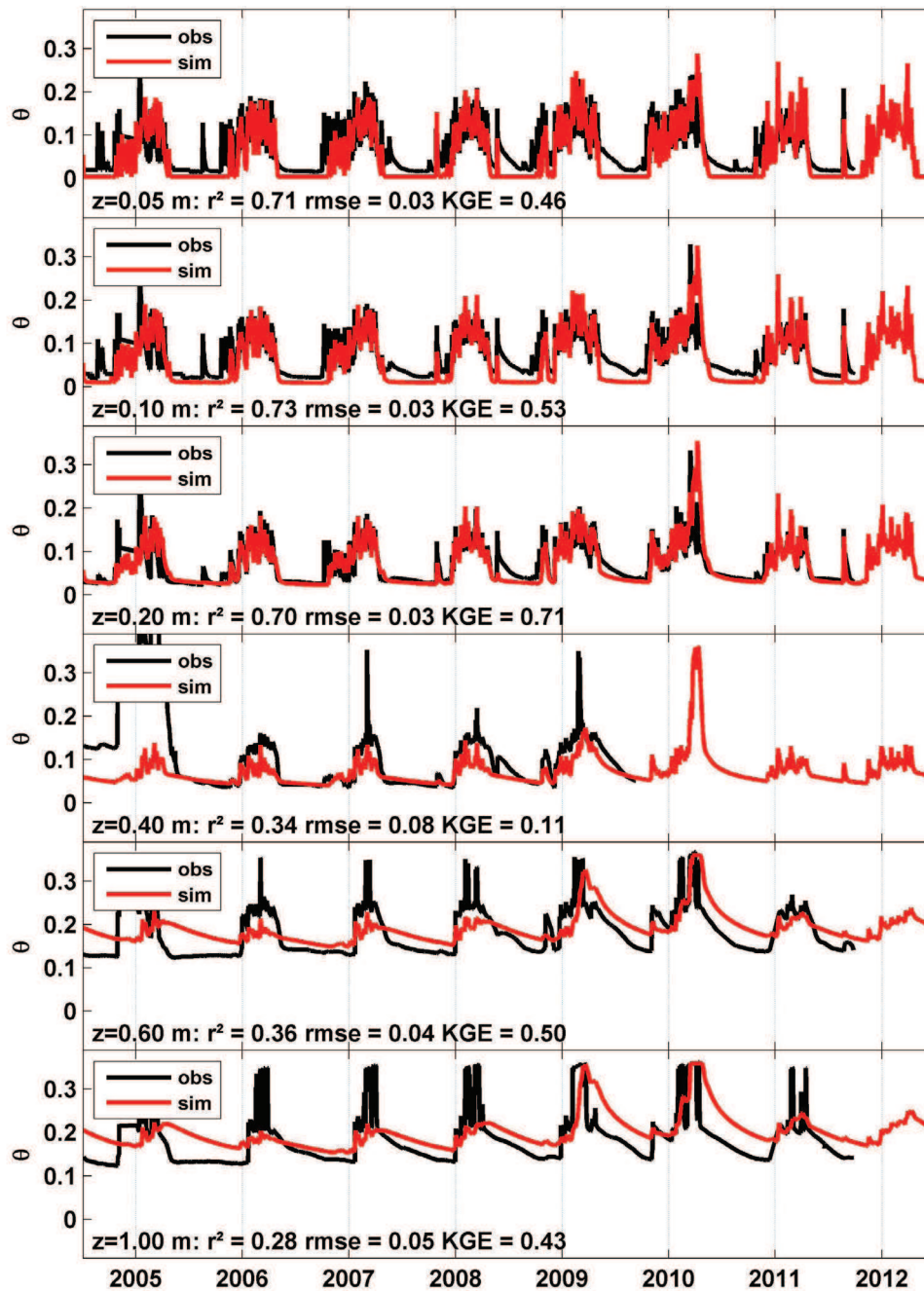


Figure X.28: résultats de simulation ParFlow-CLM : humidité du sol et mesure TDR au site NAH pour plusieurs profondeurs (z).
ParFlow-CLM simulation results : soil moisture and TDR measurements at NAH site for different depths (z).

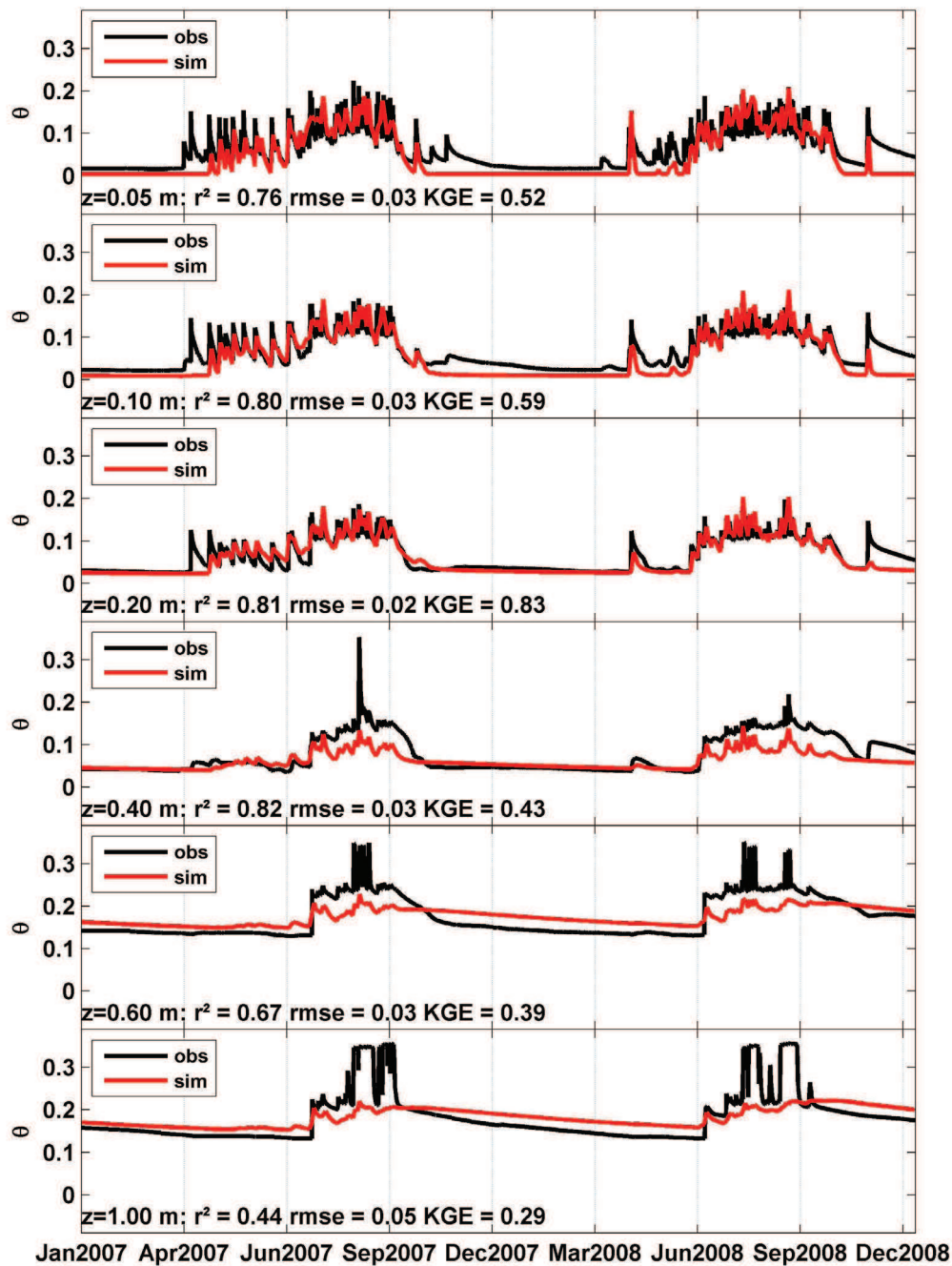


Figure X.29: résultats de simulation ParFlow-CLM : humidité du sol et mesure TDR au site NAH pour plusieurs profondeurs (z) pour la période 2007-2008.

ParFlow-CLM simulation results : soil moisture and TDR measurements at NAH site for different depths (z) and for the period 2007-2008.

La Figure X.30 présente le calcul de l'effet gravimétrique des variations de stock. L'ajustement est relativement bon, et reflète une incapacité à reproduire l'absence de contraste entre les années 2010 et 2011. La période 2011-2012 semble en revanche mieux reproduite. Le terme de fuite variable est très certainement critique dans la représentation de tels processus.

On peut noter toutefois que l'amplitude de l'année 2012 est très certainement sous-estimée par la simulation du fait probablement d'une fuite trop forte cette année-là. En revanche, la période de recharge, en début de saison humide, est très bien représentée, en 2011 et 2012.

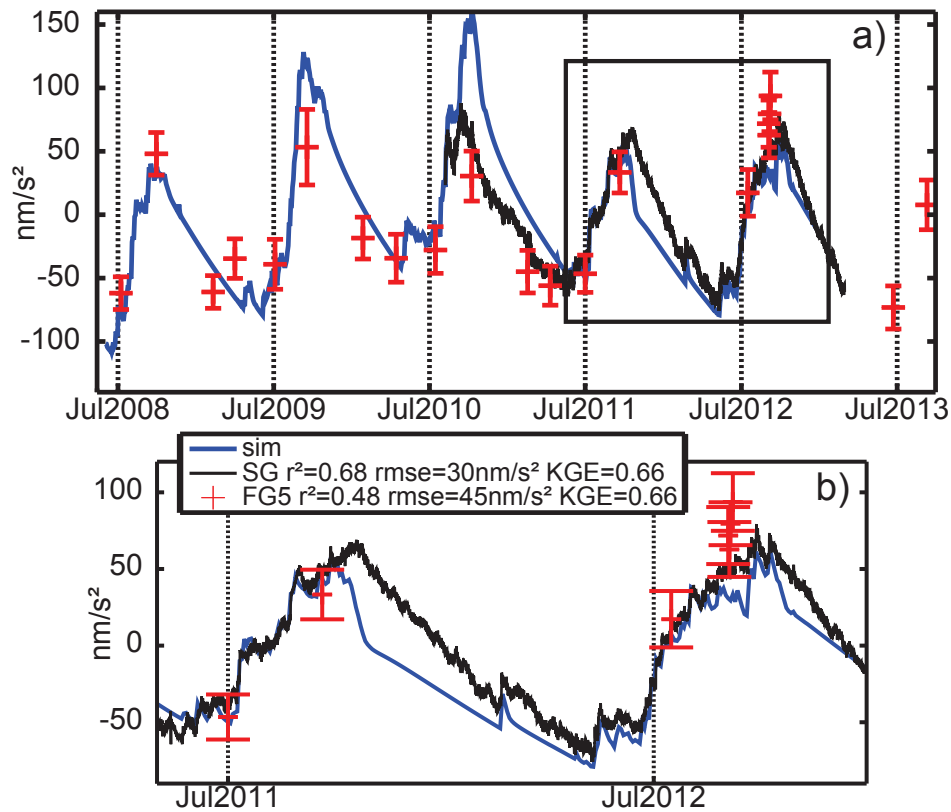


Figure X.30: résultats de simulation ParFlow-CLM : effet gravimétrique des variations de stock.
ParFlow-CLM results : gravity effect of water storage changes.

Les bilans annuels pour trois sites représentatifs, NAH, FG5 et G2 (argile), sont présentés en Figure X.31 et dans les Tableau X.8 et Tableau X.9 pour les sites FG5 et G2, respectivement. Un terme est employé pour fermer le bilan, défini sur chaque colonne de sol : Q_{lat} . Il s'agit de la redistribution latérale vers les colonnes voisines. Si les amplitudes saisonnières de stock sont plus faibles sur l'argile (G2) qu'ailleurs, le terme annuel est en revanche légèrement plus fort, de même que l'évapotranspiration, suggérant à cette échelle de temps un flux entrant dans les zones argileuses. La hausse du stock étant plus limitée en saison humide, probablement par redistribution (pertes) latérale, c'est en saison sèche que ce flux entrant doit être sollicité, certainement par capillarité.

L'évapotranspiration est légèrement plus forte qu'avec les modèles à réservoir et Hydrus, et semble mieux respectée dans sa dynamique temporelle.

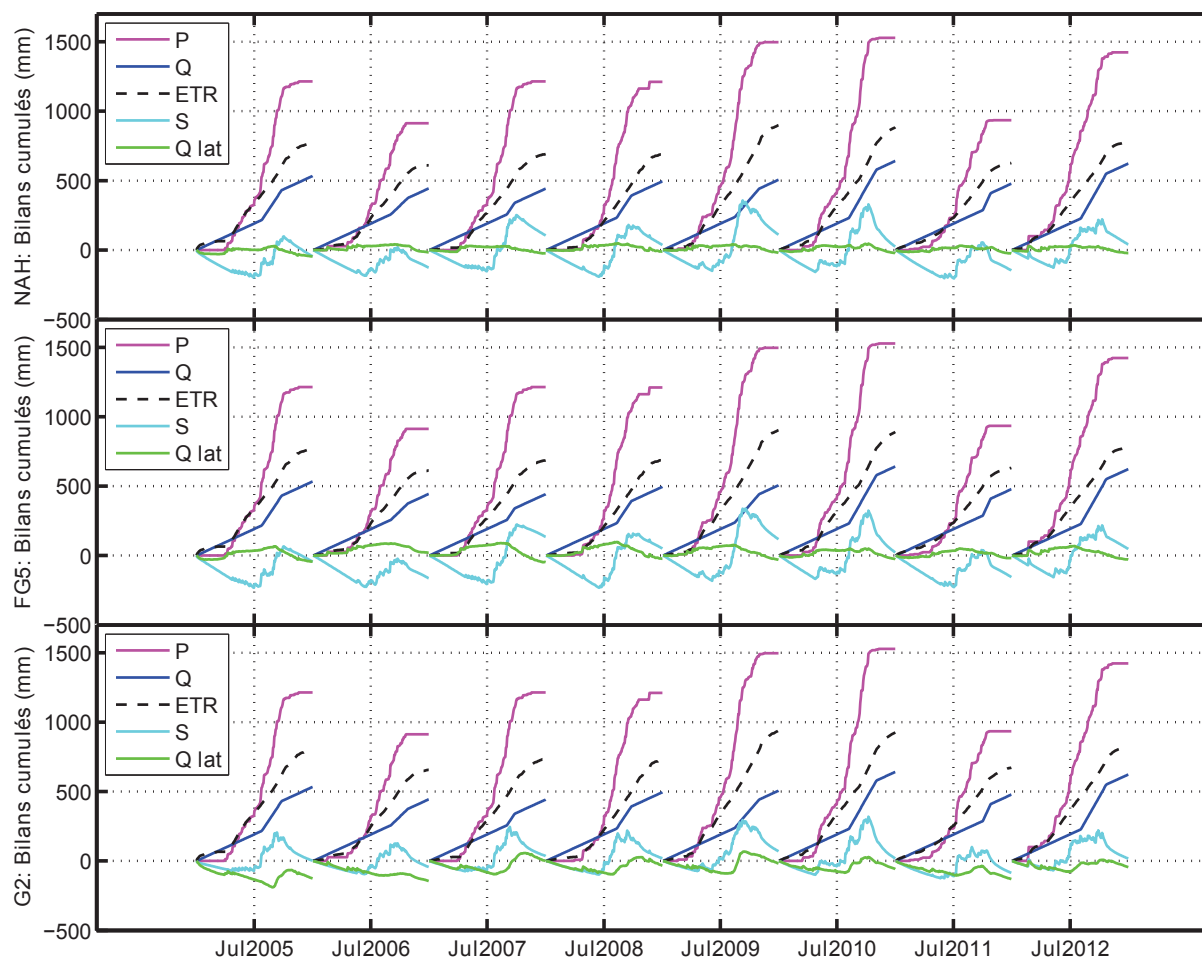


Figure X.31: résultats de simulation ParFlow-CLM : Bilans annuels (années civiles) pour 3 sites : NAH, FG5, G2.
ParFlow-CLM simulation results : yearly budgets (civil year) for 3 sites : NAH, FG5, G2.

année	P (mm)	ETr (mm) [% P]	Q (mm) [% P]	Δ stock (mm) [% P]	Qlat (mm) [% P]
2006	913 [100]	611 [67]	444 [49]	-126 [-14]	-16 [-2]
2007	1214 [100]	691 [57]	442 [36]	105 [9]	-24 [-2]
2008	1211 [100]	690 [57]	495 [41]	36 [3]	-11 [-1]
2009	1496 [100]	899 [60]	506 [34]	111 [7]	-20 [-1]
2010	1527 [100]	885 [58]	641 [42]	24 [2]	-23 [-1]
2011	934 [100]	627 [67]	478 [51]	-147 [-16]	-24 [-3]
2012	1423 [100]	782 [55]	623 [44]	40 [3]	-22 [-2]
moyenne	1245 [100]	741 [60]	518 [42]	6 [-1]	-20 [-2]
écart-type	253	117	81	103	5

Tableau X.8: ParFlow-CLM: Bilans sur la colonne de la station FG5.
ParFlow-CLM: Water budget on the FG5 soil column.

année	P (mm)	ETr (mm) [% P]	Q (mm) [% P]	Δ stock (mm) [% P]	Qlat (mm) [% P]
2006	913 [100]	657 [72]	444 [49]	-44 [-5]	-144 [-16]
2007	1214 [100]	737 [61]	442 [36]	35 [3]	-1 [0]
2008	1211 [100]	731 [60]	495 [41]	19 [2]	-34 [-3]
2009	1496 [100]	939 [63]	506 [34]	70 [5]	-18 [-1]
2010	1527 [100]	927 [61]	641 [42]	18 [1]	-59 [-4]
2011	934 [100]	672 [72]	478 [51]	-86 [-9]	-130 [-14]
2012	1423 [100]	828 [58]	623 [44]	17 [1]	-45 [-3]
moyenne	1245 [100]	784 [64]	518 [42]	4 [0]	-62 [-6]
écart-type	253	115	81	52	55

Tableau X.9: ParFlow-CLM: Bilans sur la colonne de la station G2.

ParFlow-CLM: Water budget on the FG5 soil column.

Pour mettre en évidence les comportements de redistribution latérale, une coupe longitudinale à hauteur des gravimètres, de la saturation à plusieurs dates clés de la saison des pluies est présentée en Figure X.32. En saison sèche (d'avril à juillet 2007), les bancs d'argile (voir Figure VIII.8, Figure VIII.12) conservent une saturation forte tandis que les zones voisines (altérites sèches) perdent de l'eau. Lorsqu'il pleut (juillet à septembre 2007), la faible perméabilité des zones argileuse fait que l'eau tend à s'écouler latéralement vers les zones voisines, où la percolation est directe. Ce transfert latéral se poursuit à la fin de la saison (novembre 2007), il finit par effacer la différence de profondeur de l'horizon saturé entre les bancs argileux et son entourage.

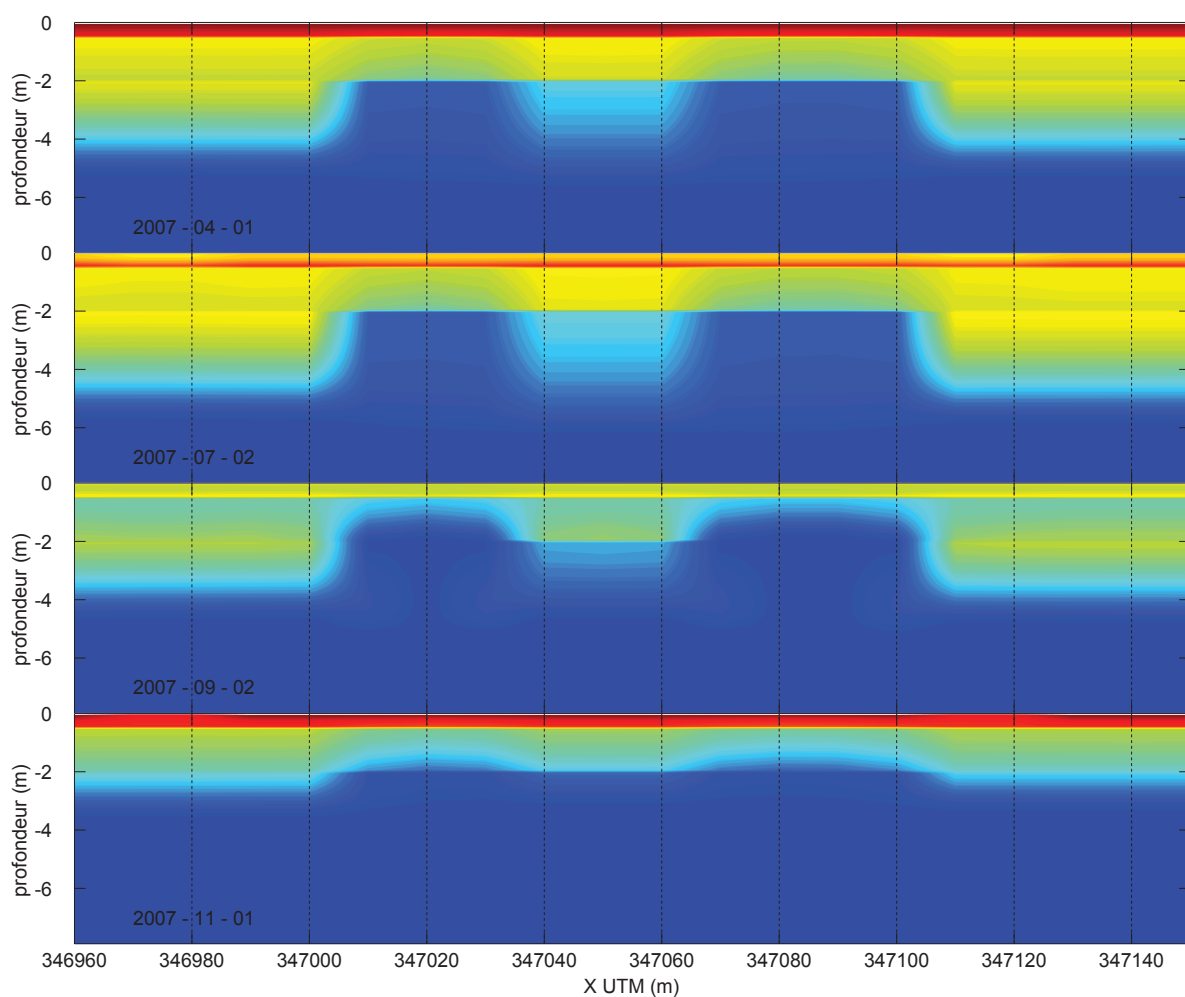


Figure X.32: ParFlow-CLM Profil de saturation horizontale.

ParFlow-CLM: horizontal saturation profile.

Une autre illustration de ce phénomène est proposée en Figure X.33, qui montre l'analyse par EOF (voir chapitre précédent, puis partie suivante pour une description plus complète de la méthode) des variations de stock simulées. La variance expliquée par le premier mode (Figure X.33.c) est de presque 96%. La série temporelle moyenne (coefficients d'expansion, Figure X.33.b), montre que la variance est définie par les amplitudes saisonnières et le terme interannuel. Les EOF (Figure X.33.a) montrent clairement des variations de stock plus faibles, et un comportement interannuel plus limité dans les zones dont l'horizon H3 est argileux (voir Figure VIII.8, Figure VIII.12).

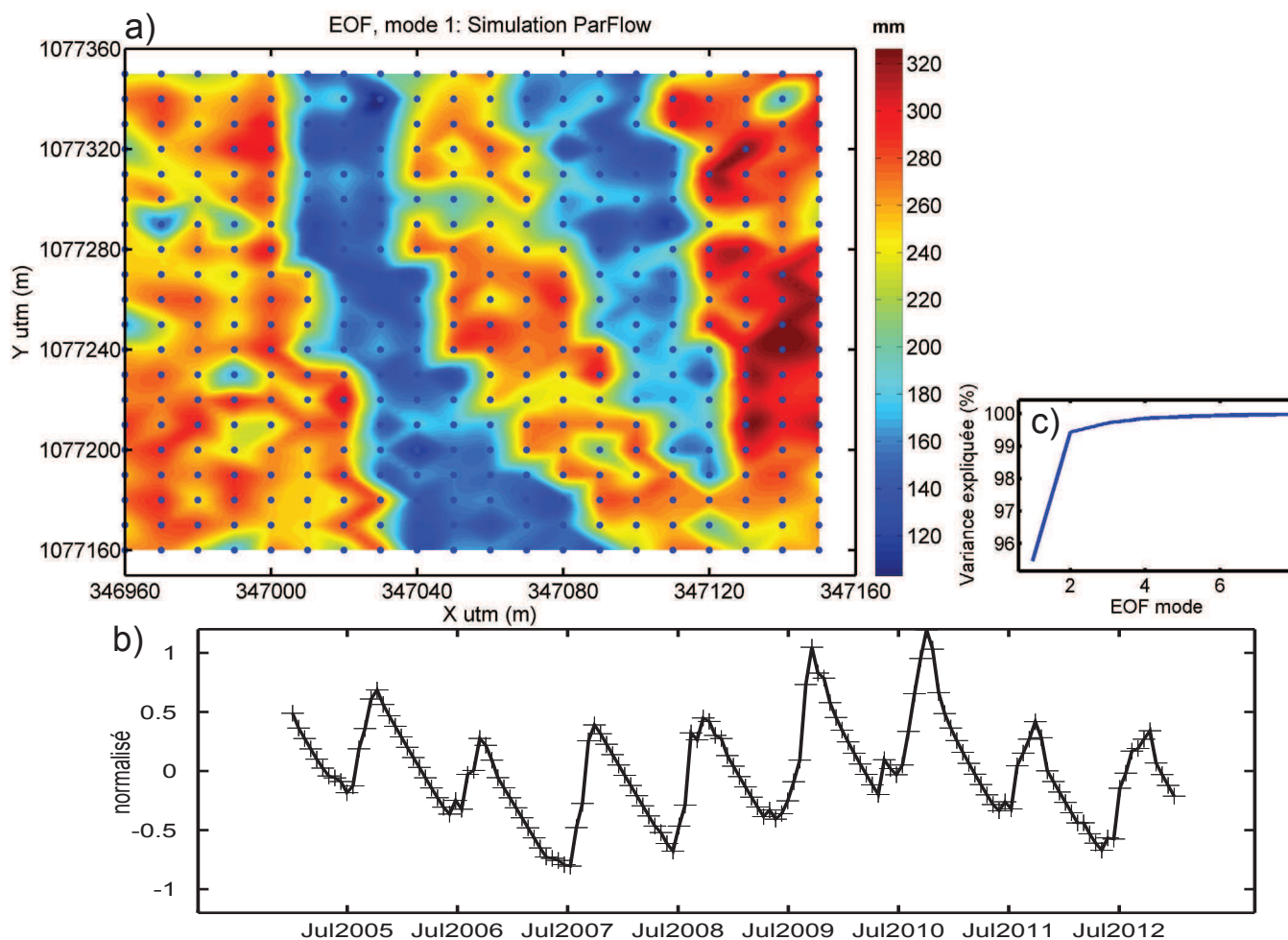


Figure X.33: EOF des variations de stock simulées par ParFlow-CLM : a) EOF, b) coefficients d'expansion, c) variance expliquée par les premiers modes.

EOF on water storage changes simulated by ParFlow-CLM : a) EOF, b) expansion coefficients, c) variance explained by first modes.

X.3. DISCUSSION GÉNÉRALE DU CHAPITRE

Redistributions

Il est impossible de simuler à la fois les observations locales (SAN, piézométrie), et la gravimétrie intégratrice. Si l'on ne remet pas en cause ces jeux de données respectifs, ceci implique des mécanismes de redistribution, et abonde dans le sens des observations faites au chapitre précédent. L'analyse du calage de Hydrus sur les observations hydrologiques montre qu'il est possible de raisonner en 1D, avec une fuite constante, localement. Les calages effectués sur la gravimétrie montrent en revanche, pour satisfaire d'une part le faible contraste d'amplitude saisonnière entre les années excédentaires (e.g. 2010, 2012), et déficitaires (e.g. 2011), et d'autre part le comportement interannuel, qu'une perte latérale, variable selon les cumuls de précipitation, est nécessaire.

La prise en compte d'un tel phénomène, ainsi que de possibles mécanismes de redistributions internes par contrastes lithologiques dans une modélisation à base physique en 3D (ParFlow-CLM) ne permet pourtant pas de réconcilier entièrement l'ensemble des observations. Les années excédentaires (e.g. 2010) ont toujours un comportement marqué par rapport à l'observation gravimétrique. Le comportement interannuel semble en revanche relativement bien simulé.

Une perte latérale, variable dans le temps, et définie selon le cumul de précipitations, semble nécessaire à l'échelle de la parcelle. Le flux de drainage, relativement constant, observé en saison sèche et attribué à la transpiration de la ripisylve de bas de versant ne suffit pas à justifier une telle variabilité. Il est donc probable que d'autres mécanismes, comme les écoulements souterrains alimentant le bas-fond, soient sollicités. Des nappes perchées peuvent apparaître localement (e.g. NAH). Le surplus d'eau peut éventuellement être évacué de cette manière, bien qu'à NAH, par exemple, la nappe perchée semble correspondre à une zone de stockage, plus que d'écoulement (Chapitre VIII). Les nappes pérennes sont considérées comme étant déconnectées des écoulements sur la base de différences de compositions chimique (Kamagaté et al. 2007; Séguis et al. 2011b). Cette hypothèse est à revoir au vu des résultats présentés ici. La prise en compte d'un tel phénomène, partielle dans le cas de l'approche mise en œuvre ici pour la modélisation 3D, suppose d'obtenir plus d'information de l'échelle supérieure, à savoir celle du bassin-versant de Nalohou. Cette quête est entreprise dans la partie suivante.

Par ailleurs, les mécanismes de redistribution interne au sein de la parcelle sont à explorer plus avant. Les profils de résistivités électriques (Figure VIII.8) tendent à montrer un pendage vers l'est des structures de l'horizon H3, également visible dans les fosses pédologiques (Figure VIII.10), qui montrent d'ailleurs des accumulations de particules fines vers la profondeur, et vers l'est, traduisant de cheminements préférentiels de l'eau. De telles géométries ne sont pas prises en compte ici, et justifieraient une analyse de sensibilité dans ce schéma de modélisation tridimensionnelle. Les redistributions d'eau pourraient alors être amplifiées, et localisées plus spécifiquement dans certaines zones. De plus, l'horizon H2 est variable latéralement, et les observations faites au chapitre VIII montrent que des zones de recharge préférentielles sont possibles, ainsi que des zones à forte capacité de rétention, au sein desquelles des nappes perchées peuvent se former (e.g. NAH, Robert, 2012), et des zones à fort interface de perméabilité (e.g. Richard, 2014). Une prise en compte plus spécifique de tels comportements, définis sur des petites extensions, pourrait contribuer à renseigner les processus prépondérants à cette échelle.

De plus, la définition d'un modèle tel que ParFlow à cette échelle pourrait permettre de prendre explicitement en compte l'effet de masque des bâtiments. De telles investigations mériteraient d'être développées.

Evapotranspiration

L'évapotranspiration modélisée est systématiquement plus faible que les études régionales, ou pour des petits bassins versants (voir partie I). Pour autant, elle semble relativement bien représenter les comportements saisonniers, particulièrement dans le cas de la simulation ParFlow-CLM, où le bilan d'énergie est résolu. L'écart le plus notable aux données provient de la saison sèche, pour laquelle un flux n'est pas nécessairement attendu en crête de versant (lieu des simulations), alors qu'il peut être observé par scintillométrie (qui intègre une part de ripisylve) et *Eddy-covariance*, dont la tour de flux est située à l'aplomb d'une nappe proche de la surface (<3m) toute l'année. L'écart aux études régionales dans la part de l'évapotranspiration

dans le bilan provient de l'échelle considérée. A cette échelle, le terme de perte, la fuite au fond appliquée, traduit du drainage de la nappe permanente induit par la ripisylve du bas fond et de la rivière (Richard et al. 2013). Il s'agit donc, à l'échelle supérieure du versant ou du bassin-versant, d'un terme qui rentre dans la part du bilan qui concerne l'évapotranspiration. Ceci n'est possible qu'en l'hypothèse d'absence de drainage profond, généralement admise.

Gravimétrie

A l'heure actuelle, les deux modèles qui semblent les plus appropriés pour la correction du signal hydrologique dans les données de gravimétrie sont le modèle à réservoirs et Hydrus 1D. Ce dernier repose cependant sur une mauvaise représentation de la nappe, notamment, qui pourrait être améliorée en forçant le modèle par une perte latérale, variable selon les cumuls de précipitations. L'ajustement sur la gravimétrie en serait certainement amélioré, car ne reposerait pas sur un mauvais processus (exfiltration en haut de colonne) pour compenser les années excédentaires.

X.4. SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Les questions posées dans ce chapitre concernaient l'étude des processus et bilans à l'échelle d'une part, de la parcelle, considérée homogène, et d'autre part de sa distribution interne. Dans le premier cas, le calage d'un modèle à base physique (Hydrus 1D) sur les observations hydrologiques ponctuelles s'est révélé incompatible avec un calage du même modèle sur les observations gravimétriques, intégratrices, en accord avec un calage effectué sur un modèle conceptuel à réservoirs. L'ajustement sur les observations hydrologiques suggère un comportement fortement contrasté selon les années excédentaires ou déficitaires, résultant en des amplitudes saisonnières et des tendances interannuelles de variations de stock bien plus fortes que l'observation gravimétrique ne le montre. *A contrario*, l'ajustement sur la mesure gravimétrique nécessite une redistribution latérale pour compenser les années excédentaires, et maintenir un comportement interannuel peu variable, et des amplitudes saisonnières relativement similaires. Cette redistribution est générée soit par le remplissage du réservoir supérieur du modèle à réservoirs, générant du ruissellement de surface par exfiltration, mais qui peut conceptuellement être perçu comme un flux de subsurface, soit par remontée de la nappe à la surface dans Hydrus. Ces deux modèles simulent une évapotranspiration raisonnablement en accord avec les observations, avec toutefois un déficit en saison sèche qui distingue les bilans des études à l'échelle supérieure (topo-séquence, bassin-versant, modélisations régionales) par une part plus limitée (~60% des précipitations) de l'évapotranspiration. Le déficit de saison sèche semble acceptable au regard de la végétation présente en crête de versant. De plus, un terme de perte latérale (« fuite au fond ») constant est inclus dans chaque modèle, conceptuellement relié au drainage induit par la ripisylve de bas de versant, qui transpire toute l'année, permettant ainsi de réconcilier les observations faites aux différentes échelles. Le processus qui serait responsable de pertes latérales variables selon les cumuls de précipitation n'est pas encore clairement identifié. Une sollicitation des écoulements générés par les flux de subsurface au bas-fond est possible, mais des mécanismes de redistribution interne, au sein de la parcelle, ont également pu être identifiés au chapitre précédent.

La redistribution interne a donc fait l'objet d'une évaluation par un modèle 3D d'écoulement en zone saturée et non saturée à base physique (ParFlow), couplé à un SVAT (CLM), et défini par la lithologie déduite des observations faites au Chapitre VIII. Des variations latérales d'amplitudes saisonnières de stockage ont pu être modélisées, en accord avec les observations faites au chapitre précédent par microgravimétrie. Les zones argileuses sont le siège d'amplitudes saisonnières plus faibles, exprimant une redistribution latérale. La représentation du couplage avec l'atmosphère de ce modèle semble pertinente, par les flux d'évapotranspiration simulés, relativement en accord avec les observations, ainsi que les variations de teneur en eau dans le premier mètre de sol, qui représentent de manière adéquate les mesures d'humidité par sondes TDR. Cependant, l'ajustement sur la mesure gravimétrique est encore partiel. Si le comportement haute fréquence observé par le SG est bien représenté en période de recharge, la réponse a des années contrastées fait encore défaut, malgré un terme de perte défini sur la base d'observations d'écoulement. Ceci suppose d'une part de mieux définir les interactions avec le reste du bassin-versant, en identifiant notamment les mécanismes de genèse d'écoulement, et d'autre part de creuser plus avant la diversité des processus de redistribution interne à l'échelle de la parcelle. Effets de pendages lithologiques ou hétérogénéité de l'horizon H2 sont des pistes à envisager.

D'un point de vue gravimétrique, Hydrus et le modèle à réservoirs produisent des résultats relativement acceptables pour une correction préliminaire de l'effet hydrologique, tant sur les périodes longues que pour les hautes fréquences. Une amélioration du forçage de ces modèles par un terme de perte variable dans le temps, et correctement évalué, devrait sensiblement améliorer l'ajustement, en représentant mieux les processus.

Questions raised in this chapter concerned processes and budget studies at the plot scale (considered homogeneous) and at its internal distribution scale. In the first case, a physically-based model (Hydrus 1D) has been calibrated on point hydrological observations and showed to be inconsistent with a calibration on gravity data (the latter being in agreement with the calibration on gravity data of a conceptual reservoir model). The calibration on hydrological data suggests a highly contrasted response to wetter or drier years, resulting in seasonal amplitudes and interannual storage trends much higher than what gravity data show. On the opposite, calibration on gravity data needs lateral redistribution to compensate wet years and maintain an interannual behavior which varies less, together with less contrasted seasonal amplitudes. This redistribution is generated

by the filling of the upper reservoir in the conceptual model, producing surface runoff which can be conceptually considered as a subsurface flow, given that no surface runoff is observed at the plot scale. In the physically-based model, surface runoff is generated by water table rise to the surface. These two models simulate evapotranspiration in agreement with observation, yet with a slight deficit during the dry period, which produces different yearly water budgets than observed at the hillslope, catchment, or regional scale: evapotranspiration is about 60% of yearly precipitations. However, this dry season deficit seems acceptable with respect to the sparse vegetation in this uphill plot. Furthermore, a constant bottom flow is applied to these models, and is conceptually linked to the riparian area at the bottom of the hillslope, which transpires all year long and drains the permanent water table. This allows to link budget estimates at different scales. The process which would be responsible for variable lateral losses with respect to cumulated precipitations is not clearly identified. Contributions to subsurface flow at the bas-fond outlet is an option, but internal redistribution mechanisms have also been identified at the plot scale in the previous chapter.

Internal redistribution has been evaluated by a 3D saturated and non saturated flow model (ParFlow) coupled to a SVAT (CLM), and defined by lithological information gained in the first chapter of this section. Lateral variations of seasonal storage amplitudes have been modeled, in agreement with microgravity data. Clayey areas show weaker seasonal amplitudes, expressing lateral redistribution. Surface-atmosphere coupling seems relevant, with simulated evapotranspiration fluxes in agreement with observations and shallow moisture (<1m) matching TDR moisture data. However, the fit on gravity data is still unsatisfactory. While high frequency content such as observed by SG measurements is well simulated in recharge periods, seasonal response to contrasted year is still important, despite a forced variable bottom-flow. This supposes on the one side to better define the interactions with other parts of the catchment, by identifying streamflow generation processes, and on the other side to dig further on processes diversity concerning internal redistribution at the plot scale. Tilted lithological interfaces effects and heterogeneities within the H2 horizon are potential targets for further investigations.

From a gravimetric point of view, Hydrus and the reservoir model produce fairly acceptable results for a preliminary correction of hydrological effects, for both high frequencies and long periods. A better forcing of the variable losses term is needed and should further improve the process representation of these models and allow a better match of gravity data.

SYNTHÈSE PARTIELLE

La zone définie comme influençant la mesure gravimétrique a fait l'objet d'une caractérisation de son comportement hydrologique grâce à l'analyse du nombre important d'observations hydrologiques disponibles, du suivi gravimétrique et de la mise en œuvre d'outils de modélisation. Trois horizons aux comportements distincts ont clairement pu être mis en évidence, ainsi que la profondeur du socle, variable spatialement. L'hétérogénéité des deux premiers horizons a été discutée, mais pas quantifiée. Le troisième, localisé entre environ 2.5m de profondeur et le socle, est une zone essentielle de stockage, et montre des unités spécifiques: des zones très argileuses sont le siège de variations saisonnières de stock limitées, du fait d'une redistribution latérale vers les zones adjacentes. D'après la modélisation, ces argiles montreraient des faibles variations interannuelles de stockage. Une évapotranspiration légèrement plus importante qu'ailleurs en saison sèche y semble rendue possible par la présence d'eau toute l'année. Des zones faiblement altérées semblent avoir des comportements similaires, en termes de variations de stock. A l'opposé, des unités plus altérées sont le siège de variations interannuelles plus fortes, et de réponses à des années excédentaires plus contrastées en stockage. D'autre part, les modèles hydrologiques calés sur l'observation gravimétrique ont permis de mettre en évidence la nécessité d'un terme de perte latérale, en fonction du cumul de précipitations, et permettant de compenser les années excédentaires. La part relative des phénomènes de redistribution interne et de pertes à l'échelle de la parcelle n'est pas bien contrainte, et suppose d'explorer l'échelle supérieure pour affiner la compréhension des redistributions, et principalement les mécanismes de genèse d'écoulement, suspectés d'être en partie la conséquence de cette perte en crête de versant.

The hydrological behaviour of the gravimeters footprint area has been characterized based on numerous available hydrological data, gravity monitoring and modeling tools. Three horizons with well-defined behaviours have been identified, together with the spatially variable basement topography. Heterogeneity of the two shallower horizons has been discussed, but not quantified. The third horizon, between 2.5m depth and basement, is a fundamental storage unit which includes specific compartments: clayey areas experience weak storage variations, because of lateral redistributions towards neighbouring zones. Based on simulation results, these clayey units would show a weak interannual storage behaviour. A slightly higher evapotranspiration during the dry period is possible due to a more humid context in these clayey zones. Weakly weathered zones seem to undergo similar behaviour, while more weathered units show stronger interannual variations, together with contrasted responses to wetter and drier years. Hydrological models calibrated on gravity data enlightened the need for a variable lateral losses term with respect to the cumulated precipitation pattern, and allowing to compensate for wetter years. Relative parts of internal redistribution mechanisms and plot scale losses are not well constrained, and suppose to explore the larger scale to refine redistribution comprehension, and principally flow generation processes, suspected to be the consequence of this upslope loss.

PARTIE IV

PROCESSUS DE REDISTRIBUTIONS INTERNES DU BASSIN-VERSANT

L'objet de cette partie concerne le passage à l'échelle supérieure, celle du bassin versant, pour laquelle les besoins en termes de compréhension de la dynamique interne ont pu être soulevés. La partie précédente a mis en avant une possible contribution de la crête de versant aux écoulements du bassin-versant, sans que les mécanismes soient clairement identifiés (écoulement de subsurface par nappe perchée, drainage de la nappe permanente). Cette partie est donc consacrée aux redistributions internes du bassin-versant, en lien avec la genèse des écoulements à l'exutoire du bas-fond. L'analyse jointe des données de micro-gravimétrie CG5 et du gravimètre supraconducteur est conduite sous le terme de gravimétrie hybride, et fait l'objet d'un article soumis à la revue *Water Resources Research*, cœur de cette partie. En annexes de cet article sont présents l'ensemble des définitions de protocoles, analyses de sensibilités, traitement de données, et analyses d'incertitudes associés aux données CG5. Quelques compléments à cette étude ont été ajoutés en fin de partie.

This last section focuses on the catchment scale, for which internal dynamics need to be assessed. Previous section suggested a possible contribution from uphill areas to streamflow, yet with no clearly established processes (subsurface flow from perched water tables, permanent water table flow). This section is therefore devoted to the catchment internal redistributions, linked with streamflow generation processes. Joint analysis of microgravity -CG5- data and superconducting gravimeter time series is undertaken, under the hybrid gravity denomination. An article submitted to Water Resources Research is the main component of this section. The article's appendices include protocol definitions, sensitivity analyses, data processing and uncertainty analyses regarding to CG5 measurements. Further discussions conclude this section.

CHAPITRE XI

HYBRID GRAVIMETRY AT THE CATCHMENT SCALE: INFERRING PROCESSES FOR SEASONAL WATER STORAGE CHANGES DISTRIBUTION AND BASEFLOW GENERATION IN SUDANIAN WEST-AFRICA

Soumis le 28/04/2014 à Water Resources Research.

Basile Hector¹, Luc Séguis², Jacques Hinderer¹, Maxime Wubda³, Marc Descloitres³, Nathalie Benarrosh², Jean-Paul Boy¹

¹ IPGS-EOST, CNRS/UdS, UMR 7516, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

² IRD/CNRS/UM2/UM1, UMR HydroSciences Montpellier, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

³ IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE, 08 BP 841 Cotonou, Benin

Baseflow is the main component of annual streamflow in basement sub-humid West Africa. We propose the joint use of hybrid gravity data, neutron probe-derived Water Storage Changes (WSC) and water table levels to study groundwater redistribution processes from a storage-based perspective on a typical crystalline basement headwater catchment (16 ha) in Benin. Hybrid gravimetry produces spatially-integrated (<100m) WSC at each station of a network from time-lapse microgravity surveys coupled with gravity changes monitoring at a base station using a superconducting gravimeter and/or an absolute gravimeter. A dense microgravity campaign (70 surveys of 15 stations) covering 3 contrasted years was set up with a rigorous protocol, allowing for low uncertainties (<2.5 μgal) on stations gravity determinations. Empirical Orthogonal Functions analyses of both gravity changes and WSC show similar spatial patterns in the seasonal signal. Areas with “hydrologically limited” behavior, suggesting threshold-governed fast subsurface redistribution, are identified. This is confirmed by water table data, and analysis of storage-discharge and water table-discharge relationships. Geological structures investigated by electrical resistivity tomography and drill logs analysis reveal highly heterogeneous media, where main features could be extracted and related to the observed storage dynamics. Baseflow at the outlet of the ‘*bas-fond*’, a lowland typical headwater hydrological unit, is primarily fed by subsurface flow from clayey areas overlain by hardpan. There, when water table rises above the hardpan-clay interface (about 2m deep), lateral flow, presumably through macropores, is taking place and no more water can be stored until the level further drops below this interface.

XI.1. INTRODUCTION

The amount of water stored within a catchment, together with its distribution among the different storage compartments are the state variables of the hydrologic system. In the recent years, catchment storage has raised an increasing interest among the community, because of its central role in many hydrological processes that occur across scales within a catchment (Spence, 2010; McNamara et al., 2011; Tetzlaff et al., 2011). Particularly, storage controls discharge (Kirchner, 2009) by a multitude of different processes. This has recently led to a paradigm shift (Spence, 2010) in that streamflow generation is governed by thresholds and controlled by connectivity processes ruled by the heterogeneity in storage capacity across the catchment (Zehe et al., 2005), rather than governed by upslope extension of contributive areas.

Within a catchment, storage compartments can be seen from different perspectives, for instance on a vertical profile (e.g. soil moisture, groundwater and snowpack, Seibert et al. (2011)), as controlled by the topography or distance to the stream (e.g. upslope and downslope areas or riparian and hillslopes zones, (Seibert et al., 2003; McGlynn and McDonnell, 2003; McGlynn et al., 2004; Haught and van Meerveld, 2011), as *active* and *total* storage (where *total* storage is defined as the volume of water in a catchment at a given time and *active* refers to zones that fill and release water on relevant time scales with respect to such fluxes, (Birkel et al., 2011; Soulsby et al., 2011; McNamara et al., 2011). Various processes contribute to connect these compartments in a dynamic way. Among these, one may cite preferential pathways (Mosley, 1979; Noguchi et al., 1997a; Weiler and Naef, 2003) and flow at the interface between soil and a lower permeability layer (i.e. bedrock, clay-rich layer (Weyman, 1973)). Storage-discharge relationships can be highly non-linear, and governed by storage capacity thresholds (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006a; Spence, 2007), by non-linearity and hysteresis between pressure head, water content and hydraulic conductivity within the soil column (Brooks and Corey, 1964), or by storage thresholds within the macropores and soil matrix properties, that govern the frequency of pipeflows (McDonnell, 1990; Carey and Woo, 2000). Once thresholds are reached, soils become saturated and/or connectivity is set between the compartments, different flow mechanisms may occur or be enhanced (i.e. saturated overland flow, shallow sub-surface flow and fill-and-spill runoff (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006b)) (Western et al., 2001; Spence, 2010). It is therefore equally important to understand storage dynamics as to understand fluxes such as runoff, recharge or evapotranspiration (McNamara et al., 2011; Tetzlaff et al., 2011).

Most of the studies that propose to re-center the debate on the storage state variable actually rely on data from rather temperate or cold climates, where it is acknowledged that storage dynamics determine streamflow generation mechanisms (see references herein). Under tropical humid climate, although the literature is much sparser (van De Giesen et al., 2000), it is often found that yearly streamflow amounts are dominated by subsurface flows (Bruijnzeel, 1983; Coelho Netto, 1987; Noguchi et al., 1997b; Williams and Melack, 1997; Walsh, 1980; van De Giesen et al., 2000; Masiyandima et al., 2003; Giertz et al., 2006; Wickel et al., 2008; Miguez-Macho and Fan, 2012) and mostly because of the high permeability of soils, although saturation overland flow may occur in the valley bottoms, where a sharp decrease in permeability at shallow depth is often present (Bruijnzeel, 1990). Such predominance for subsurface flow calls for bringing the attention on the storage variable in these tropical contexts.

Although storage is recognized to be a fundamental state variable, many challenges arise around its assessment. It is often derived from point measurements, for which the representativeness is rarely assessed in a context of spatial heterogeneity, and therefore raises questions about the relevance of interpolation methods (Tetzlaff et al., 2011), often assisted by geostatistical techniques (Bárdossy and Lehmann, 1998; Perry and Niemann, 2008). Furthermore, its spatial variability is inherently linked to the spatial scale considered (Blöschl and Sivapalan, 1995), and therefore implies strategies for changing scales (i.e. conceptualization of new processes when upscaling, (Tetzlaff et al., 2008)). Storage can also be assessed at a catchment scale from a water balance approach, with the integrated character of streamflow measurements, despite the fact that these are known to be poorly characterized at smaller spatial scales (Soulsby et al., 2008). Furthermore, errors from each budget component combine and propagate to the storage estimates, which is an important limitation to the use of such methods. Models can provide insights into storage distribution at the catchment scale, and they are sometimes associated to tracers experiments (Birkel et al., 2011; Seibert et al., 2011), but eventually rely on the model assumptions and its validity. Finally, field studies focusing on storage are often

limited to shallow soil moisture and/or ground water, but rarely consider the whole column, because very few techniques allow such inference. There is clearly a lack in techniques for inferring water storage across scales within a catchment.

In the section “future directions” of their paper around the proposal of storage as a metric of catchment comparison, McNamara et al. (2011) mention new geophysical methods, such as microgravity as additional ways to evaluate water storage. Time-lapse microgravity surveys have been widely used in various fields, such as volcano hazards (Jousset et al., 2000; Battaglia et al., 2008; Williams-Jones et al., 2008; Greco et al., 2012), land subsidence studies (Keyzers et al., 2001; Abidin et al., 2013), geothermal studies (Allis and Hunt, 1986; Mariita, 2000; Sugihara and Ishido, 2008), survey of gas production sites (Ferguson et al., 2008; Alnes et al., 2008; Stenvold et al., 2008), and hydrology. Main applications to hydrology are (1) specific yield estimates, by regressing microgravity data on unconfined water table data, if the contribution from vadoze zone Water Storage Changes (WSC) can be assessed independently (Montgomery, 1971; Lambert and Beaumont, 1977; Pool and Eychaner, 1995; Pool and Schmidt, 1997; Metzger et al., 2002; Howle et al., 2003; Pool, 2008; Gehman et al., 2009), (2) Monitoring WSC on specific areas for processes identification or water budget estimates (Lambert and Beaumont, 1977; Whitcomb et al., 1980; Pool and Schmidt, 1997; Pool, 2008; Naujoks et al., 2008; Chapman et al., 2008; Gettings et al., 2008; Davis et al., 2008; Jacob et al., 2008, 2010; Masson et al., 2012; McClymont et al., 2012; Pfeffer et al., 2013; Mouyen et al., 2013), (3) calibration-validation of conceptual or physically-based hydrological models (Chapman et al., 2008; Naujoks et al., 2010; Christiansen et al., 2011a, 2011b). However, because micro-gravimeters are relative instruments, they can only monitor changes in the spatial distribution of water storage with respect to a base station or a network mean value, without bringing any information on the time changes of the network mean value (Pfeffer et al., 2013). Hybrid gravimetry is the joint use of microgravimeters with instruments providing changes at the base station (*i.e.* superconducting gravimeters –SG–, measuring continuously, and absolute gravimeters, measuring episodically), in order to have the absolute changes at all points of the network (see *e.g.* Okubo et al., (2002) or Sugihara and Ishido (2008)), and therefore the active storage component of the catchment (McNamara et al., 2011).

The particular interest of gravity data lies in the fact that it integrates all mass variations within the instrument footprint, and therefore gives access to integrated values of WSC. Furthermore, gravity measurements are inherently sensitive to mass *locations*, and if topography brings complexity in the inversion of the gravity signal, it also provides opportunities to identify specific processes as water is more subjected to significant redistribution in hilly areas (Kroner and Jahr, 2006). The footprint zone of the gravimeter ranges typically from a few tens of meters around the instrument up to kilometeric distances in areas with very marked topography where more mass changes occur on the vertical axis of the gravimeter (Meurers et al., 2007; Creutzfeldt et al., 2008; Masson et al., 2012; Hector et al., 2014). This is comparable to footprint extensions of instruments devoted to evapotranspiration, an important component of the water budget, such as Eddy-covariance stations or large-aperture scintillometers (Guyot et al., 2009). The integrated nature of gravity data is also its main drawback, as it can be challenging to identify signal sources. In a way, gravimetry sees everything but hardly distinguishes anything. Only a few studies used gravity data to infer the links between WSC and discharge (Van Camp et al., 2006a; Jacob et al., 2008; Lampitelli and Francis, 2010; Kroner and Weise, 2011; Creutzfeldt et al., 2014)2008; Lampitelli and Francis, 2010; Kroner and Weise, 2011; Creutzfeldt et al., 2014. For instance, Creutzfeldt et al., (2014) clearly demonstrate the interest of high-precision SG measurements to support streamflow measurements with the interest that the instrument location is not limited to the outlet of the catchment as for streamflow measurements.

In this paper, we propose to study a small catchment in northern Benin, a Sudanian region in West Africa. Processes governing rainfall-runoff relationships are of primary importance in this area, and still poorly known. West Africa experienced a severe and long-lasting drought in the period 1970-1990, with rainfall deficit of about 30% in the Sahel region, and slightly less in the southern Sudanian region. Hydrological responses were very different between these two regions. In Sahel, the drought coincided with an observed increase in flow (Leblanc et al., 2008; Mahé and Paturol, 2009; Gardelle et al., 2010). This paradox has been explained by simultaneous land clearance (Favreau et al., 2009) in an extensive agriculture development context. The result of this was a modification in soil crusting and hence hydrological properties, increasing Hortonian runoff, the major runoff generation process in the Sahel (Casenave and Valentin, 1992; Séguis et al., 2004). In the Sudanian region, an important drop in streamflow was observed, about twice as large as the rainfall deficit

-e.g. 40% streamflow deficit versus 15-20% of rainfall deficit in the upper Ouémé catchment in Benin- (Lebel and Vischel, 2005; Descroix et al., 2009). In this area, infiltration rates are higher than in the Sahel (Valentin et al., 2004), and flow is governed by subsurface flow with very minor contribution of Hortonian flow and saturation overland flow (van De Giesen et al., 2000; Masiyandima et al., 2003; Giertz et al., 2006; Kamagaté et al., 2007; Séguis et al., 2011a).

Relative impacts of the climatic variability and anthropogenic effects in this flow deficit during the drought period still need to be assessed. Land clearance should lower the evapotranspiration and hence recharge groundwaters and water storage, leading to an increase in baseflow, which is not observed. The study of runoff generation processes in the area is therefore of primary importance. Séguis et al., (2011b) identify runoff origins in shallow perched seasonal groundwater and in lowlands (*bas-fonds*, bottom-lands, also known as *dambos* in southern Africa (Von Der Heyden, 2004)) which are located in the headwaters of the first order streams and are seasonally waterlogged or saturated during most of the rainfall season. The functioning of these *bas-fonds*, and particularly their feeding mechanisms outside of stormflow events have to be assessed, together with the relationship between these *bas-fonds* and storage compartments on the upstream hillslopes. The understanding of such processes should allow the refining of hydrological models in the area (e.g. Le Lay et al. (2008); Cornelissen et al. (2013)) and the reliability of future scenarios.

We present and discuss a unique and dense dataset for water storage changes composed of water table data, neutron probes-derived storage estimates and hybrid gravity data to study water redistribution processes from a storage-based perspective at a headwater catchment scale (16 ha) in sub-tropical Sudanian area. The study focuses on baseflow rather than stormflow because 1) the latter does not contribute much to the yearly budget and 2) the sampling rate of hydrometric and gravimetric dataset did not allow any high frequency analysis. A first part is dedicated to the material available. An appendix includes the detailed acquisition protocol and processing of microgravity data, which are fundamental according to the limited accuracy of such methods, but can be skipped by the reader who is not interested in such technical aspects. Then results are shown and different spatio-temporal WSC estimates are compared by the mean of Empirical Orthogonal Functions (EOF), particularly suited for the extraction of coherent time and space patterns in the data. Typical WSC behaviors are identified and related to lithological structure patterns which are investigated by electrical resistivity tomography and drill logs analysis. Results are eventually discussed to link together hydrological observations and geological structures in a water redistribution process identification frame. This step is further investigated by the analysis of storage-discharge and water table-discharge relationships to identify contributive areas, and the latter are mapped thanks to a simplified budget-based model.

XI.2. STUDY AREA

The small experimental head catchment (16 ha) belongs to the Upper-Ouémé catchment in northern Benin (14000km², Figure XI.1.a,b) and is undergoing a humid Sudanian-type climate. The Upper-Ouémé has been chosen as a mesoscale site for hydrological monitoring and accurate water budget estimates in the frame of the AMMA-CATCH multidisciplinary project around the West-African monsoon system and its coupling with the continental water cycle (Lebel et al., 2009). A dense monitoring network dedicated to water redistribution processes studies has been set up since 2003 on the small catchment close to the village of Nalohou (Figure XI.1.c,d). Rainfall regime follows the monsoon dynamics, and about 65% of annual rainfall occur during the July-October period (Le Lay and Galle, 2005). Mean annual rainfall is 1195mm/yr over the period 1950-2004 at the Djougou weather station –8km from the Nalohou site– Kamagaté et al., 2007) and mean annual potential evapotranspiration is 1393mm (over the period 2002-2006 at the Djougou weather station (Séguis et al., 2011b)).

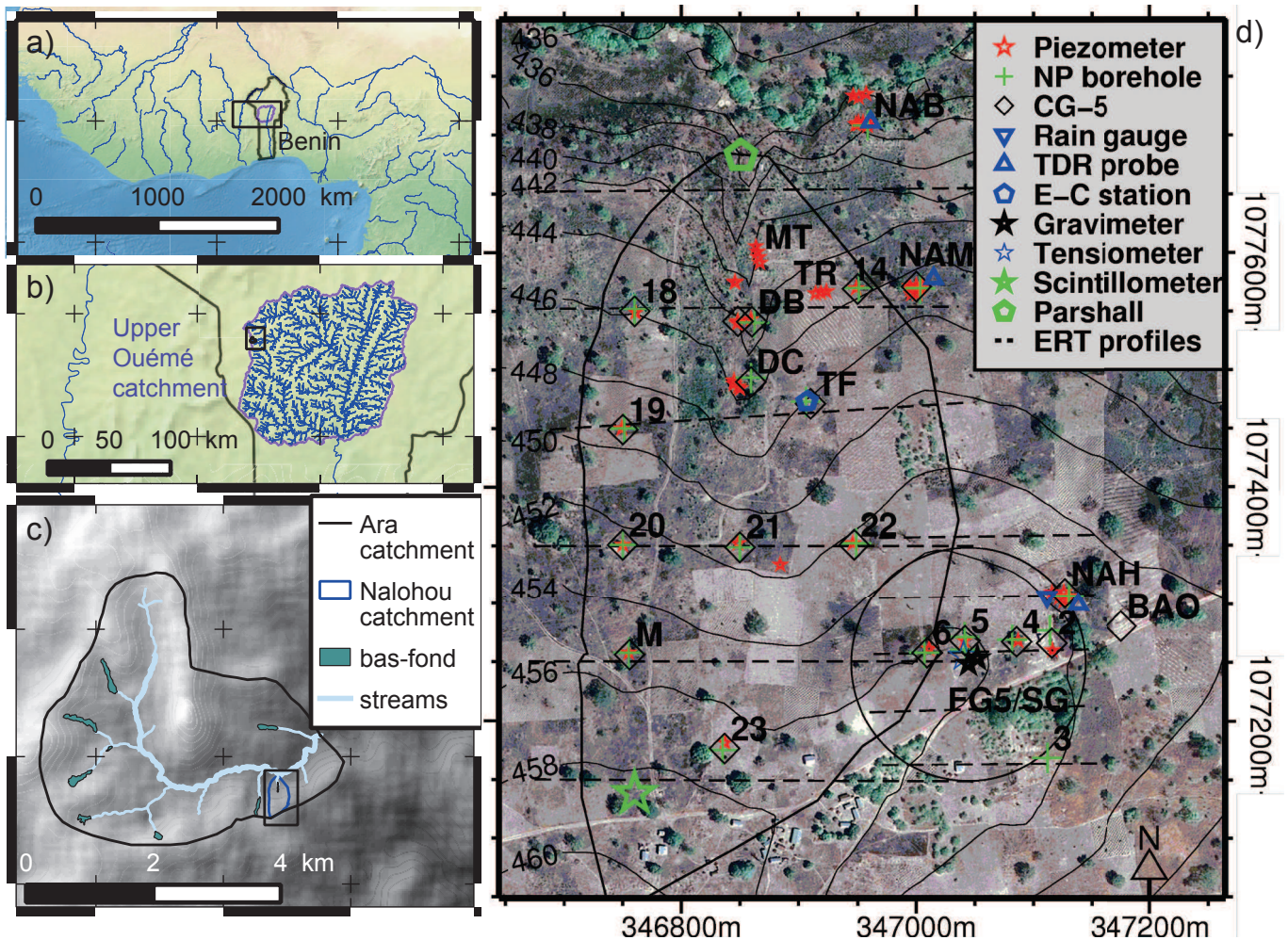


Figure XI.1: study area : a) Benin and Upper-Ouémé catchment location. b) Upper-Ouémé catchment and Ara catchment location. c) Ara catchment with *bas-fonds* and Nalohou catchment locations. Contour lines spacing is 5m. d) Nalohou catchment, instruments locations (NP = Neutron Probe; TDR = Time Domain Reflectometry; E-C = Eddy Covariance) and ERT (Electrical Resistivity Tomography) profiles locations. Contour lines spacing is 2m.

The unconfined aquifer is located in a weathered layer 7-22m thick (Kamagaté et al., 2007; Desclotres et al., 2011) developed over a fresh metamorphic basement (gneiss, micaschists, quartzites), which is part of the Dahomeyan basement. Geological structures are north-south oriented, and the mean dip angle is 20° east. Geological features show very marked spatial heterogeneities: highly clayey areas can be found close to fresh rock units or weathered, sandy material. Those patterns can be found within a few tens meters radius (Desclotres et al., 2011; Hector et al., 2013). The weathered subsurface is considered as thick soil systems.

At a large scale in Benin, soils belong to the ferruginous tropical leached type and differentiation is primarily determined by the main geological units, and/or large morpho-structural units. At a smaller scale, they are drawn from factors that control the preservation or the transformation and erosion of an ancient lateritic mantle (Faure, 1977; Faure and Volkoff, 1998). Faure and Volkoff, (1998) describe two major features that may co-exist locally: 1) polycyclic soils consisting of upper clay-poor horizons overlying a hard or soft ferricrete (hardpan) developed above a thick clayey mantle. The upper horizons are rather gravelly, with quartz and iron nodules, which result from in situ accumulation. 2) Where the previous clayey mantle has been eroded down to the basement, soils are formed of saporlite, with some clayey weathering layers. Clay eluviation process is very marked and enhanced by lateral movement of water above the low-permeability clayey layers, resulting in potentially thick and very coarse textured soil profiles. These two main distributions are found in the study area, and Figure XI.2 shows two representative soil profiles extracted from stations 18 and 3 (Figure XI.1.d). Figure XI.2.a corresponds to the first class of polycyclic soils and is representative of the western part of the catchment (stations 18,19, 20 and M), and inserts show a hard pan sample and clayey wall from a trench dug during the dry season, and showing desiccation cracks after one day of exposure. Figure XI.2.b corresponds to the second class and is representative of most of the eastern stations, and stations 21, 22 and 23. According to the World Reference Base, soils are mainly lixisols and plinthosols with or with-

out outcrops of hardpan (Giertz and Diekkrüger, 2003; IUSS Working Group, 2006; de Condappa et al., 2008; Robert, 2012; Richard et al., 2013). A third soil feature is present within the *bas-fonds*. There, a sandy layer forms the upper part of such wetlands, underlain by a low-permeability clay accumulation horizon over hard rock or weathered layers (Raunet, 1985). *Bas-fonds* are very common features in the landscape, as exhibited for instance in Figure XI.1.c, where other *bas-fonds* from the first order rivers of Ara catchment are shown.

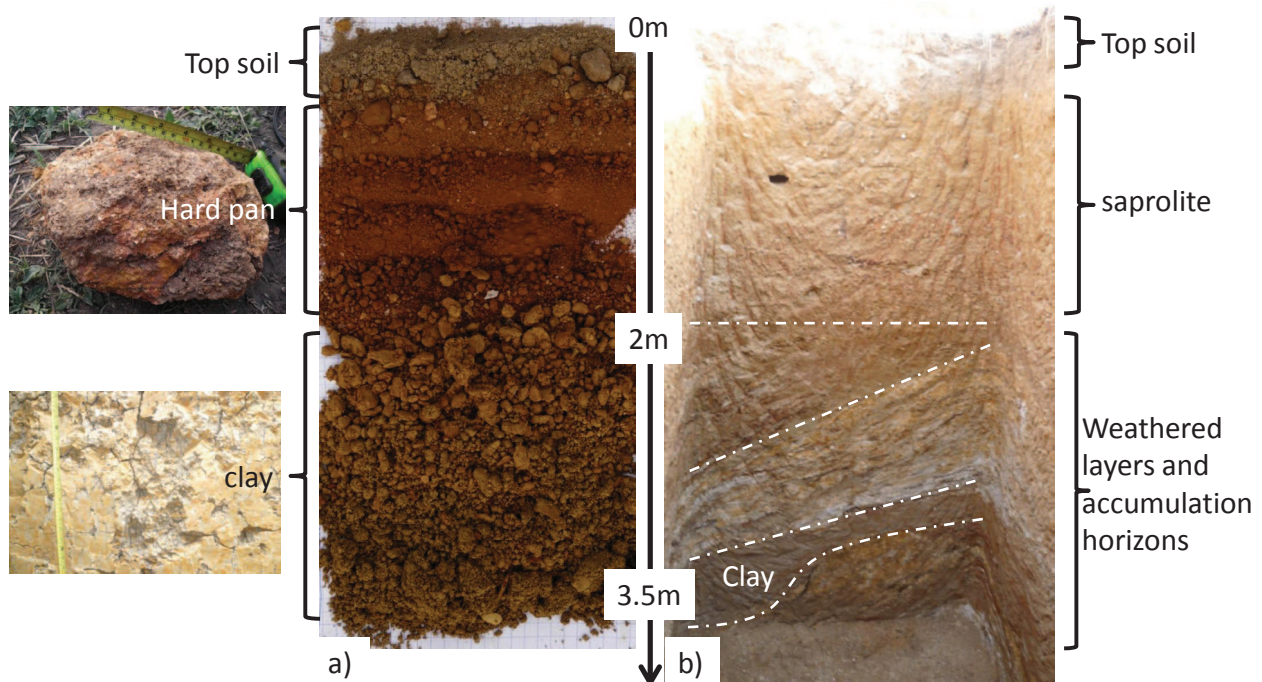


Figure XI.2: main soil profiles. a) is a picture from drilling residuals at station 18, and similar to 19, 20, and M stations. b) is a picture from a trench excavated at station 3, and representative of most of the eastern stations, and 21, 22 and 23. *bas-fond* soil profile is not shown here. Inserts are pictures from a hardpan sample and clayey wall from a trench, showing desiccation cracks after one day of exposure.

Elevation ranges from 436 to 460 m.a.s.l., and topographic slopes are gentle (0-2%) in average, with a light slope break downslope (Séguis et al., 2011b). This feature is interpreted as an indicator of quaternary erosive reactivation, which affected all first order drains but *bas-fonds*, where a sandy layer was maintained.

Land use is governed by agricultural practices, with crops (maize, sorghum, manioc and yam) and fallow rotations. Some specific trees (*Parkia biglobosa*, *Vitellaria paradoxa*, *Adansonia digitata*) are kept for consumption and supplementary income purposes, and a small cashew trees (*Anacardium occidentale*) orchard is located South-East of the gravimeters (Figure XI.1.d). Fallow is composed by trees (e.g. *Isberlinia doka*) and herbaceous cover, and the latter is usually burnt at the beginning of the dry season. The small *bas-fond* at the headwaters of the catchment may be used for small rice or manioc plots. A small riparian forest (about 20m wide) can be found along the Ara river, downstream the *bas-fond*.

The groundwater system is composed by the permanent unconfined aquifer fed by annual direct recharge and thought to be disconnected to the stream, and by temporary perched aquifers during the core of the rainy season (July-September) in the *bas-fonds* and in some places along the hillslopes (Séguis et al., 2011b; Robert, 2012; Richard et al., 2013).

The two main terms of the annual water budget are evapotranspiration (75% to 90% of total rainfall amount) and streamflow (10-15%). The residual term forms the inter-annual underground water storage variation (Kamaté et al., 2007; Guyot et al., 2009; Desclotres et al., 2011; Séguis et al., 2011b).

XI.3. MATERIAL AND METHODS

XI.3.1. HYDROLOGICAL DATA

The Nalohou catchment has been equipped with hydrological instruments since 2003 within the frame of the AMMA-CATCH program (Figure XI.1). Close to the catchment, a topo-sequence was equipped with observation wells and TDR probes (NAH, NAM, NAB, Figure XI.1.d (Séguis et al., 2011b; Richard et al., 2013)). The area has also been temporarily equipped with a scintillometer from 2006 to 2008 (Guyot et al., 2009, 2012). More recently, and following the start of gravity measurements (2008), many more observation wells and neutron probes (NP) access tubes have been drilled across the catchment and along a small E-W transect, close to the SG station. These stations have been coupled with concrete pillars for microgravity monitoring. Rainfall is monitored by a tipping-bucket rain gauge located uphill (Figure XI.1.d). A table available in appendix A summarizes station characteristics (Tableau XI.2).

XI.3.2. RUNOFF

A Parshall flume was built in 2004 at the outlet of the *bas-fond*, and recorded a level change usually above 10^{-3} m, using a level probe. Data was checked by comparing with manual observations every day. A baseflow separation method based on the recursive digital filtering of hydrographs has been used (Eckhardt, 2005), known to be of some reasonable confidence (Eckhardt, 2008).

XI.3.3. WATER TABLE

Observation wells in the topo-sequence consist in at least 3 wells per each of the three stations (PNAH, PNAM, PNAB) drilled at 2, 10 and 20m deep in 2003-2004. This hillslope leads to the Ara river, a 3rd order stream. First observation wells in the *bas-fond* were drilled in 2004 at 1-2m depths to document the shallow and seasonal perched aquifer. This small network has been expanded to the whole catchment to a total of up to 46 observation wells (Figure XI.1.d, Tableau XI.2), in the frame of a conceptual shift from a transect-based approach to a catchment redistribution approach. Sampling is done manually at each station, at a 2 day rate for stations in the *bas-fond* and along the topo-sequence transect, and weekly for other stations of the catchment. Some stations in the *bas-fond* and close to the FG5 were equipped with diver probes to further check the readings.

XI.3.4. WATER STORAGE CHANGES (WSC)

WSC is monitored weekly using a Neutron Probe (NP) within access tubes. First boreholes have been drilled in 2009 following the FG5 absolute gravity measurements (NAH, NAM, NAB, TF, FG5). In 2011, more boreholes have been drilled, to be co-located with microgravity stations for all other stations (Figure XI.1.d, Tableau XI.2).

NP calibration is described in details by Hector et al., (2013). However, these authors only considered the FG5 NP station in their work (although they used all drillings from 2011 for inferring calibration parameters), and therefore only needed information about some soil classes (*i.e.* soil, lateritic layer and alterite). In the whole calibration process, two other classes have been identified and calibrated, namely clay and bedrock. Results from the calibration for these two classes were not presented in Hector et al., (2013), and are shown here.

As a reminder, NP calibration is based on the following linear relationship (IAEA, 2003):

$$\theta = a + CR.b \quad (\text{XI.1})$$

Where θ [$\text{L}^3.\text{L}^{-3}$] is the soil water content and CR [neutron counts/neutron counts] is the counting rate (*i.e.* neutron count normalized by neutron count acquired in the standard medium, that is, a water tank).

The retrieval of calibration parameters (a, b) for each identified soil class is based on the regression from 998 (θ, CR) couples acquired during the drilling process. Water contents were obtained by weighting drilling residuals from each depth, at the time of the drilling to restrict samples drying, and by further weighting these samples (about 100cm³) after they have been dried in an oven. Dry bulk densities were derived from gamma probe measurements at the same depths and allowed to infer volumetric water contents (θ).

Calibration results are shown in Tableau XI.1. After calibration, total WSC are deduced from NP moisture variations ($\Delta\theta$) between two dates using the trapezoidal method:

$$WSC = \Delta\theta_0 \cdot z_0 + \sum_{i=0}^{n-1} \frac{(\Delta\theta_i + \Delta\theta_{i+1})}{2} \cdot (z_{i+1} - z_i) \quad (XI.2)$$

where z are measurement depths. Using a method described by Vandervaere et al. (1994), Hector et al., (2013) showed the mean standard deviation associated to WSC calculation to be 11.6 ± 10 mm at the FG5 location.

However, in a more recent work, Hector et al., (2014) note significant discrepancies in amplitudes between WSC deduced from SG and FG5 monitoring on the one part, and NP on the other part. This may be due to the sampling process: drying of samples could occur during excavation, resulting in too low calibration parameters, and therefore WSC.

In average, measurements are taken weekly at each location. Lithological information was also gained from drillings, as shown for instance in Figure XI.2.a, and in Tableau XI.2, showing the identified interface depths.

type	m	$\sigma(CR, \theta)$	b	a	$\sigma^2(e)$	$\sigma^2(b)$	$\sigma^2(a)$	$\sigma(a,b)$
Soil	142	$5.80 \cdot 10^{-3}$	$3.15 \cdot 10^{-1}$	$-1.20 \cdot 10^{-3}$	$1.80 \cdot 10^{-3}$	$6.76 \cdot 10^{-4}$	$7.12 \cdot 10^{-5}$	$-2.19 \cdot 10^{-4}$
Laterite	260	$4.50 \cdot 10^{-3}$	$3.71 \cdot 10^{-1}$	$-5.54 \cdot 10^{-2}$	$1.40 \cdot 10^{-3}$	$4.65 \cdot 10^{-4}$	$1.24 \cdot 10^{-4}$	$-2.41 \cdot 10^{-4}$
Alterite	373	$7.80 \cdot 10^{-3}$	$3.51 \cdot 10^{-1}$	$-5.83 \cdot 10^{-2}$	$2.00 \cdot 10^{-3}$	$2.36 \cdot 10^{-4}$	$7.07 \cdot 10^{-5}$	$-1.29 \cdot 10^{-4}$
clay	62	$1.90 \cdot 10^{-3}$	$3.68 \cdot 10^{-1}$	$3.03 \cdot 10^{-2}$	$4.50 \cdot 10^{-3}$	$1.41 \cdot 10^{-2}$	$6.80 \cdot 10^{-3}$	$-9.80 \cdot 10^{-3}$
Bedrock	161	$0.80 \cdot 10^{-3}$	$1.02 \cdot 10^{-1}$	$-4.90 \cdot 10^{-3}$	$2.54 \cdot 10^{-4}$	$1.93 \cdot 10^{-4}$	$1.85 \cdot 10^{-5}$	$-5.98 \cdot 10^{-5}$

Tableau XI.1: neutron probe calibration results. m is the number of couples used for calibration, using the equation $\theta = a + CR$. $b + e$. $\sigma(CR, \theta)$ is the covariance between counting rates (CR) and moisture contents (θ), $\sigma^2()$ are variance terms for each parameter of the regression analysis, and $\sigma(a,b)$ is the covariance between a and b.

XI.3.5. NEAR SURFACE GEOPHYSICS

A series of geophysical measurements have been undertaken for delineating structures and providing estimates of storage parameters in the surroundings of the gravity base station, consisting in Schlumberger resistivity profiling and Magnetic Resonance Soundings (MRS) (Descloitres et al., 2011). In addition, in order to get a more detailed view of the small catchment subsurface, eleven W-E Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles have been carried out in the area (Figure XI.1.d). ERT is an appropriate technique for identifying sub-surface electrical resistivity and delineating weathered rocks – fresh basement interfaces in the context of tropical weathered crystalline basement, as well as for identifying low resistivity clayey areas (Beauvais et al., 1999; Seaton and Burbey, 2002; Braun et al., 2009). In the area, we carried out six West-East profiles over the small watershed. Five additional ERT profiles were also carried out around the gravity base station (Figure XI.1.d). We used both Wenner and dipole-dipole arrays because those arrays provide adequate description of highly variable variations of subsurface resistivity encountered in weathered hard rock tropical aquifers (Descloitres et al., 2008). Data sets were jointly interpreted using the DC2DInvRes interpretation software (Günther, 2004). The geophysical results (resistivity) were used jointly with neutron-probe time-series, and drill logs cuttings information to build a simplified structural 3D model for the small watershed subsurface.

XI.3.6. EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTIONS ANALYSIS

Spatial and temporal modes of variability can be assessed for a given stationary field using Empirical Orthogonal Functions. This statistical tool has been extensively used in atmospheric sciences (see *e.g.* Preisendorfer and Mobley (1988); Jackson (2004); Jolliffe (2005); Hannachi et al. (2007)) for the identification of the spatio-temporal features present in atmospheric data. In the hydrology field, (Verhoest et al., 1998) identified the spatio-temporal patterns of soil moisture and found that it was consistent with rainfall-runoff dynamics of the catchment, using this method. A few studies tried to link these surface soil moisture patterns derived from EOFs analysis with relevant features (topography, soil properties, land use/land cover) with very different conclusions depending on study locations, main hydrological processes, the period considered (wet, dry, intermediate), and also on the scale at which the method was applied (Kim and Barros, 2002; Yoo and Kim, 2004; Jawson and Niemann, 2006; Perry and Niemann, 2007). In the field of gravimetry, EOFs have been applied over Europe to compare ground-based superconducting gravimeter data sets, GRACE solutions and outputs from global hydrological models mainly for validating GRACE solutions (Crossley et al., 2004; Neumeyer et al., 2008; Crossley et al., 2012).

EOFs can be seen as the particular case of Principal Component Analysis (PCA) applied to time series of a spatial field. It is a powerful tool to analyze the variability of a single scalar variable. The method produces spatial patterns of variability (in terms of variance), their associated time variation together with a measure of the weight (importance) of each pattern (in terms of variance explained). The method for constructing EOFs is rather simple: data is organized as a $[t,n]$ matrix (S-mode analysis), where t is time series length (sampled at the same dates) and n the number of stations. Singular value decomposition is then applied to the covariance matrix of this data set. This results in n eigenvectors of length n (called the EOFs, or modes) that are the spatial patterns of variability and n eigenvalues which give the variance explained by each mode. Associated time series (also called expansion coefficients) for each EOF are found by projecting the initial dataset on the EOFs. Therefore, this method identifies the spatial organization of the common variance features.

The variance explained by each mode is its eigenvalue divided by the sum of all eigenvalues. The signal can be reconstructed back by summing each projection (multiplication) of a time series (expansion coefficient) on its associated spatial pattern (EOF).

In this paper, initial dataset are first detrended and zero-averaged. This allows to only focus on the seasonal and sub-seasonal components. Also, the expansion coefficients are normalized, and associated EOFs corrected accordingly, to favor simultaneous reading of these two products. EOFs were applied to hybrid gravity data, NP-derived WSC, and groundwater data. Stations locations are the same for hybrid gravity and WSC from NP, but differ for water table, as more stations were available.

XI.4. HYBRID GRAVIMETRY

Hybrid gravimetry is the joint use of time-lapse microgravity surveys – giving access to the time evolution of spatial variations in the gravity field with respect to a base station for instance- and monitoring of the temporal changes of the network reference (*e.g.* the base station), using a SG and/or an absolute gravimeter. In this study, we used a SG instrument, calibrated and regularly checked for the long term drift by an FG5 absolute instrument to monitor gravity changes at the base station, and a Scintrex CG5 instrument for the microgravity network.

XI.4.1. GRAVITY MONITORING AT THE BASE STATION

A superconducting gravimeter, the SG-060, was installed within the frame of the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) project (Hinderer et al., 2009), and has been recording gravity changes with a very high accuracy ($\approx 0.1 \mu\text{gal}$) since July 2010. In addition, FG5 absolute gravity measurements have also been undertaken at a 3 month sampling rate since July 2008 (Hinderer et al., 2009, 2012; Hector et al., 2013; Hinderer et al., 2014a; Hector et al., 2014). A detailed description of data processing, sensitivity analysis and footprint area of the gravimeters can be found in Hector et al. (2014). The main results are summarized herein and

gravity residuals (after corrections of tides, ocean loading, polar motion, and atmospheric effects) are shown in Figure XI.3.

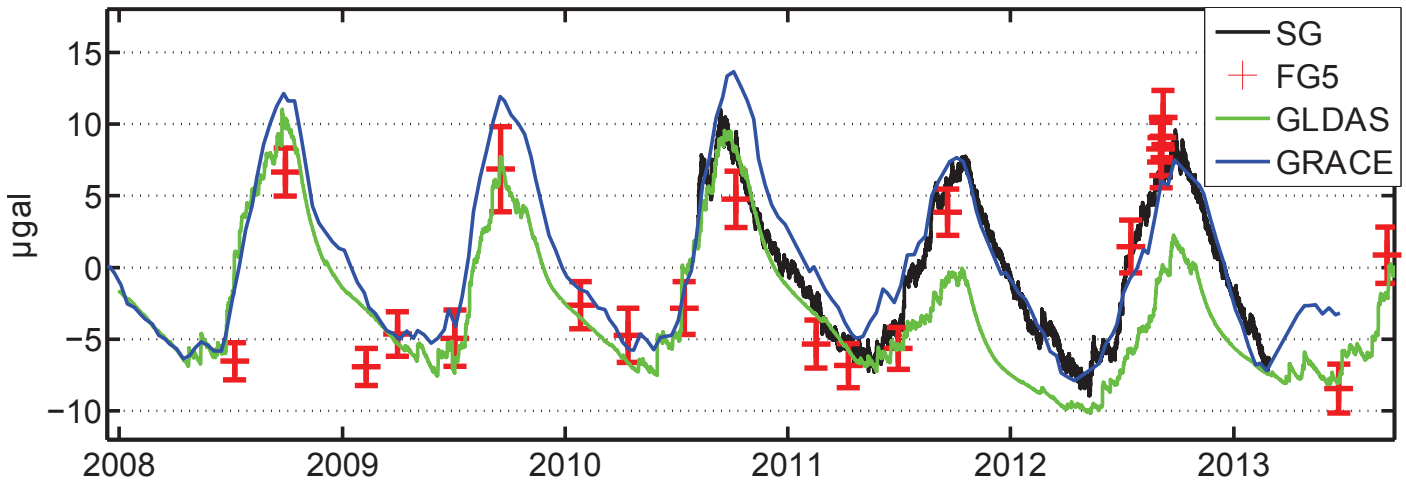


Figure XI.3: ground (FG5 and SG) and satellite gravity monitoring (GRACE mascon solution) and hydrological model GLDAS

The water admittance value (the ratio between gravity changes and a uniform layer of water spread on the topography) is $0.045 \mu\text{gal}/\text{mm}$ and is close to the Bouguer value (the theoretical “flat terrain” case, of $0.042 \mu\text{gal}/\text{mm}$), with a small footprint area ($<100\text{m}$). Although the relationship between WSC and gravity changes may not be straightforward because of spatial heterogeneities of soil properties and the shelter masking effect, it can be reasonable to assume a linear relationship as a first order approximation for long term processes (> 1 week). The shelter plays a significant masking role which strongly prevents the retrieval of fast WSC occurring close to the surface (*i.e.* evapotranspiration process). Gravity residuals are still affected by limitations in the atmospheric corrections at short time scales ($< \text{few hours}$), and diurnal (S1) and semi-diurnal (S2) bands but these corrections are valid for longer periods. The direct comparison of local hydrological data (*i.e.* NP and water table levels) with gravity changes shows strong discrepancies: 1) in the signal amplitude: this is attributed to a too-low calibration value for the NP, as mentioned in section XI.3.4. 2) in the highly contrasted hydrological years 2011 ($<1000\text{mm}$ rainfall) and 2012 (1500mm), where seasonal gravity changes (both FG5 and SG) exhibit little differences as opposed to local hydrological monitoring (NP, water table), much more contrasted. This latter point has not been explained so far.

Figure XI.3 also shows the outputs of a global hydrological model, the Global Land Data Assimilation System (GLDAS/Noah, (Rodell et al., 2004)) available at 3hrs and 0.25° resolution, and the mascon (mass concentration) solution for GRACE data (Luthcke et al., 2013). The good match between ground-based gravity data (FG5, SG) and GRACE is striking. However, as mentioned previously, local hydrology does not explain why ground-based gravity sees almost no differences between contrasted 2011 and 2012 years. Hence the match with GRACE data may be unjustified. Specific local vertical deformations (as a response to clay swelling for instance) still need to be assessed. This will be done when long enough GPS time series will be available. Local water redistribution processes should also deserve some sensitivity analysis. Finally, one may argue that the initial SG drift is not well constrained, as exhibited by differences with GRACE data in 2010 and with current local hydrological modeling (not shown), which could explain some of the discrepancies with local hydrological monitoring. Global hydrological modeling seems to perform fairly poorly with respect to GRACE data. There is a strong need to study whether this is due to scale effects of precipitations distributions or deficiencies in the hydrological model.

XI.4.2. MICROGRAVITY NETWORK

Microgravity studies for hydrology usually concern amplitudes ranging from a few microgals up to hundreds of microgals ($1 \mu\text{gal} \approx 24 \text{ mm}$ of homogeneous and “flat” WSC) and spatial coverage of a few meters up to tens of kilometers in various environmental contexts. Depending on these conditions, specific survey designs have to be defined; in particular the number of stations, locations and reoccupations, measurement times, and loop geometry (loops are needed for instrumental drift control). All these considerations impact data accuracy. For instance, instrument transportation and hence distance between stations is known to

affect accuracy (McClymont et al., 2012; Masson et al., 2012; Pfeffer et al., 2013), although some authors mentioned a much weaker dependence (Lambert and Beaumont, 1977). Gettings et al., (2008) report on a number of studies using many reoccupations and/or several gravimeters to constrain drift and detect non-linear drifts and tares. Requirements and advices for high quality survey designs can be found in (Seigel et al., 1995). In this study, an appropriate survey design was required to detect the small spatial variations of WSC. Details concerning this survey design, including loop geometries and measurement protocol, together with data processing steps can be found in appendix B.

Before interpreting residual microgravity data (after correction of other temporal effect, see appendix B) as local hydrology, a sensitivity analysis should be undertaken to explore other local effects on gravity, either temporal such as vertical motion, erosion and vegetation, or static such as features from the environment (topography, shelter mask or concrete pillar) which modify the WSC-to-gravity relationship data (Van Camp et al., 2006b; Kroner and Jahr, 2006; Hasan et al., 2006; Meurers et al., 2007; Creutzfeldt et al., 2008; Masson et al., 2012; Deville et al., 2012; Hector et al., 2014). For SG and FG5 base stations, one may refer to studies of Hector et al., (2013) and Hector et al., (2014). Concerning the microgravity network, a thorough sensitivity analysis can be found in appendix B. Main results are summarized herein:

- No gravity changes higher than 4 μgal should be expected from vertical motion of the stations, and it is likely that the effect is actually much less. More specifically, it seems that western stations (G18, G19, G20 and DM) show the strongest sinking motion, which would lead to substantially increase gravity through time.
- Erosion effect is negligible ($< 0.01 \mu\text{gal}/\text{yr}$) in the time span of the present study (< 3 years).
- No effect from seasonal vegetation cycle should be expected above the CG5 resolution ($1\mu\text{gal}$).
- All stations have water admittance comprised between 0.034 and 0.044 $\mu\text{gal}/\text{mm}$ (gravity effect of a layer of water spread on the topography), suggesting a weak topographic role (the flat terrain case is the Bouguer value of 0.042 $\mu\text{gal}/\text{mm}$). However negative values can be found in the valley bottom close to the outlet where topography is marked by the drain incision. If gravity measurements would be taken there, gravity inversion for WSC retrieval would certainly be less intuitive. All stations have a small footprint area (the area from where 90% of the signal does originate) of less than 100m and only stations located in the *bas-fond* exhibit some specific behavior in the near field, because of its small topographic depression.
- No WSC can be expected from within the concrete pillar. The maximum effect from the pillar's masking role is 10% of the Bouguer plate ($4 \cdot 10^{-3} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 0.1m depth and less than 2% ($7 \cdot 10^{-4} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 1m depth, which is negligible regarding CG5 accuracies. Impact of the shelter on the base station is an important masking role for surface WSC, but it is supposed that on a seasonal time frame, water redistribution underneath the shelter lowers its actual effect.

Eventually, microgravity data are arranged by survey days, which produce what is known as “simple differences”: because of the instrumental drift, microgravity measurements at different stations have to be undertaken in a loop scheme, with one or several repetitions of the base station to constrain the drift. Therefore, spatial gravity differences between each station and the base station are obtained. These values are in the mgal range and are the consequence of height differences between stations, topographic effects and spatial distribution of rock densities, and other static effects. When the difference between two surveys is calculated (“double differences”), all these effects cancel out and what remains are the time changes of gravity differences with respect to the base station. Because the temporal gravity changes at the base station are known, we add this time series (SG residuals) to the double differences. This is the simple concept of hybrid gravimetry.

XI.5. RESULTS

XI.5.1. STREAMFLOW ANALYSIS

Baseflow-stormflow separation is shown in Figure XI.4 as yearly cumulated values with respect to rainfall amount, and in figure 5 for the temporal representation. Baseflow is the major component of the flow, with 73% to 87% of total flow depending on years. For a 40% increase in rainfall (*e.g.* 1020mm in 2011 and 1422 in 2012), stormflow increase is 13% and baseflow increase is 190%. However this relationship is likely to be non linear, and reflects the spatio-temporal dynamics of contributive zones in the catchment.

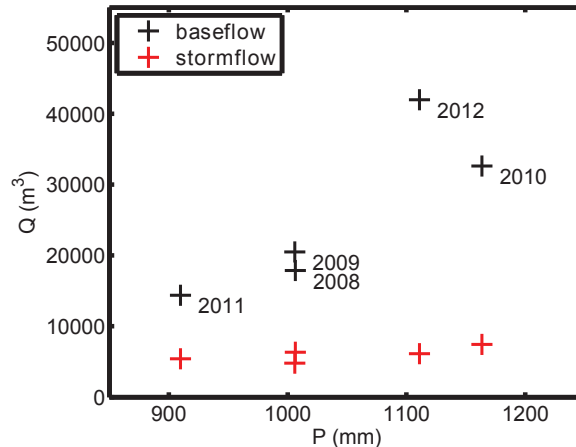


Figure XI.4: (a) rainfall – discharge relationships for baseflow and stormflow.

XI.5.2. WATER TABLE VARIATION ANALYSIS

Water table levels variations of some representative wells are shown in Figure XI.5. They have been classified in two different groups, depending on their general shape and whether or not they were showing a capping behavior. Capping is observable when water tables become “hydrologically limited”, and show a plateau shape even if rainfall maintains the recharge of the groundwater. This is explained by an activation of lateral preferential flow network with a strong increase in the apparent hydraulic conductivity, or a fill-and-spill process (Fannin et al., 2000; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006b; Anderson et al., 2010). This phenomenon is seen in western observation wells (*e.g.* PM), and in observation wells immediately upstream and surrounding the bas-fond (*e.g.* TF, MTP2, 21 and 22). In shallow *bas-fond* observation wells (*e.g.* DA, DB, DC), the same observation is made, but due to saturated overland flow. The capping is generally marked with a sharp increase in the water table, a plateau with some high frequency variations (in relation with rainfall events) during the flow period (marked in vertical dashed lines in Figure XI.5) with a short and sharp decrease followed by a slower recession period. These “hydrologically limited” stations show very weak differences to highly contrasted years (*e.g.* 2011 with 1020mm of rain and 2012 with 1422 mm). On the opposite, the upslope observation wells show in general a deeper water table, with a longer increase period and higher amplitude. It is particularly noticeable at the onset of the rain season in 2009, where these observation wells show a clearly lagged response with respect to the other class. Water in this case takes a longer time to travel down the unsaturated zone. The capping shape is not present at these observation wells. They also tend to show a strong difference in amplitude in contrasted years (see Tableau XI.2).

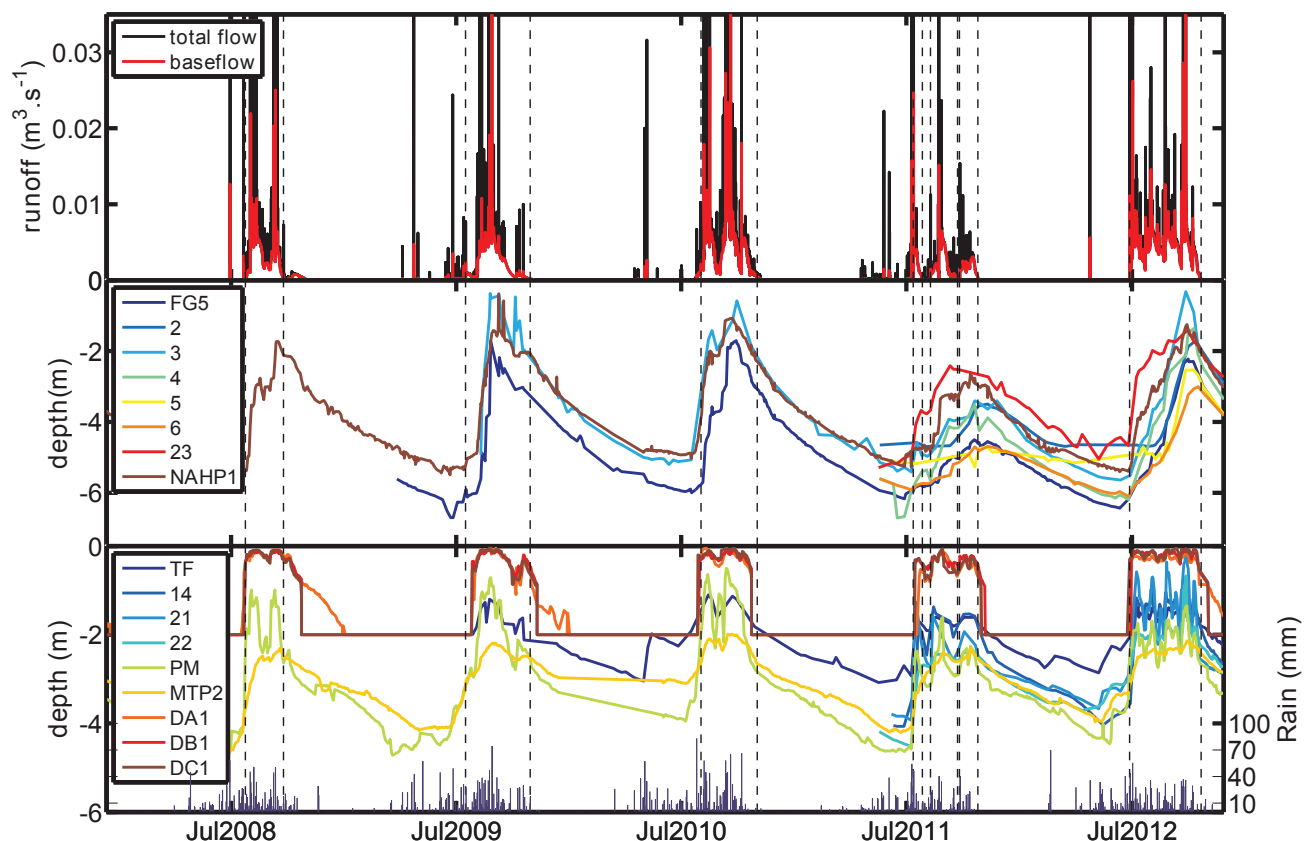


Figure XI.5: upper panel: total streamflow and baseflow. Vertical dashed lines represent starting dates and ending dates for the flow period. Water table observations are classified in two different groups (middle and lower panel). Daily rainfall is shown on the lower panel.

In the *bas-fond*, two aquifers are present: a shallow temporary perched aquifer (shown in Figure XI.5, stations DA, DB, and DC), and a deeper aquifer, about 6-8m deep, and both seem to be disconnected to each others, yet some vertical transfers from the first to the second are to be expected.

XI.5.3. WSC INFERRED FROM NEUTRON PROBE

Figure XI.6 shows the distribution of depths above which occur 80% of seasonal WSC observed in the records. This has been done for years 2011 and 2012, and station values have been interpolated using cubic spline. The same patterns that can be seen in the water table distribution can be observed: shallow WSC occur in western points, immediately around the *bas-fond*, while upslope areas tend to show deeper WSC (apart for clay zones, such as station 2, Tableau XI.2). The observed feature in the *bas-fond* is due to the vertical layering: two aquifers are present (see previous section), and NP is sampling the whole column. The upper aquifer is of limited capacity, and therefore, for wet years, a significant relative part of WSC is due to the lower aquifer fed laterally or from above.

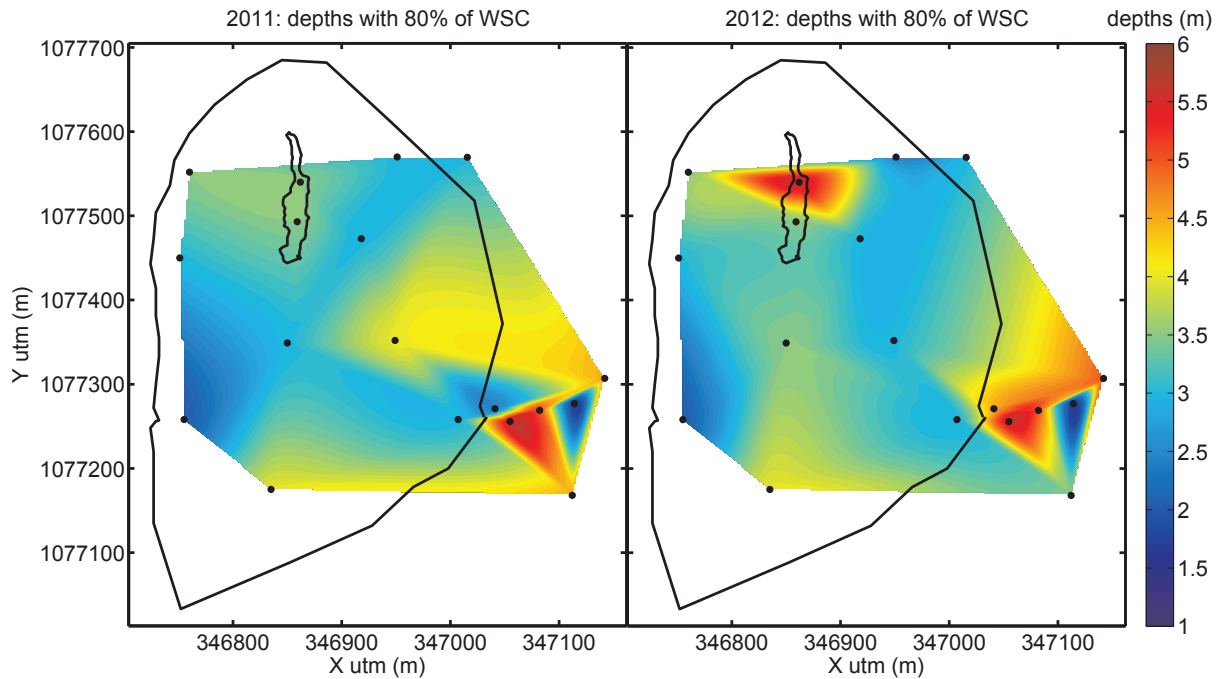


Figure XI.6: depths above which 80 % of WSC occur for each year (a) : 2011, (b) 2012. Derived from NP data.

XI.5.4. HYDRO-STRATIGRAPHIC MAPPING

ERT cross-sections show a rather similar pattern across the catchment with low resistivity, clayey areas in the west part, and alternating weathered material in the east part (a typical example is shown in figure 7.a). An upper layer is evidenced with a consistent depth (about 2m) in all profiles. Basement topography shows spatial variations, and zones with higher basement elevation are overlain by a rather resistive material, which could correspond to less clayey and/or less weathered material than the surrounding parts.

Figure XI.7.b. shows the results of the hydro-stratigraphic mapping. Based on drill logs analysis (see interface depths in Tableau XI.2), NP-derived moisture maps, and ERT profiles, 3 layers have been defined.

- Layer H1 (not shown) ranges from surface down to 0.5m deep and is composed of the shallow soil, which spatial distribution is not assessed in the present study.
- The second layer H2 (Figure XI.7.b) is made of three major identified units: 1) hardpan, mostly present in the western part of the catchment (some outcrops have also been identified), and which typically consists of drill logs cuttings shown in Figure XI.2a. This is a typical hardpan with macropores and poor matrix storage capacity. 2) a softer hardpan, of a rather reddish color, and qualitatively higher clay content. 3) bas-fond typical sandy soil features. Mean depth range of this layer is 0.5-2m, although some deviations can be observed locally (Tableau XI.2).
- A third layer H3 (Figure XI.7.b), which extends down to the basement exhibits marked variations with a major clay unit in the west part of the catchment, and in some smaller parts around the gravity base station. This clay is the same as in Figure XI.2a, and a trench has been dug slightly out of the study area in such unit. In the dry season (March), 2m deep clay showed still a high water content, with very marked desiccation cracks after one day exposure. Furthermore, much drillings in this western clayey area could hardly dig deeper than one meter after clay was found, because of the much softer behavior of the material, preventing the down-the-hole drill to work properly. Two other units could be identified, loosely classified as “moist saprolites” and “dry saprolites” based on their average water storage from NP, and mainly exhibited differences in their weathering stages as exhibited by drill cuttings, with the “moist saprolites” material showing highly weathered layers, with clayey zones and much retention capacity. A typical example is presented in the excavated trench of Figure XI.2.b. The “dry saprolites” part usually shows an underneath basement topography closer to the surface than in other parts of the catchment. “Moist saprolites” are usually associated to less resistive materials than “dry saprolites”. Depth of this

layer varies with the basement topography, found between 7 and 22m.

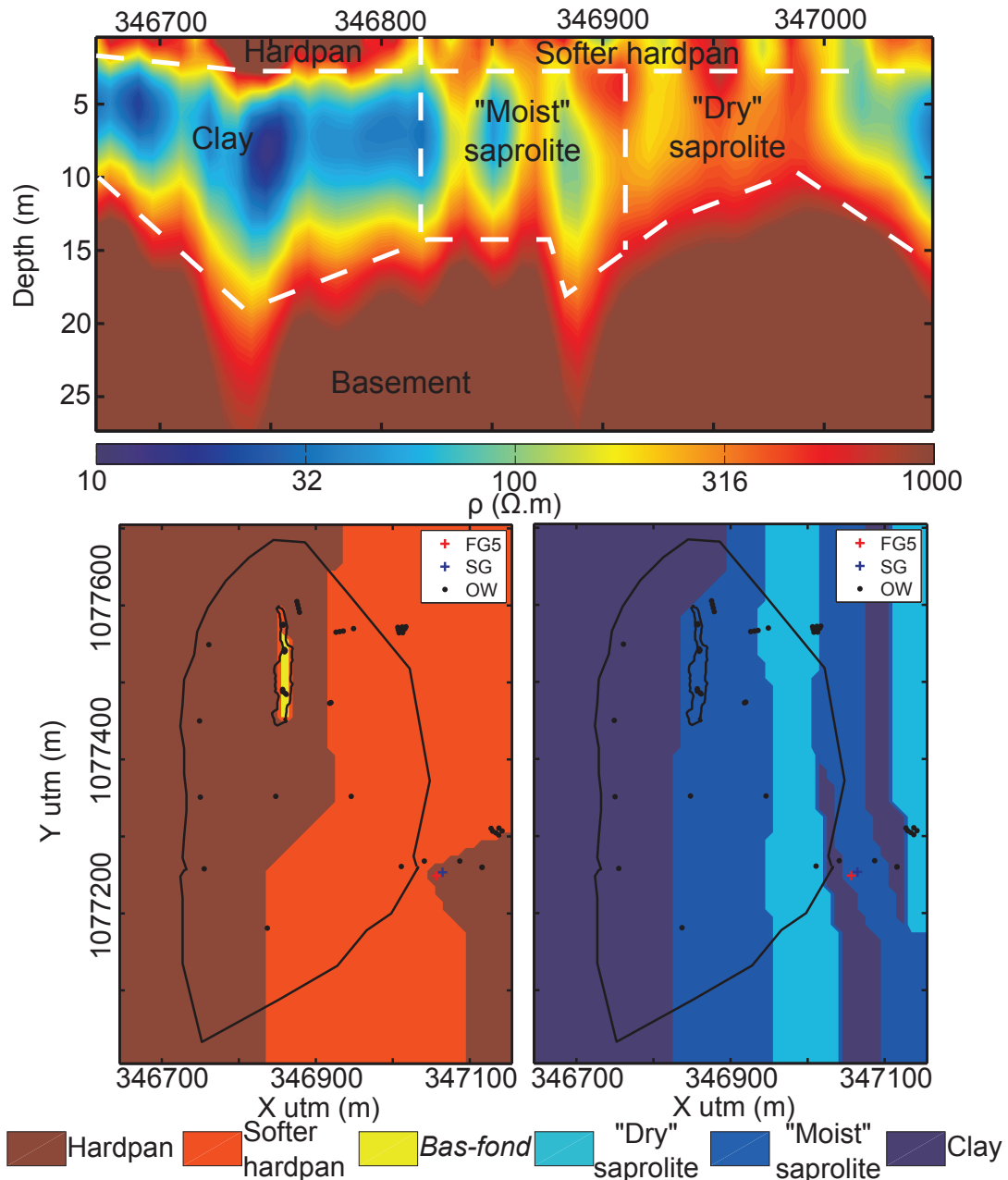


Figure XI.7: structural mapping.(a) typical interpretation of an ERT profile. (b) layer H2 (0.5m – 2m). (c) layer H3 (2m – base-ment). OW is observation wells.

XI.5.5. HYBRID GRAVITY DATA ANALYSIS

We conducted 70 surveys between July 2011 and September 2013, covering 3 wet seasons with dense measurements (every \approx 4-5 days) and 2 dry seasons with less measurements (\approx 1 month). With more than 2100 station reoccupations of 10-30mn each, this is one of the most dense microgravity campaign ever performed. It represents probably more than 500hrs of field work by 2-3 operators. Such considerations have to be taken into account before setting up the survey protocol.

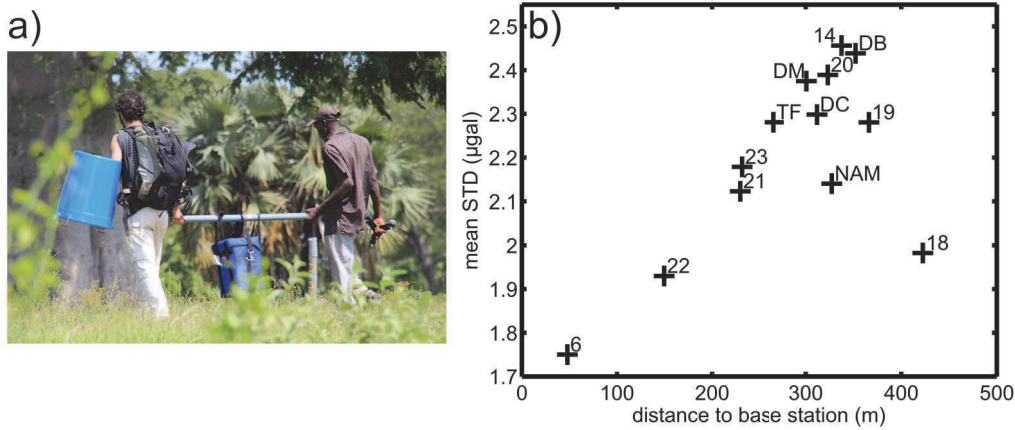


Figure XI.8: CG5 transportation (a) and mean standard deviations of single differences at each station as function of the distance to the base station (b).

Mean standard deviations for each station are shown as a distance to the base station (FG5) in Figure XI.8, with the carriage method that minimizes mechanical shocks. First thing to be noted is the high accuracy obtained, with very low standard deviations, better than $2.5\mu\text{gal}$. Also noticeable is the clear relationship to the distance to the base station, which contributes to explain the low standard deviations obtained in such a small network.

Microgravity time series are available in appendix C (figure C.1). They are presented as double differences with respect to the first survey. The error bars are therefore the square root of the quadratic sum of the standard deviations of the first survey, and subsequent survey. SG data is limited to the period 2010-2012, because of still unresolved acquisition problems. Hybrid gravity time series (not shown) are then derived by adding the SG data (Figure XI.3) to each station. They are the input data for the EOF analysis.

XI.5.6. EOF ANALYSIS

Results from the EOF analysis are shown in Figure XI.9. Figure XI.9.a, .b, .c and .d are respectively the EOFs of the first mode for gravity changes, NP-derived WSC, and first and second modes for water table data. All maps have been interpolated using cubic spline. Figure XI.9.e is the associated normalized mode 1 time series (ECs) for NP-derived WSC and gravity changes and Figure XI.9.f is the associated mode 1 and mode 2 normalized time series (ECs) for water table data. Figure XI.9.g is the cumulated variance explained by each mode in each case.

For all datasets, the first mode explains much of the variance in the data (79% for gravity changes, 90% for WSC, 76% for water table data). The second mode does bring some additional significant information for water table only (i.e. 17%), and therefore has been included in the plots.

The temporal aspect of mode 1 for all datasets shows that it is the seasonal signal that dominates the variance. EOFs therefore represent the spatial distribution of variations in this seasonal behavior. Seasonal amplitudes range from $12\mu\text{gal}$ to $22\mu\text{gal}$ (two times the EOF range, because the associated EC has an amplitude of 2) for the gravity signal, from 80 mm to 320mm for the NP-derived WSC signal, and from 1.6 to 4 m for the water table signal.

The first result derived from the analysis is the good match between gravity and WSC derived from NP, for both temporal and spatial patterns. The *bas-fond* clearly exhibits stronger seasonal amplitudes than other places. The west part shows in both cases weak amplitude, together with the immediate upstream zone, i.e. stations 21 and TF (Figure XI.1). The uphill areas and north-east zones exhibit an average value, with some discrepancies between stations 23 and 6. Local discrepancies may be attributed to the footprint area of each method (0.3m around the access tube for NP, and 100m around the station for gravity), but in general the comparison is satisfactory. One should recall here that potential effect of vertical motion of stations pillars as evidenced from the leveling survey in appendix B is an increase in gravity (“sinking motion”) of stations in the west area. However, they are showing the weakest amplitude in the catchment. This further underlines their distinguishable effect.

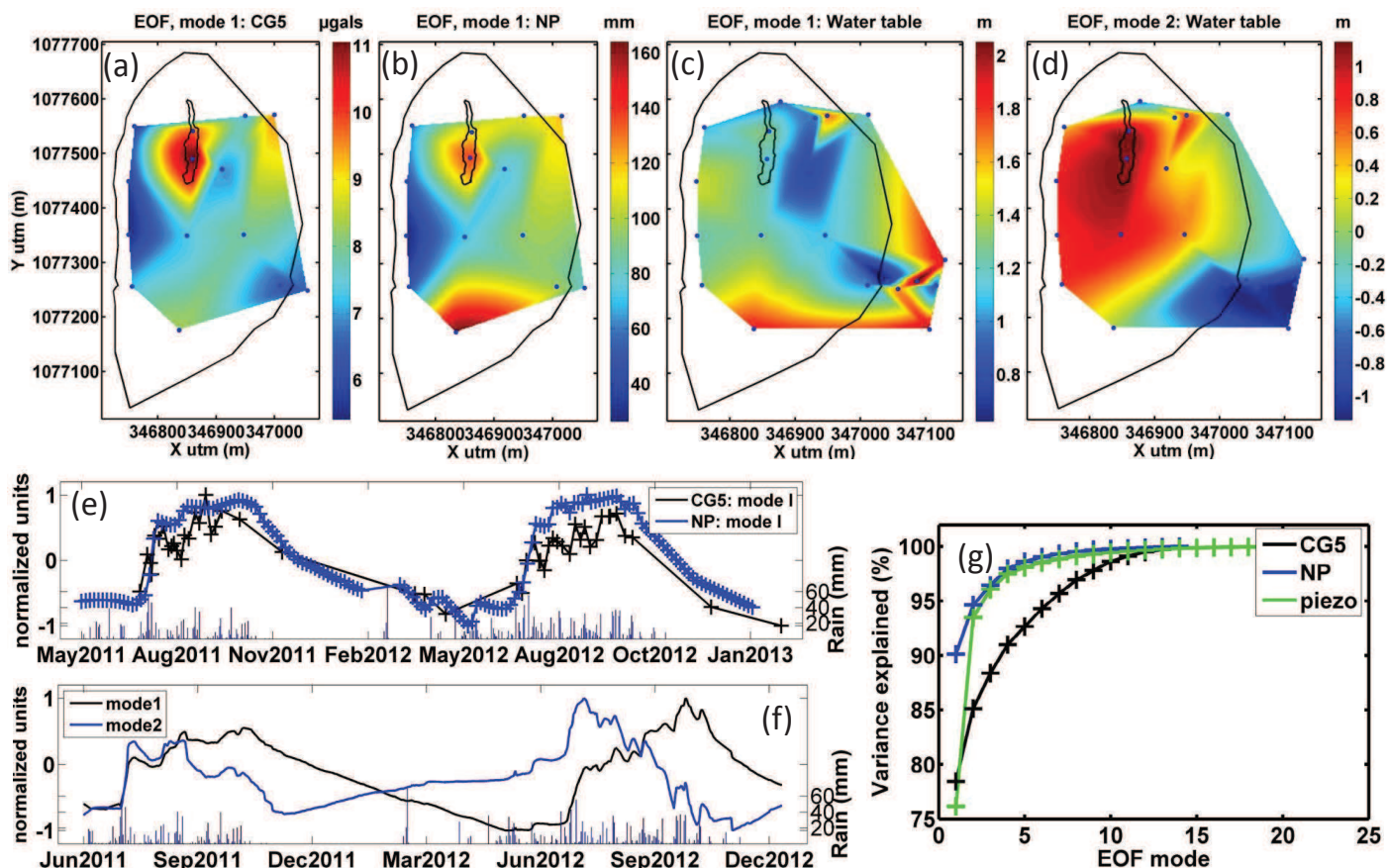


Figure XI.9: EOF results : a) mode I EOF for hybrid gravity data. b) mode I EOF for NP data. c) mode I EOF for water table. d) mode II EOF for water table. e) Expansion coefficients of mode I for hybrid gravity data and NP data. f) Expansion coefficients of mode I and II for water table data. g) Cumulated variance explained for each EOF mode for each dataset.

In terms of temporal dynamics, the dominant behavior is very much alike one of a “capping”, with weak differences between contrasted 2011 (1020mm of rain) and 2012 (1422mm of rain) years. Further, the gravity signal differs much from the one of the base station (Figure XI.3), meaning that most stations of the network tend to behave differently than the base station. This may be partly due to the shelter masking effect at the base station. The correlation coefficient between the two time series (ECs for gravity changes and NP-derived WSC) is 0.86.

EOFs from the water table are calculated from a larger number of points. The *bas-fond* does not exhibit a specific signal, because only shallow observation wells have been considered there. When comparing with gravity changes and WSC, this indicates that much of the water seasonally stored in the *bas-fond* is actually stored underneath its perched aquifer. Taking that into consideration, the first mode actually exhibits a pattern similar as WSC and gravity changes. When looking at mode II, the time series (ECs) tend to set a “capping” shape to observation wells located in red patches area, namely *bas-fond*, western clayey areas and stations in the *bas-fond* vicinity, while it enhances the amplitude of negative blue patches area (negative values means an opposite time series), upstream and on the eastern bank. Mode I ECs show a slow decay in the recession period, while Mode II ECs show a rather abrupt recession.

XI.6. DISCUSSION

Three main features have been drawn from the analysis of the data: 1) annual streamflow is mainly composed by baseflow produced from the shallow upper layer of the *bas-fond* (73% to 87%); 2) a spatial pattern in seasonal amplitudes of both storage and water table is clearly observable in the catchment, and shows distinct hydrologically “limited” and “unlimited” behaviors (Fannin et al., 2000); 3) strong spatial heterogeneities of the substratum are observable. This section will therefore discuss the possible control of baseflow by storage thresholds defined by specific processes according to lithological interfaces.

XI.6.1. RECESSION ANALYSIS

It has been shown that baseflow is the major component of streamflow (Figure XI.4). A quick analysis of streamflow and water table level data from the *bas-fond* reveals that the *bas-fond* area only does not explain all the streamflow at the outlet. We considered different recession periods, in which no rain occurred, at the end of each rainy season. The output volume of water during this period was compared to the expected *bas-fond* contribution defined as the water table decline in DC station (DB and DA show very similar behavior – Figure XI.5) times a specific yield estimates of 0.1 (which is an upper bound for the area, as derived from previous studies (see *e.g.* Desclotres et al. (2011)), and multiplied by the *bas-fond* area (*i.e.* 2100m²).

Results are variable but in general show that a much wider area is needed to provide the outflow of water from the catchment (Figure XI.10). This result would be amplified if evapotranspiration in the *bas-fond* would be taken into account. Variability in the results are due to the history of connectivity: if the recession period is chosen very late, because light rains fell without feeding much the water tables for instance, the spatial connectivity is already low, and only the *bas-fond* and some small contributing areas remain. If it happens early in the season, it is likely that much of the water table is still connected to the *bas-fond* and maintains a consequent output flow from wider areas. A good proxy for the extent of the contributing area is therefore the water table level in the *bas-fond*, because it defines the saturated thickness implied by the flow: the higher it is, the more water is able to flow out, sustained by upstream areas, and therefore the more extended is the contributing area.

This analysis shows the need to call for a much wider contributing zone than the *bas-fond* itself. The strong increase in baseflow with increasing rainfall amount (Figure XI.4) means that with wetter years, the connectivity is increased, either spatially, temporally, or both.

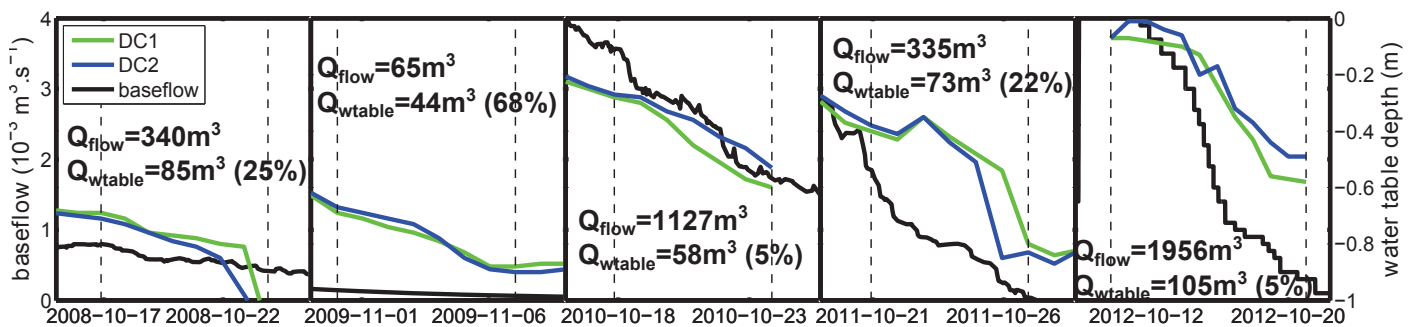


Figure XI.10: recession analysis: Solid black curve is baseflow, green and blue solid lines are DC1 and DC2 water table depths. Dashed vertical lines indicate the period on which water budgets are performed. Q_{flow} is the amount of baseflow water on the period, Q_{wtable} is the expected amount of water from water table decrease times *bas-fond* area, times a 10% specific yield. Percentage in brackets indicates the part of Q_{wtable} in Q_{flow} .

XI.6.2. STORAGE-DISCHARGE RELATIONSHIPS

With the observation of the capping behavior in both water table data and WSC, it is highly likely that storage thresholds control baseflow generation. An analysis of storage-discharge relationships provides useful information on how a catchment produces baseflow (Spence, 2010; McNamara et al., 2011). This may help to reveal connected or disconnected parts of the catchment in terms of steady-state groundwater flow behavior with respect to runoff (Seibert et al., 2003; Haught and van Meerveld, 2011).

Storage-discharge relationships or water table levels-discharge relationships are often non-linear, and vary from site to site, which makes the comparison task challenging. The spearman rank coefficient is often used in such case, as it gives a measure of the strength of a monotonic relationship between the two variables, rather than a linear one (*e.g.* Seibert et al., (2003); Creutzfeldt et al. (2014)).

Figure XI.11 and Figure XI.12 show respectively the storage-discharge and water table-discharge relationships, where discharge refers to the baseflow component of the streamflow. They are computed from a reference level both in storage and water table elevation (the x-axis origin) which is defined for each station as its minimum value for the considered year. Two much contrasted years are shown (2011 with 1020mm of rain and 2012 with 1422 mm) to check for different connectivity patterns related to rainfall variability. Differ-

ent behaviors can be observed.

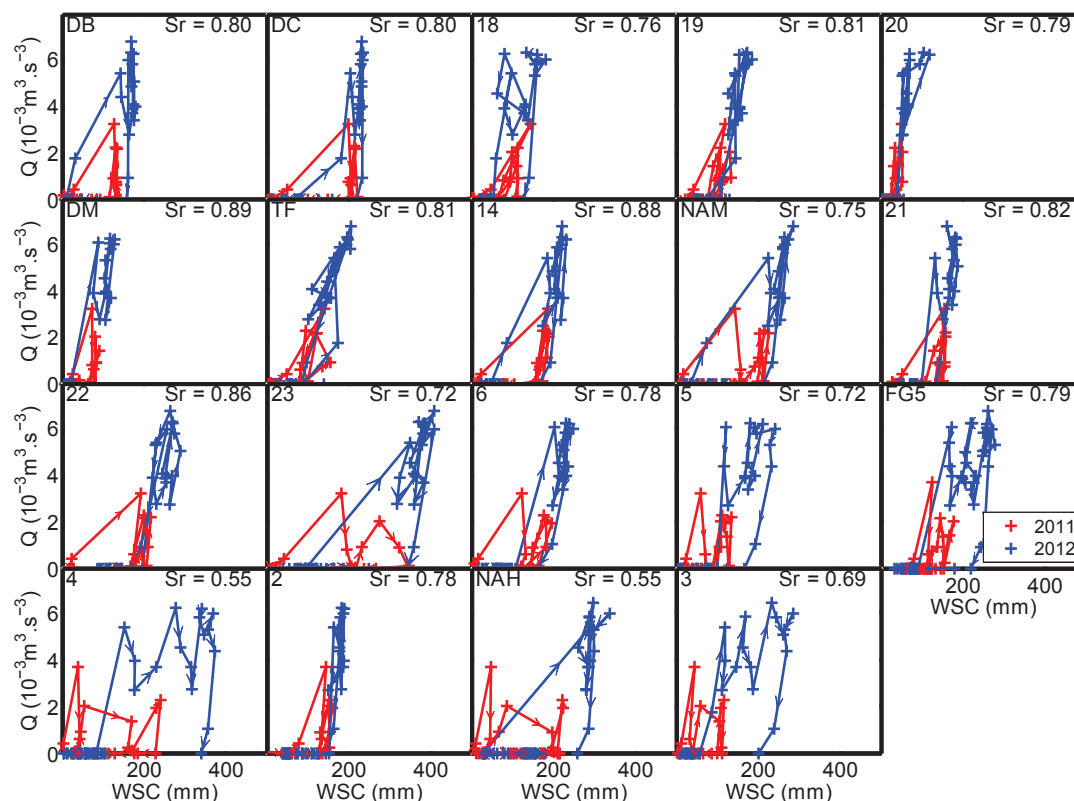


Figure XI.11: baseflow (Q) vs. WSC. Arrows represent the time evolution of the relationship. Sr is the Spearman rank correlation coefficient.

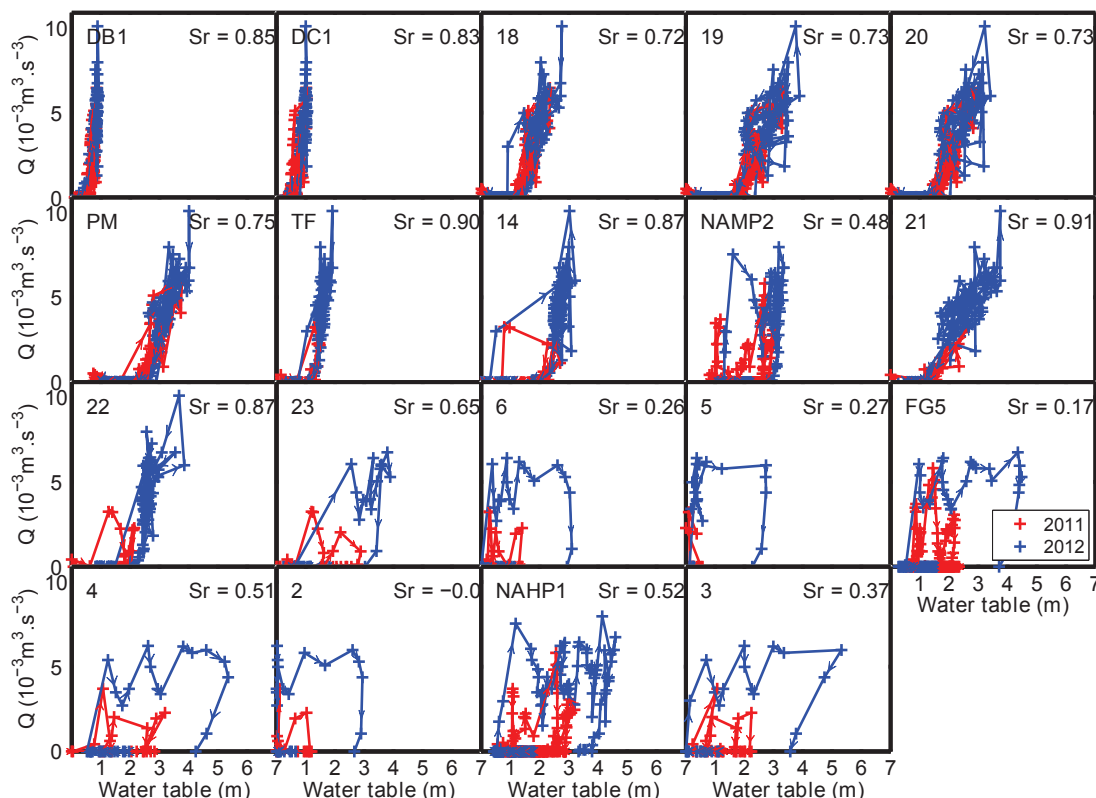


Figure XI.12: baseflow (Q) vs. water table levels. Arrows represent the time evolution of the relationship. Sr is the Spearman rank correlation coefficient.

First, the *bas-fond* response is typical (DB & DC): it increases rapidly with almost no outflow, and once the layer becomes saturated (which happens very quickly), the relationship becomes vertically asymptotic. Outflow increases with the upstream increased connectivity. The upper limit for storage and water table is in this case due to the full saturation of the upper layer.

Clayey areas at the west of the catchment (stations 18, 19, 20 and DM –or PM), have also an almost asymptotic shape, particularly in storage. First, storage and water table levels increase without any observed flow at the outlet. After a threshold is met, which seems consistent through the two contrasted years, outflow starts and it is very likely that these areas remain connected to the outlet until the end of flow is met, as no hysteretic behavior is seen (apart in station 18). Slopes are almost vertical, suggesting storage limits and fast water redistribution processes, allowing for the incoming vertical recharge to be almost immediately transmitted laterally. There are no significant differences between the contrasted years (2011 and 2012).

The stations immediately surrounding the *bas-fond* (stations TF, 14, 21 and 22) also show some similar behavior. The slope in water table-discharge relationship for station 21 is relatively small, suggesting no storage limits and a contribution function related to the amount of water available.

For all other stations, a clear hysteresis behavior is present, suggesting a disconnection with the outlet, or at least a lagged response. This is particularly true for the two stations that belong to the actual catchment area (stations 6 and 23). Differences between 2011 and 2012 contrasted years also point out the apparent disconnection to streamflow. There, WSC are mostly driven vertically, and a delayed response with respect to baseflow is observed.

XI.6.3. PROCESS IDENTIFICATION

From the previous observations, hypotheses for flow generation mechanisms can be formulated. They concern 1) the *bas-fond*, 2) the specific behavior observed in clayey areas in the west of the catchment, 3) the stations immediately surrounding the *bas-fond*, and also showing some capping behavior, 4) upslope areas.

The functioning of the *bas-fond* is rather simple at first sight. With the first rains, water infiltrates and contribute to charge the perched aquifer, above the low permeability interface (about 2m deep), either from direct percolation or already from lateral contributions. It then starts generating baseflow and gets rapidly saturated. From then, the main contribution to stormflow is expected to be from saturated overland flow over the *bas-fond* surface. In average years and wet years, baseflow does not stop until rains end, and is therefore sustained by lateral subsurface flow to the *bas-fond*. In dry years, however (i.e. 2011), baseflow may stop during the rainy season if the *bas-fond* is not fed enough. The lower aquifer in the *bas-fond* stores much water seasonally, as exhibited by the EOFs analyses. It is fed by vertical infiltration from the perched aquifer, and lateral contribution from the permanent water table on the side.

Clay areas in the west part of the catchment (Figure XI.7) are contributive zones. Clay layers retain water all year long, and are overlain by a thick hardpan (in the 0.5 – 2m range in average). Rainfall water infiltrates rapidly through the hardpan macropores to the clayey zone, and recharges the water table. Once the water table rises above the hardpan-clay interface and reaches highly transmissive media, it flows laterally almost immediately towards the *bas-fond*, and therefore prevents water to accumulate in these areas. This should lead to a curious phenomenon: the permanent water table underneath the *bas-fond* (6-8m deep) is laterally connected to the water table in the clay zone and during the rainy season, the perched aquifer and the permanent water table are disconnected (i.e. separated by an unsaturated zone). This implies the occurrence of a local “dry wedge” laterally (Figure XI.13), because the clay aquifer remains a priori connected to the lower *bas-fond* aquifer, but also to the upper *bas-fond* perched aquifer (this is also evidenced by field observations of exfiltration from the hardpan banks of the *bas-fond*).

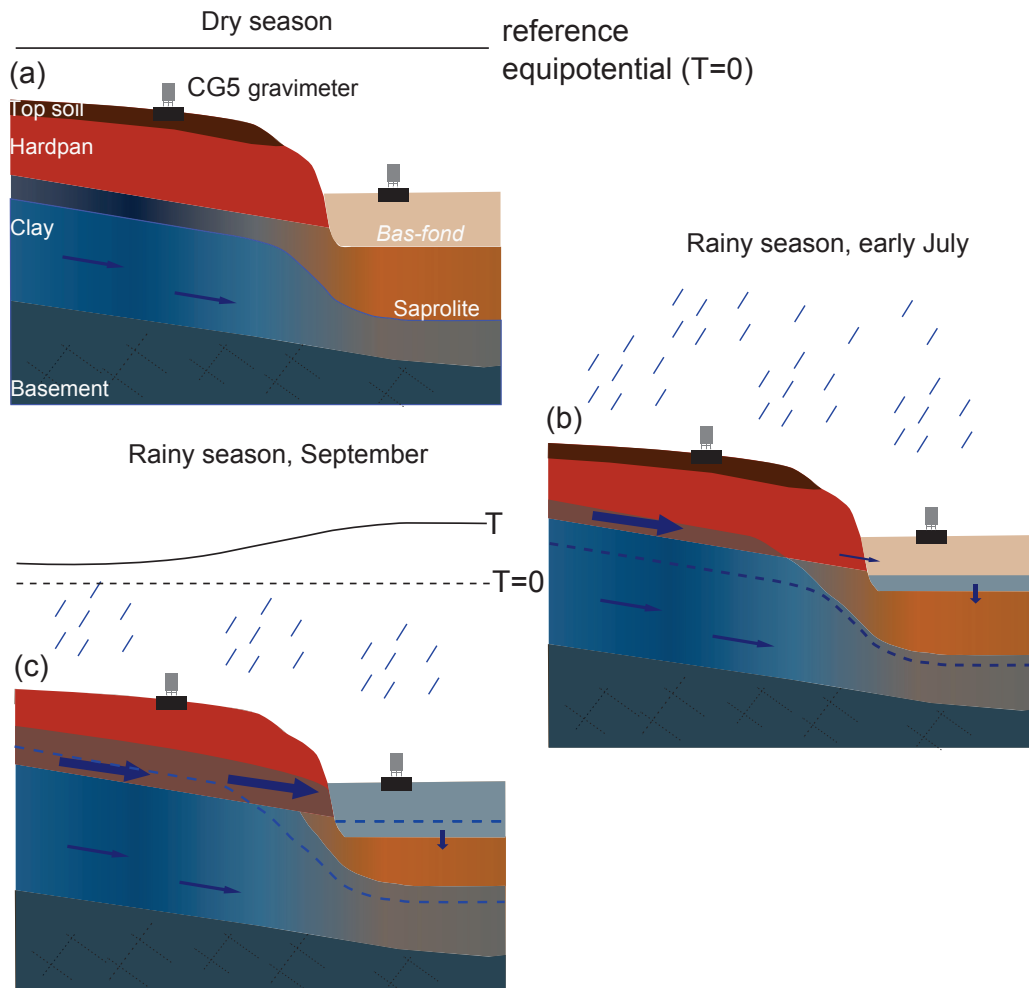


Figure XI.13: conceptual scheme of sub-surface contributions to the *bas-fond* over clayey area. Arrows sizes represent the relative flow importance. Vertical exaggeration is about 10x. (a) In the dry season, high-retention clayey zones retain much water, and remain close to saturation above the permanent water table. (b) at the start of the rainy season, first rains induce a fast rise of the permanent water table in clay zones by direct recharge through highly permeable macroporous hardpan. The saturated zone then reaches the permeable hardpan layer and generates lateral flow. *Bas-fond* is fed by this redistribution and direct recharge. Streamflow has not started. (c) During the flow period, the *bas-fond* is saturated and fast lateral flow from saturated zones above clayey areas feeds baseflow. Permeability interface between hardpan and clay layers may explain the “dry wedge”. Also shown are gravity equipotentials at an arbitrary height.

It is more challenging to explain the behavior of the stations surrounding the *bas-fond* (stations TF, 14, 21 and 22) which are obviously neither in clay areas nor in hardpan zones (except for station 21). These stations are connected to the perched aquifer in the *bas-fond*, as suggested by their capping behavior, both in storage and water table (figures 9, 11 and 12), and the shape of the storage- and water table-discharge relationships. The permeability difference at the interface is clearly not as obvious as in clayey areas, however this same process may occur here. Macropores from bioturbation are present in this H2 layer, as can be seen by the large wormhole at significant depth in Figure XI.2.b. This has already been invoked by Giertz and Diekkrüger (2003) in similar environment of the upper Ouémé catchment and also without hardpan, for explaining the lack of dependence of infiltration rates on soil types and vegetation types. These authors also stated that soils were prone to lateral subsurface flow due to a decrease of permeability with depth. One may therefore expect a significant permeability contrast between layers H2 and H3. Hence lateral subsurface flow may be enhanced when the permanent water table rises above such interface.

However, different results for this second layer can be derived from the work of Robert (2012), who conducted a sampling of hydraulic properties in the study area, by digging 2m deep trenches. 8 trenches were located within less than 150m of the gravimeter, and 14 others at larger scale to sample a broader catchment. There was no sampling of hardpan-covered areas. Robert (2012) identified 3 layers: a sandy layer from the surface down to 0.4-0.6m, identical to our top-soil (H1), a second layer down to 2m with a higher clay content, yet spatially variable in terms of hydraulic properties, and a third layer, hardly sampled in its upper part, and considered as the underneath saprolites. Macropores were seen in many trenches, but the H2

horizon was found rather clayey regarding its hydraulic properties (identical to our loosely classified “softer hardpan”). Such properties were applied to physically-based models to successfully model a perched water table in this horizon, as observed at NAH, NAM and NAB stations. Such a low-conductivity media calls for different redistribution processes. If a perched water table is present, even in low permeability area, it may favor lateral subsurface flow. Unfortunately, the trenches were not dug in the area of the specific stations we are looking at (stations TF, 14, 21 and 22), and it is therefore hazardous to formulate clear hypotheses on water redistribution processes there. However, another result from Robert’s study was the absence of relationship between hydraulic properties and topography, land use, or geology for this H2 layer, which showed a strong local dispersion within each trench. Based on these observations, Robert considered spatial anisotropy in hydraulic properties from a geostatistical point of view. Therefore, connectivity and changes of scales from the trench scale to the catchment-scale still need to be studied to reconcile the different observations.

Another tentative explanation is a fill-and-spill process (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006b). These authors describe this process as the threshold-driven increase in baseflow when bedrock depressions are filled with water and start to be connected to each others. In the present case, bedrock is below the water table level all year long, as evidenced from ERT surveys (figure 7). If this process is to occur here, it would rather be coming from various depths of lower permeability media, such as clayey areas or thin layers of hard rock (as can be seen in figure 2.b).

No conclusions can be drawn for the specific behaviors of stations TF, 14, 21 and 22, and a more thorough investigation has to be undertaken, assisted by hydrological modeling for hypotheses testing.

Upslope stations remain disconnected to the outflow for most of the flow period. They are connected to the perennial water table, and their discharge during the dry season is attributed to evapotranspiration (Séguis et al., 2011b; Richard et al., 2013). These authors analyzed data from the eastern topo-sequence to get to their results. It is likely that lateral permeabilities are low enough to avoid these stations to contribute to baseflow during the flow period. Contribution may happen essentially by temporary perched water tables that seem to form in clay-rich H2 horizon (Robert, 2012). However, many of these stations are slightly out of the catchment’s borders, and one may ask for the influence of other draining systems related to nearby catchment.

XI.6.4. CONTRIBUTIVE ZONES MAPPING

Following hypotheses from the previous section, we calculate the expected contribution to flow from each station, based on a simple budget analysis. During the streamflow period, we calculate the following expression:

$$Q_i = P - ET - WSC_i \quad (XI.3)$$

Where Q_i denotes the flow contribution of station i , P is the precipitation amount, ET is the evapotranspiration, assumed to be constant across the catchment, and WSC_i are the water storage changes at station i . Evapotranspiration is assumed to be equal to potential evapotranspiration (PET) during the flow period as evaluated by Richards et al. (2013) on the topo-sequence at the East of the catchment. If calculated Q_i is negative, station i does not contribute to base flow. The assumptions that lie behind this simple approach are 1) all parts of the catchment are connected, which we have shown is not necessarily true during the flow period, 2) the contribution of each station to streamflow is instantaneous.

From the contribution of each station, the catchment response is derived from an interpolation frame based on lithological attributes of layer H3. Within each lithological class, nearest stations belonging to the same class are used for each cell. *Bas-fond* is not present in layer H3, and has therefore been explicitly integrated as a specific area. Each cell is $5 \times 5 \text{ m}^2$, and contribution is calculated as the surface times the interpolated Q value.

Results are shown in Figure XI.14. Figure XI.14.a and b show observed and simulated cumulated baseflow. There are some marked discrepancies in the dynamics, but the differences between 2011 and 2012 are

well represented. Total cumulated values differences are -14% for the simulated baseflow in 2011 and +28% in 2012.

The contribution of each cell is shown in Figure XI.14.c and d as a percentage of the precipitation amount during the flow period for each year. The geometrical features observable in these maps are coming from the interpolation method based on layer H3 and *bas-fond* attributes. As expected from the previous analysis, the west part of the catchment (clay area) contributes significantly more than the other parts. East and upslope areas seem to be contributing less to the outflow. This contrast may be further enhanced by the fact that we explicitly considered all stations to be connected, whereas storage-discharge relationships tend to show that this was not necessarily the case for upslope and eastern stations.

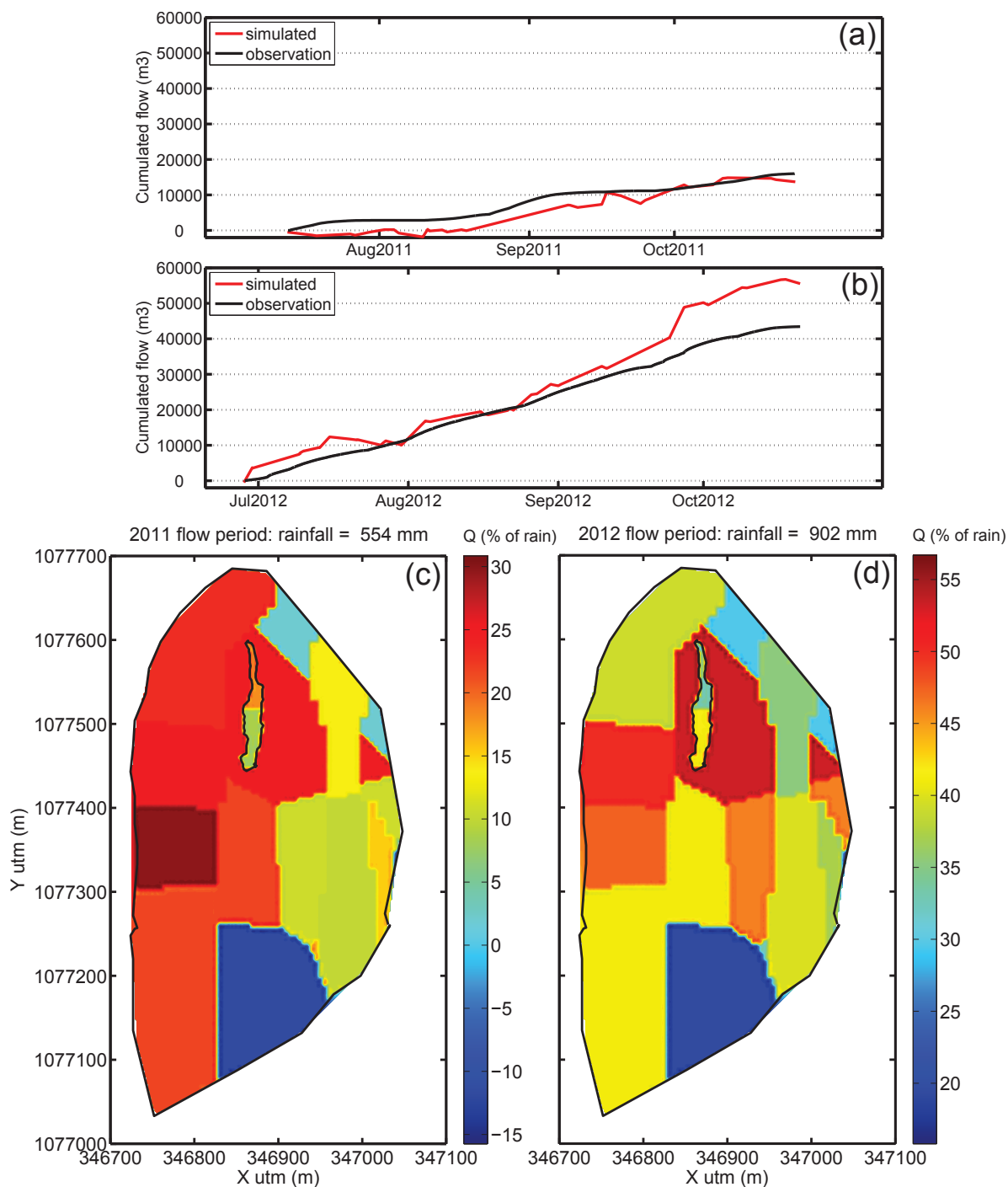


Figure XI.14: modeled flow contributions. (a) and (b): cumulated modeled and observed baseflow. (c) and (d) contribution of each zone in percent of precipitation amount during the flow period, assuming a constant evapotranspiration value equal to potential evapotranspiration.

Séguis et al., (2011b) worked on water table levels from the topo-sequence and by analyzing geochemical data and recession coefficients, they found that permanent water tables do not contribute to baseflow.

They found no capping behavior in the sampled villagers wells of their area (their figure 4.b). In the present paper, we show that baseflow may actually be generated from permanent water tables when these are high enough, in a context of layered permeability structure. If the geochemical signature of such water tables is layered, and that water sampled in their shallow saturated layers is similar to water from the outlet, then the conclusions from Séguis et al. (2011b) can be reconciled with the present study.

XI.7. CONCLUSIONS

In the elementary Nalohou catchment, streamflow represents about 10-15% of the annual water budget, and is composed of 73 to 87% of baseflow, which originates from a small *bas-fond*, at the headwaters of the whole hydrological system. Such predominance for baseflow, as in many other tropical contexts, calls for bringing the attention on spatio-temporal dynamics of catchment storage, a state variable known to be part of the control system for flow generation.

Seasonal WSC have been analyzed at the catchment scale from observations of NP-derived soil moisture profiles, hybrid gravimetry and water table. The dense dataset of microgravity data showed a good match with NP-derived WSC, as enlightened by the similarity in the first mode of the EOF analysis for each field. Correlation coefficient between associated expansion coefficients is 0.86. Both data sets show strong WSC amplitude in the *bas-fond*, while much lower amplitudes are found on areas where thick, porous and permeable hardpan covers low-permeability clay material. Some stations surrounding the *bas-fond* also seem to have small amplitudes, while upstream and eastern stations located on nearby topo-sequence show strong amplitude. The same tendency can be derived from the EOF analysis of water table elevations. Stations showing a weak amplitude generally exhibit a “capping” behavior, an hydrologically limited feature, marked by a fast increase in storage, followed by a plateau shape while the rainy season follows its course. Storage-discharge and water table-discharge show the same spatial distribution of zones with no hysteresis behavior, but rather a threshold-driven shape, then a linear and almost vertical asymptotic shape, which also tends to classify these zones as contributive areas. On the contrary, most upstream stations show a strong hysteresis behavior, which show that they accumulate water at the beginning of the season, and continue to accumulate even if baseflow does not increase, and further release water as baseflow already stopped or underwent severe drop.

Different behaviors in seasonal storage are related to soil and geological features. Highly clayey areas in the west part of the catchment are overlain by permeable hardpan, which allows fast lateral subsurface flow when the water table rises above the clay horizons to feed the hardpan macropores. The threshold in such case should be rather seen as a geometrical threshold which relates a permeability interface with water table, as opposed to, for instance, storage-based thresholds which need to be fulfilled to activate preferential pathways through macropores. In other contributive zones around the *bas-fond*, and not located on clay regions, explanations for flow contributions still need some specific attention. If local measurements of hydraulic properties show a rather clayey behavior in the second horizon, the high local dispersion of measurements calls for precaution when analyzing such data. Furthermore, bioturbation is often present in the upper parts of the profile and could drive some preferential pathways lateral subsurface flows. The change of scales seems here to be fundamental. Upstream and eastern stations seem not to contribute much to baseflow, although many of them are slightly out of the catchment's borders.

The use of hybrid gravity data is of primary importance in such study, because of the footprint area of each station (<100m), which means that almost all parts of the catchment could be sampled (with more or less weight depending on the distance to the closest station). This is fundamental, because it relaxes the need for strong assumptions when interpolating point measurements (such as NP-derived soil moisture or water table). If the match between hybrid gravity data and NP-derived WSC is globally satisfying, local discrepancies could have arisen from the non-representativeness of single NP stations. A probably significant conclusion of this study is that the method combining EOF and hybrid gravity data could also be applied using microgravity data alone (*i.e.* without the high-cost backup of a SG or FG5 gravimeter), providing that WSC at the base station are known by other means (intense local hydrological monitoring, assisted with a comprehensive modeling frame). This could favor the use of lower-cost micro-gravimeters for catchment studies.

It is worth noting that due to the non-connected behavior of the upstream area, and particularly of the gravity base station, SG cannot be used as such to directly characterize storage-discharge relationships as in the work of Creutzfeldt et al., (2014), at least for the Nalohou catchment. Nevertheless, the SG site has a dynamic similar as observed in the village hand-made wells network of the Amma-Catch upper Ouémé catchment (Séguis et al., 2011b). At a larger scale, its good match with GRACE data may however suggest some comparison studies, as it is acknowledged that storage heterogeneities and storage-discharge responses may be smoothed at large scales (McGlynn et al., 2004; Creutzfeldt et al., 2014).

To track water paths and bring further constraint to the process identification framework developed here, geochemical measurements (EC, Si,...) need to be undertaken to fill the gaps in the observation system design. The goal would be to compare geochemical signature of baseflow and groundwater during the capping period. This should be accompanied with a modeling experiment, in which the contribution of hybrid gravity data as a constraint, in the same way as streamflow measurements, could be assessed.

XI.8. ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank many people who helped in acquiring, maintaining and processing data and instruments in Djougou. Particularly Sarè Tahirou who was involved into every single CG5 survey. Low uncertainties are mostly due to his quietness and rigor. Littel F. for the SG, Bernard J.D., Luck B., LeMoigne N., and Tahirou S. for FG5 measurements, Imorou I., Pagou E., Wubda M., Ouani T., Afouda S., for hydrological acquisition, and Ferhat G. for topographic mapping. This work was achieved within the frames of the ANR GHYRAF project and the AMMA-CATCH observation system. We would also like to thank the project partners who allowed the use of their infrastructures and provided valuable information and advices. From the Direction Générale de l'eau (DG-Eau, Cotonou): Gbodogbé J.C. and Zannou A., from the Abomey-Calavi university: Yalo N. Data is available upon request.

XI.9. APPENDIX A

This appendix is dedicated to Tableau XI.2, which summarizes observation wells (P), neutron probes access tubes (S) and gravimetric stations (G) available in this study.

station	depth NP (m)	depth observation wells (m)	Δh 2011 (m)	Δh 2012 (m)	mean h (m)	WSC 2011 (mm)	WSC 2012 (mm)	observation wells set-up year	depth H2-H3 (m)	depth bedrock (m)	depth clay (m)
G3/P3/S3	7	8.2	2.12 ± 0.11	5.32 ± 0	4.862	105 ± 5	250 ± 30	2009	2	-	-
G23/P23/S23	7.5	8	2.76 ± 0.12	3.58 ± 0.07	4.612	325 ± 25	360 ± 30	2011	1.5	-	-
GNAH/PNAH/SNAH	6	2/10/10/20/20	2.71 ± 0.07	4.18 ± 0.01	4.882	210.5 ± 15.5	316 ± 2	2004	2	6	-
G2/P2/S2	3.5	4.5	1.19 ± 0.01	2.94	4.15	135 ± 15	145 ± 5	2011	2	-	2
G4/P4/S4	7	8.2	2.91 ± 0.24	4.83 ± 0.01	5.588	210	300 ± 20	2011	1	-	-
FG5/PFG5/SFG5	7.5	10.6	1.8 ± 0.13	4.21	5.95	135 ± 15	245 ± 5	2009	2	-	-
G5/P5/S5	5.5	6	0.46 ± 0.01	2.64 ± 0.02	5.35	115 ± 5	215 ± 15	2011	2	-	4.5
G6/P6/S6	9	6.5	1.30 ± 0.09	3.08 ± 0.02	5.934	190 ± 10	230 ± 10	2011	2	4	-
G21/P21/S21	7.5	6.5	2.54 ± 0.13	3.65 ± 0.16	3.406	150 ± 10	185 ± 35	2011	1.5	5.5	-
G22/P22/S22	7.5	8.6	1.74 ± 0.4	3.18 ± 0.14	3.854	185 ± 45	200 ± 30	2011	1.5	5.5	-
G20/P-S20	2	3				50	120	2011	2	-	2
GM/PM/SM	2.5	7	2.92 ± 0.09	3.06 ± 0.04	4.154	85 ± 5	125 ± 5	2006	2	-	2
G19/P19/S19	3.5	3.6				100 ± 10	130 ± 10	2011	2	-	2
G18/P18/S18	4.5	3.8				130 ± 10	150 ± 10	2011	2	-	2
GTF/PTF/STF	5.5	8.5	1.36 ± 0.11	1.88 ± 0.19	2.942	159 ± 17	222 ± 6	2009	2	-	-
GDC/PDC/SDC	6	0.5/1/1/6/10	2.59 ± 0.21	2.84 ± 0.15	4.914	285 ± 25	275 ± 15	2004/2011	2	3.5	-
GDB/PDB/SDB	9	0.5/1/1/9.1	1.71 ± 0.04	3.78 ± 0.12	7.482	170	240 ± 10	2004/2011	1.5	3	-
PDA	-	1.88/0.98						2004			
PMT	-	02/10/20/20	1.77 ± 0.12	1.82	4.165			2004			
PTR	-	2/10/20/40	1.73 ± 0.06	2.07	9.455			2004			
G14/P14/S14	7	8	2.68 ± 0.01	3.68 ± 0.5	3.876	180	240 ± 10	2011	2.5	2.5	-
GNAM/PNAM/SNAM	6	2/10/10/10/20/20/20	2.03 ± 0.15	2.37 ± 0.12	3.846	216.5 ± 8.5	276.5 ± 4.5	2004	2	3	-

Tableau XI.2: available data. Summary of observation wells (P), neutron probes access tubes (S) and gravimetric stations (G) available. Depths of each access tube are also indicated. Seasonal variations of water table (Δh) and WSC from neutron probe for each year (2011, 2012). Values are averages of recharge and discharge periods and errors are deviations from this average. When available, depth of clay, bedrock, and the bottom of second horizon (H2) are also indicated.

XI.10. APPENDIX B

This appendix details the microgravity surveys: the protocol, data processing, and sensitivity analysis required in hydro-gravity studies.

XI.10.1. MICRO GRAVITY SURVEY DESIGN

General considerations

Microgravity studies for hydrology usually concern amplitudes ranging from a few microgals up to hundreds of microgals and spatial coverage of a few meters up to tens of kilometers in various environmental contexts. Depending on these conditions, specific survey designs have to be defined; in particular number of stations, locations and reoccupations, measurement times, and loop geometry (loops are needed for instrumental drift control). All these considerations impact data accuracy. For instance, instrument transportation and hence distance between stations is known to affect accuracy (McClymont et al., 2012; Masson et al., 2012; Pfeffer et al., 2013), although some authors mentioned a much weaker dependence (Lambert and Beaumont, 1977). Gettings et al., (2008) report on a number of studies using many reoccupations and/or several gravimeters to constrain drift and detect non-linear drifts and tares. Requirements and advices for high quality survey designs can be found in Seigel et al. (1995).

Expected CG5 uncertainties

One may refer to accuracy as the instrument's ability to measure the true value (the difference between measured gravity and the true gravity), to *precision* as the standard error of repeated measurements (repeatability), and to *resolution* as the smallest gravity change that can be provided by the instrument (Christiansen et al., 2011c). Because processing involves inversion for drift adjustment, one may also refer to *a posteriori precision*, or simpler as *uncertainty*, as the *a posteriori* standard deviation on each station value after drift adjustment.

Studies report on CG5 uncertainties ranging from 0.4 to 3 μgal in very favorable conditions, *e.g.* metric distances with several reoccupations (Merlet et al., 2008; Christiansen et al., 2011c). Then, the uncertainty for temporal gravity difference at a station is the square root of the quadratic sum of each uncertainty, *i.e.* 0.6 to 4.2 μgal . Finally, gravity variations are often considered significant when they are higher than twice this latter uncertainty (Jacob et al., 2010; Naujoks et al., 2010)2010; Naujoks et al., 2010, *i.e.* 1.2 to 8.4 μgal . This uncertainty calls for a rigorous protocol definition, if one has to seek such weak amplitude signal.

XI.10.2. LOOP GEOMETRIES

Number of stations and reoccupations

In this study, the target area is a very small catchment (16ha) allowing for an easy and fast transportation by foot. However, the expected spatial variations of WSC are very weak with respect to standard instrument uncertainty, seasonal WSC uphill being only about 12 μgal . Consequently, several stations reoccupations within different loops should be considered. Although some authors state that at least 3 reoccupations are needed to detect discrepancies (Ferguson et al., 2007; Christiansen et al., 2011c), we limited our survey design to only 2 reoccupations, to allow a sufficient basin coverage (number of stations), but we stayed long enough at each station to make sure the sensor was stabilized (see next section). This was found to be the best compromise between spatial coverage and expected accuracy.

CG5 network geometry

The network was composed of 15 stations within two main loops (loop=itinerary). The first loop was repeated twice in the morning and the second one twice in the afternoon. Because measurements were densified during the rainy season, rainfall was likely to occur while performing the survey. Diurnal peak of

rainfall probability occurs just after midnight (Vollmert et al., 2003), and each survey was therefore limited to one single day. In other contexts it may be worth to repeat loops over several days to improve accuracy, or to use several gravimeters when possible (Naujoks et al., 2010; Mouyen et al., 2013; Pfeffer et al., 2013). If rainfall occurred during the day, the survey was cancelled and postponed to the next day. However, as showers sometimes happen in the late afternoon (Vollmert et al., 2003; Judex and Thamm, 2008), we chose to imbricate loop 2 and 3, by replacing 3 stations from loop 2 by 3 stations from loop 3. If no rain occurred, the opposite scheme was done by replacing 3 stations from loop 4 by 3 stations from loop 2. If rain occurred in late afternoon, loop 4 was shortened or cancelled, but imbrications allowed all loops to be tied together, and therefore cancelling dependency of some stations to a single loop. For a detailed analysis and description of gravity networks, see for instance (Lambert and Beaumont, 1977; Torge, 1980).

Base station

To tie the CG5 network to the SG time series, we wished to set the reference station (first and last station of each loop) on the SG pier. However, as there was no space left on the pier and measurements were to be taken on the unstable ground (tilts of this station are the most instable ones of the whole network), the reference station was eventually set on the FG5 pier (1m³). This station was always reoccupied in less than 3 hours to preserve the drift linearity assumption. SG station remained on the network to check for possible discrepancies between FG5 and SG locations.

XI.10.3. MEASUREMENT PROTOCOL

Operators

A consequent measurement protocol had to be defined to reach the best possible accuracies. As an unknown number of operators were expected, the protocol had to be clear enough, to limit the operator subjectivity. However, this was eventually slightly relaxed, as a maximum of three people were to be involved with the transportation during the entire campaign, while only two of them were actually in charge of the measurements, and often working together.

Transportation

The instrument was carried by two operators, who held a rod on which the gravimeter bag was hung by the handles (shown in Figure XI.8.a). This was found to be an efficient way to reduce transportation effects, seen in the stabilization time of the device (see e.g. McClymont et al. (2012), their figure 4) the first minutes after setting up the instrument on a station.

Instrumental height

As vertical movements strongly impact gravity changes ($\approx 0.3\mu\text{gal}/\text{mm}$ using a nominal free air gradient), stations were pillars made of concrete (0.5 x 0.5 x 0.5 m) to limit the consequences of a soft ground. For each survey, the instrument was located exactly at the same point, and kept at the same azimuth thanks to screws stuck within the concrete pillar. The height with respect to the pillar was kept constant with the use of a brass ring fixed to one foot of the instrument's tripod, as suggested by Montgomery (1971).

CG5 shielding

The CG5 and its tripod were shielded from wind and direct sun exposure by a dustbin covered with insulating material.

Single measurement duration

The CG5 was sampling at 6Hz, averaging over 60s to produce one single measurement, standard deviation and mean error (assuming normal distribution of samples). Merlet et al., (2008) showed in their study

that the Allan deviation of their CG5 reached $1\mu\text{gal}$ after 40s, to a minimum of $0.8\mu\text{gal}$ after 85s but further increased because of tidal influence. Gettings et al., (2008) also show an example from raw 1s data (their figure 2), where running average converge at about 40s. Furthermore, after 60s, standard error on the CG5 display screen operating on the field always seems to have converged. In our quest for tradeoffs between accuracy and spatial coverage, we chose to keep 60s data, to allow for a dynamic and fast inference of instrument stability (see next paragraph).

Measurement series and stability criteria

At a station, a first set of 5 measurements were taken while the operators stayed a few meters away from the instrument, before leveling was checked a first time. Another set of measurements was then taken, and operators came to check for instrument stability roughly every 5 minutes. At any check, if tilts were out of the $0 \pm 5''$ range, the instrument was leveled again. This follows Merlet et al., (2008), who found the CG5 internal tilt correction to be accurate at the $1\mu\text{gal}$ level at $\pm 20''$. They further managed to keep the tilts within $0 \pm 3''$ in their indoor and stable pier conditions. Measurements were considered achieved (and the gravimeter stable) when all the following criteria were reached: - a minimum of 10 relevant measurements are taken, - gravity changes are $3\mu\text{gal}$ or less within 5 consecutive measurements, - there is no visible drift in the 5 last measurements ($\text{drift} < 1\mu\text{gal}/\text{mn}$).

XI.10.4. MICRO GRAVITY DATA PROCESSING

The main steps of time-lapse microgravity data processing are (1) correcting data for known temporal gravity variations during a survey; (2) selecting “good” data; (3) adjusting gravity values at stations while evaluating loops drifts, and (4) analyzing uncertainties on single measurements and temporal gravity differences.

Data corrections

All other temporal effects on gravity but local hydrology must be removed at best from the data. Earth tides and oceanic loading are calculated using a local tide model derived from the SG data (Hector et al., 2014). Atmospheric pressure effect is obtained using loading calculations, by convolving pressure fields from the operational model of the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) available at 3hrs and 0.15° resolution (Rabier et al., 2000) with the pseudostratified Green’s functions (Boy et al., 2002), using the formalism of Farrell, (1972) and Merriam (1992). This loading contribution is evaluated for angular distances larger than 0.25° from the station (called the “non-local” part) and the local contribution is computed from the local pressure records and a nominal admittance in the 0.25° radius “cylinder” around the station from the same loading model ($-0.306679\mu\text{gal}/\text{hPa}$). The ocean response is included in the non-local calculation using the MOG2D non-tidal ocean model (Carrère and Lyard, 2003) which has shown to perform better than the classical inverted barometer hypothesis (Boy and Lyard, 2008; Boy et al., 2009). Details of atmospheric corrections for the Djougou SG station can be found in Hinderer et al., (2014b) and Hector et al. (2014). Particularly, these authors showed the discrepancies between using a single scalar admittance or such loading calculations to correct for the pressure effects.

Polar motion and large scale hydrological effect are negligible ($< 0.1\mu\text{gal}$) within the time span of a single loop (see e.g. Hector et al. (2014)).

Data selection

Among the recorded measurements at each station, the first ones are usually affected by a non-linear drift due to transportation (McClymont et al., 2012). Once the gravimeter is stabilized, the time series converges, and those measurements which are within a $3\mu\text{gal}$ range are kept for least square adjustment, making sure the tilts are within the accepted range ($0 \pm 5''$) and no particular behavior is identified in the instrument internal temperature.

Least square adjustment

Once previous corrections and selections are made for each survey, gravity values at each station and drifts for each loop are adjusted using the software MCGRAVI (Beilin, 2006) based on the least square inversion scheme described by Hwang et al. (2002). A quick overview of the method can be found in Jacob et al. (2010)2010. Following several authors, we added a 5 μgal threshold to the observed standard deviations before the adjustment, such that if an observed standard deviation is below this threshold, it is set to this value (Jacob et al., 2010; Christiansen et al., 2011c; Pfeffer et al., 2013). This is done to account for systematic errors which are inherently not considered in CG5 standard deviation outputs. Particularly, Christiansen et al. (2011c) operated their CG5 on a pool from which mass variations were known, therefore controlling the accuracy (the true uncertainty). They observed that, after least square adjustment using the standard deviations from data alone, the true uncertainty is underestimated. They also noted that this threshold was subjective, and that no method to assess its value has been found yet.

Uncertainty analysis

The least square adjustment method allows the estimates of an *a posteriori* covariance matrix on gravity and drift values, given the observations and the assumption of a linear drift model. Microgravity measurements and applied corrections are affected by multiple sources of uncertainties (for a review, see for instance Christiansen et al. (2011c) and Bonvalot et al. (1998) for CG3M and CG5 meters, and Metzger et al. (2002) for L&R model D). As it is challenging to quantify each impact independently, standard errors from the least square adjustment are usually used as uncertainties estimates for a specific station measured within a specific survey. A thorough discussion on the validity of this standard error can be found in Lambert and Beaumont (1977).

Time-lapse microgravity only considers gravity changes between surveys, for which static gravity effects (free-air, Bouguer, terrain, spatial rock density structure...) cancel out. Standard error (uncertainty) on a gravity change between two surveys and for a specific station is the square root of the quadratic sum of respective standard errors for each survey.

Sensitivity analysis of microgravity data

Before interpreting residual microgravity data as local hydrology, a sensitivity analysis should be undertaken to explore other local effects on gravity, either temporal such as vertical motion, erosion and vegetation, or static such as features from the environment (topography, shelter mask or concrete pillar) which modify the WSC-to-gravity relationship data (Van Camp et al., 2006b; Kroner and Jahr, 2006; Hasan et al., 2006; Meurers et al., 2007; Creutzfeldt et al., 2008; Masson et al., 2012; Deville et al., 2012; Hector et al., 2014). For SG and FG5 base stations, one may refer to studies of Hector et al., (2013) and Hector et al., (2014).

Vertical deformation

The theoretical vertical Bouguer gradient is about $-0.2 \mu\text{gal}/\text{mm}$, and small deviations from this value are expected depending on the process leading to the vertical deformation (Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2006; De Linage et al., 2007; Mouyen et al., 2013). If the gravimeter moves vertically as a consequence of a very local process (such as monument motion), the free-air effect is rather invoked (about $-0.3 \mu\text{gal}/\text{mm}$). Montgomery (1971) already recognized that such effect could potentially alter the retrieval of the hydrological information. Multiple causes can induce local vertical motion of stations: thermal expansion of the monument and soil compaction (Romagnoli et al., 2003), or expansion due to clay swelling for instance (Hector, 2011) and so on. A 1m^3 FG5 monument sinking on sandy context has been modeled in the work of Pfeffer (2011). She found an induced gravity change of less than $3 \mu\text{gal}$, likely to occur short time after pillar construction. In our case, and with smaller pillars (0.1m^3) and measurements starting about 3 months after pillar construction, it is likely that such an effect is negligible. Same considerations apply for the 1m^3 FG5 base station which has been built more than three years before CG5 measurements started. Christiansen et al. (2011a) reported on an absence of vertical motion of their pillars after being stepped on by elephants. The effect of local zebus is therefore probably negligible. The amplitude range of thermal expansion of monuments of such size is also negligible ($<1\text{mm}$, Romagnoli et al. 2003).

As clay formations are present within the water table fluctuation zone on the basin, vertical movements are still to be expected. We conducted three leveling surveys, two during the 2011 rainy season and one in the 2012 rainy season. Results are shown in Tableau XI.3. The first survey shows the largest differences, which are quite significant for some stations (up to 13mm for station G19, $\approx 2.6\mu\text{gal}$ using the theoretical vertical gradient). However, a poor acquisition protocol with large distances between temporary leveled points in the first survey resulted in larger closure errors, of up to 14mm. It is not possible to conclude on the vertical movement based on these data only, but despite the coherent trend that we observe (which may also be partly due to the reference station), no gravity change higher than $4\mu\text{gal}$ should be due to vertical motion of the stations, and it is likely that the effect is actually much less. More specifically, it seems that western stations (G18, G19, G20 and DM) show the strongest sinking motion, which would lead to substantially increase gravity through time.

	single surveys (mm)			differences (mm)		
	29/06/2011	23/08/2011	31/08/2012	08/2011-06/2011	08/2012-08/2011	08/2012-06/2011
max. loop closure(mm)	14	4	7			
FG5	0	0	0	0	0	0
SG pier	-412	-415	-413	-3	2	-1
SG - CG5 station	-451	-453	-453	-1	0	-2
G6	-112	-103	-102	9	1	10
G23	521	518	518	-3	0	-3
G22	-4012	-4015	-4017	-4	-2	-5
G21	-5027	-5023	-5023	3	0	3
DM	-1284	-1286	-1289	-3	-3	-6
G20	-3985	-3990	-3995	-6	-5	-10
G19	-6812	-6821	-6825	-9	-4	-13
G18	-10306	-10313	-10315	-7	-2	-10
TF	-7831	-7836	-7838	-5	-3	-8
G14	-10597	-10602	-10604	-6	-2	-7
NAM	-9231		-9230			1
DB	-13214	-13208	-13205	6	3	9
DC	-11163	-11160	-11161	3	-1	2

Tableau XI.3: results from the leveling survey

Erosion rates

Erosion rates are susceptible to induce gravity changes in some contexts (Mouyen et al., 2013). Judex and Thamm (2008) report on sediment discharge for the upper Ouémé catchment and from the outputs of a calibrated/validated SWAT model, they indicate an average production rate of 0.22 t/ha/yr , with a maximum for some sub-catchments of up to 2.25 t/ha/yr . Assuming this production is homogeneous, maximum gravity effect would be less than $0.01\mu\text{gal/yr}$ (0.225 mm/yr of equivalent water thickness). However, local production rates may be higher, depending on environmental conditions. Yet it is likely that such an effect is negligible in the time span of our study (<3 years), and without field evidences of specific erosion processes.

Vegetation

In the Sudanian region and more specifically in northern Benin, non-perennial vegetation follow the monsoon cycle: plant growth follows cumulative rainfall pattern at the start of the rain season, and so do most cultures (Blanchard et al., 2007). This vegetation cover can grow densely up to 2-3m. Eventually, it is burnt by local farmers around November. One may ask the question of the potential effect on gravity of such matter- and water-storage compartment. For inducing a gravity change of $1\mu\text{gal}$ (CG5 resolution), an infinite material layer of unitary density (i.e. water) on a flat terrain should have a 24mm thickness, which

corresponds to 24 kg/m^2 . Blanchard et al., (2007) report on dry biomass lower than 1 kg/m^2 at the end of the wet season, before burning. With 90% water content, this makes a seasonal mass change of 10 kg/m^2 , hence about less than $0.5 \mu\text{gal}$.

Topographic effect

The topographic effect is computed at each CG5 station using a DEM described in previous studies (Hector et al., 2013, 2014), and merged with a 3" SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, (Farr et al., 2007)) for the far field component. The gravity effect of a layer of water spread at different depths and according to the topography is computed at each station from the extended point-mass equation provided by Leirião et al. (2009), and as a function of the extension from the station. In the case of a flat terrain, and after some distance, each solution should converge toward the Bouguer value of $0.042 \mu\text{gal/mm}$ of water (as for instance in Hector et al., (2014), their figure 4). This value is also known as the water admittance, and depends on the topography. If a gravimeter is located above a hill, the gravity effect of an infinite layer of water is higher than the Bouguer value, because more masses are present to act on the vertical gravity component with respect to a flat terrain. Computation results are shown in Figure XI.15. This figure shows the water admittance, and specific values at each station are plotted as labels. All stations have water admittance comprised between 0.034 and $0.044 \mu\text{gal/mm}$. Lower station values are found in the *bas-fond* because of the surrounding higher elevations. Negative values can be found in the valley bottom, and if gravity measurements would be taken there, gravity inversion for WSC retrieval would certainly be more complex. All stations have a small footprint area (the area from where 90% of the signal does originate) of less than 100 m , as shown in the three examples of Figure XI.15. Only stations located in the *bas-fond* exhibit some specific behavior in the near field, because of its small topographic depression.

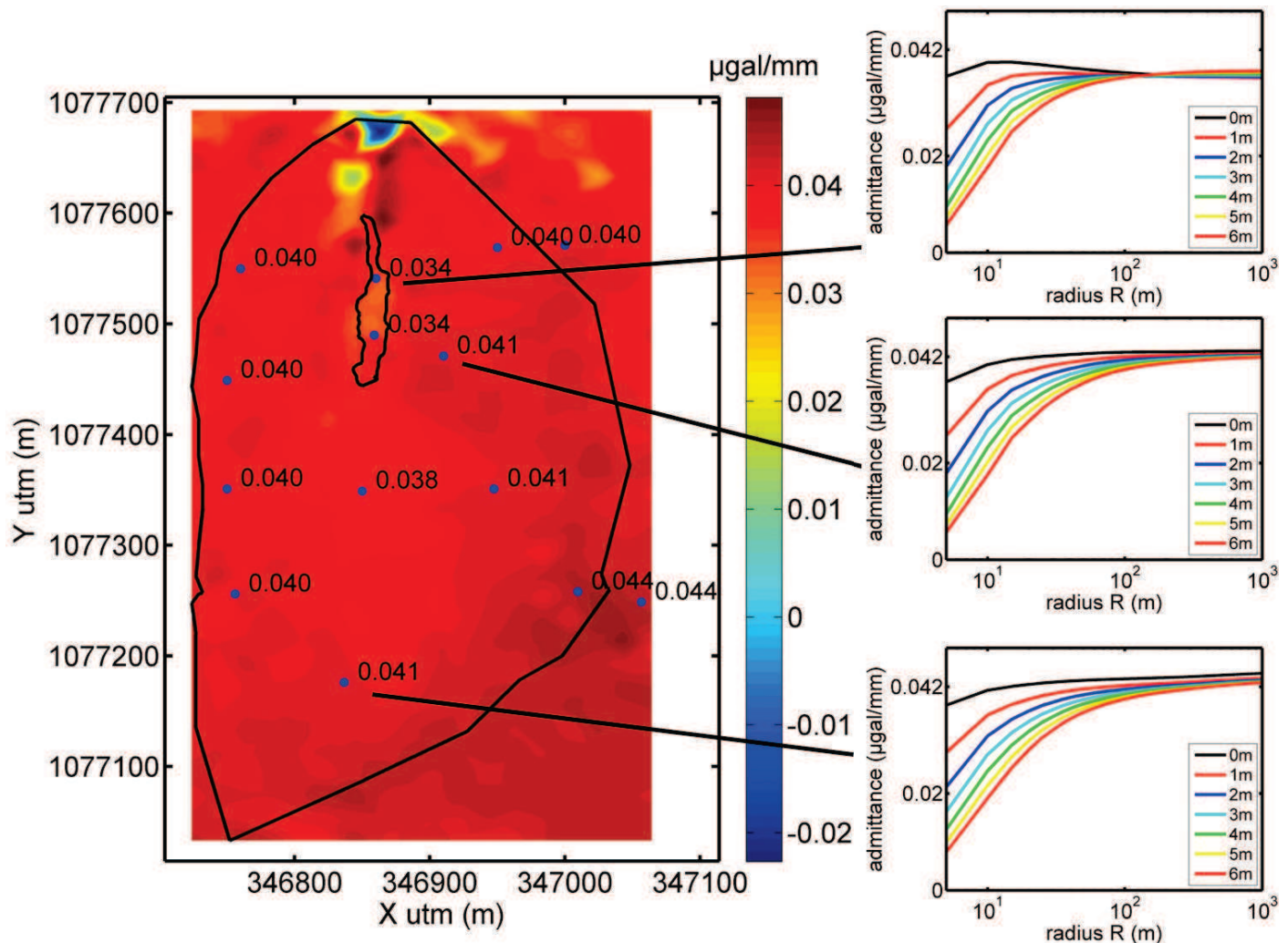


Figure XI.15: water admittance: gravity effect of a 1mm layer of water spread on the topography up to 1000m around each grid node. Values at specific stations are shown as labels in the figure. Insert plots on the right panel are water admittances for a 1mm layer of water spread on the topography up to a distance R to the station and at several depths (0-6m).

Pillar effect

No WSC can be expected from within the concrete pillar. The maximum effect from the pillar's masking role is 10% of the Bouguer plate ($4 \cdot 10^{-3} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 0.1m depth and less than 2% ($7 \cdot 10^{-4} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 1m depth, which is negligible regarding CG5 accuracies. However, when the CG5 is on the larger FG5 pillar (base station), no WSC can occur within the pillar volume, and the shelter also plays a masking role for rainfall water infiltration, stronger than for a higher elevation FG5 instrument. FG5 pillar contribution remains negligible, because the CG5 location is located on an edge, and therefore its effect is 13% of the Bouguer plate ($5.5 \cdot 10^{-3} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 0.1m depth and less than 5% ($2 \cdot 10^{-3} \mu\text{gal}/\text{mm}$) at 1m depth. The shelter masking role in Nalohou can be important for surface WSC, but it is supposed that on a seasonal time frame, water redistribution underneath the shelter lowers its actual effect. Thorough assessment of such effect can only be derived from a modeling experiment as no hydrological sensor has been installed underneath the building.

XI.11. APPENDIX C

This appendix is dedicated to Figure XI.16, which shows microgravity results (double differences), without the SG time-series added, as in the hybrid-gravity frame developed in the main text.

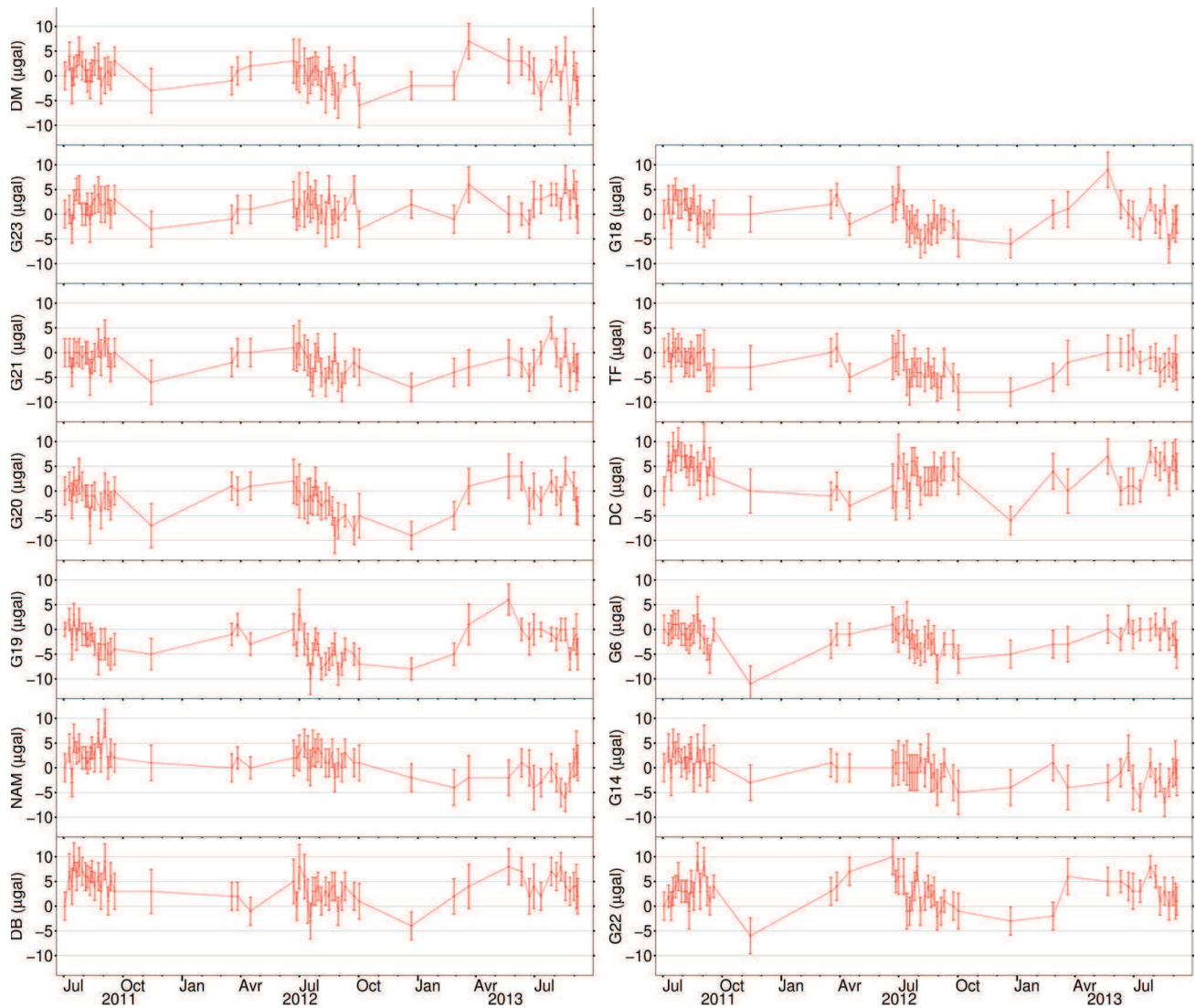


Figure XI.16: microgravity double differences with respect to the first survey.

XI.12. PRÉCISIONS

Les données complémentaires qui ont servi à l'analyse présentée dans cet article sont brièvement présentées et discutées dans cette section.

XI.12.1. TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE

Les profils électriques mentionnés dans cet article sont présentés dans la Figure XI.17. La zone conductrice à l'ouest ressort très clairement et définit les unités argileuses, également présentes mais dans une moindre mesure à l'extrémité est. La couverture en cuirasses latéritiques (hardpan, dans l'article), y est largement visible. La zone à l'est est caractérisée par une remontée du socle et une zone sus-jacente peu altérée.

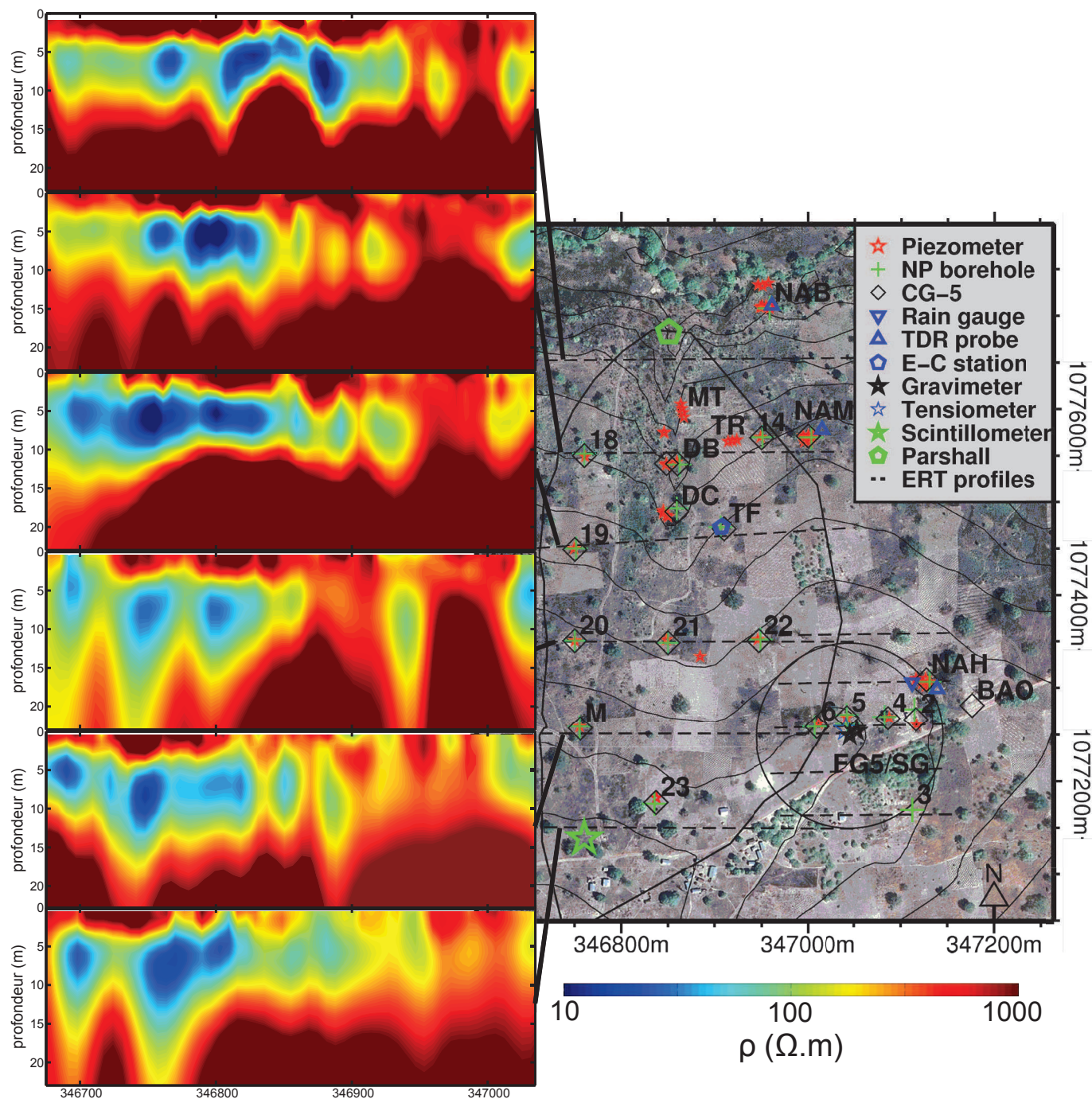


Figure XI.17: profils électriques sur le bassin de Nalohou.
Resistivity profiles on the Nalohou catchment.

XI.12.2. OBSERVATIONS D'HUMIDITÉ PAR SONDE À NEUTRONS

La Figure XI.18 présente les cartes d'humidité obtenues par sonde à neutrons avec une calibration homogène. Les seules observations de nappes perchées concernent les stations NAH, NAM, DB et DC.

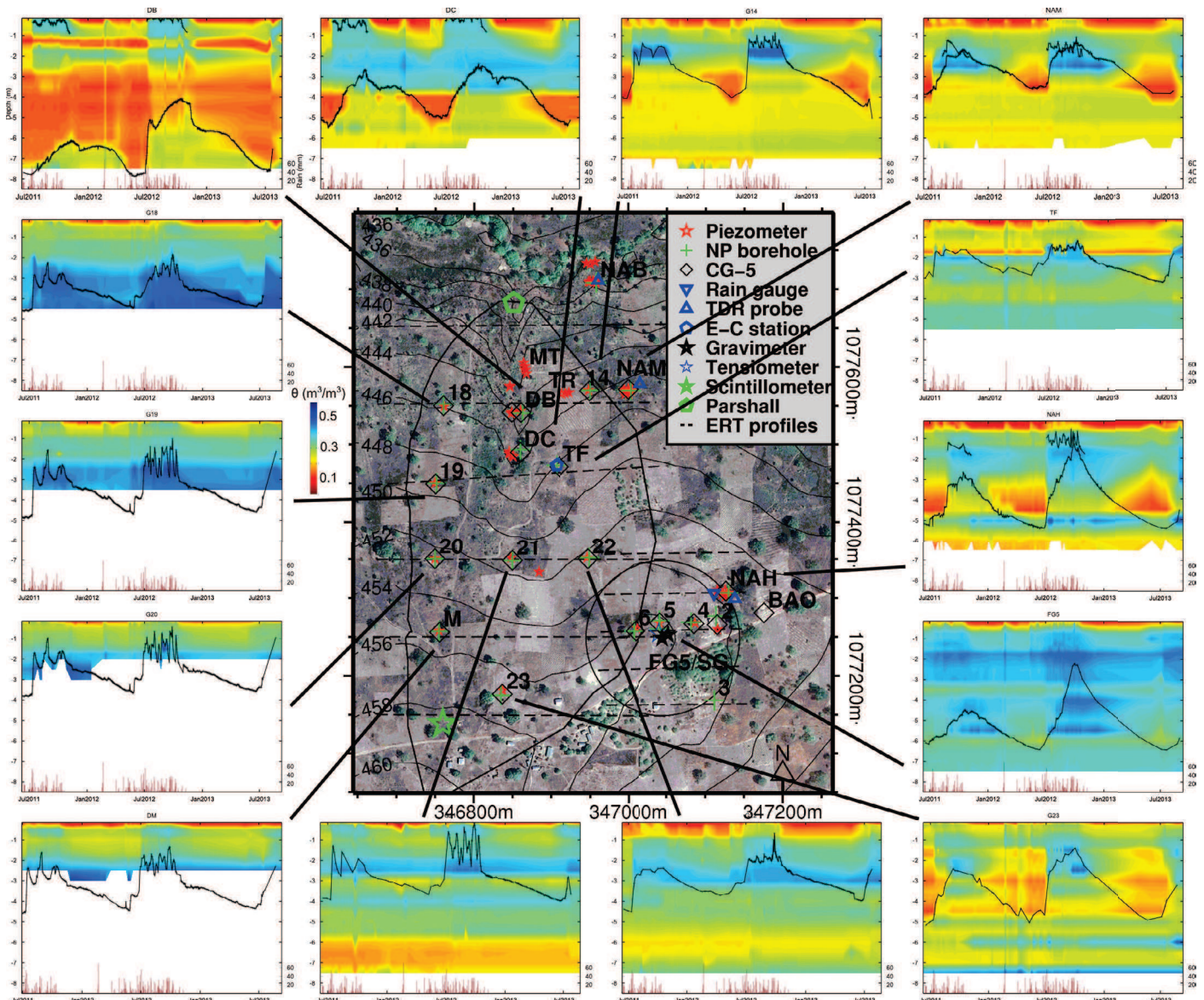


Figure XI.18: profils d'humidité (θ) par calibration standard des counting rates (CR) de la sonde à neutron : $\theta=0.61CR-0.01$, et niveaux de nappes. Profondeurs de 0 à 8.5m

Moisture profiles from standard calibration of neutron probe counting rates, and water table levels. 0-8.5m depths.

XI.12.3. NIVEAUX PIÉZOMÉTRIQUES

L'analyse des niveaux piézométriques à Nalohou se limitait jusqu'à présent au profil de la topo-séquence, et aux piézomètres du bas-fond, au comportement spécifique. Les nouveaux forages mis en œuvre au cours de ces travaux ont pu contribuer à montrer l'importance de la nappe permanente dans certaines zones du bassin versant, pour la genèse des écoulements. La Figure XI.18 illustre bien l'hétérogénéité des comportements, et tout particulièrement le caractère spécifique des piézomètres de la topo-séquence. La Figure XI.19 met en évidence la connexion de la nappe permanente au bas-fond en début de saison. L'année 2011, les écoulements se sont initiés le 13/07/2011 après quelques crues épisodiques, pour un cumul de précipitations (depuis le 1er janvier) de 395mm, et suite à d'importantes pluies (54mm le 10/07/2011, 11mm le 11/07/2011 et 45mm le 13/07/2011). Les trois piézomètres du bas-fond présentés dans la Figure XI.19 sont DA, DB et DC. Le 14/07/2011, les piézomètres de surface sont à sec, et ce sont les profondeurs de la nappe permanente du bas-fond qui sont indiquées. Le 16/07/2011, les piézomètres de surface se remplissent, et ce sont les profondeurs de la nappe perchée du bas-fond qui sont indiquées. Les piézomètres autour du bas-fond, et principalement celui de la tour de flux (TF), qui réagit le plus rapidement du fait de la faible

profondeur de la nappe permanente, commencent à se remplir à partir du 11/07/2013. La mise en place de l'écoulement de base le 13/07/2011 correspond à la mise en eau du bas-fond, maintenue par une alimentation latérale des nappes permanentes, tout particulièrement de la partie ouest du bassin de Nalohou.

On pourra également noter l'absence de réponse des piézomètres de haut de versant, situés autour du gravimètre, et pour lesquels la percolation n'a pas encore eu lieu. Il en va de même pour les piézomètres profonds de la topo-séquence, qui ont notamment contribué à la vision préalable de déconnexion des nappes permanentes avec les écoulements. Le piézomètre superficiel (0-2m) en NAH ne se met en eau qu'à partir de la mi-août, indiquant là aussi un déphasage avec le début des écoulements dans la rivière, au contraire du versant ouest du bassin de Nalohou.

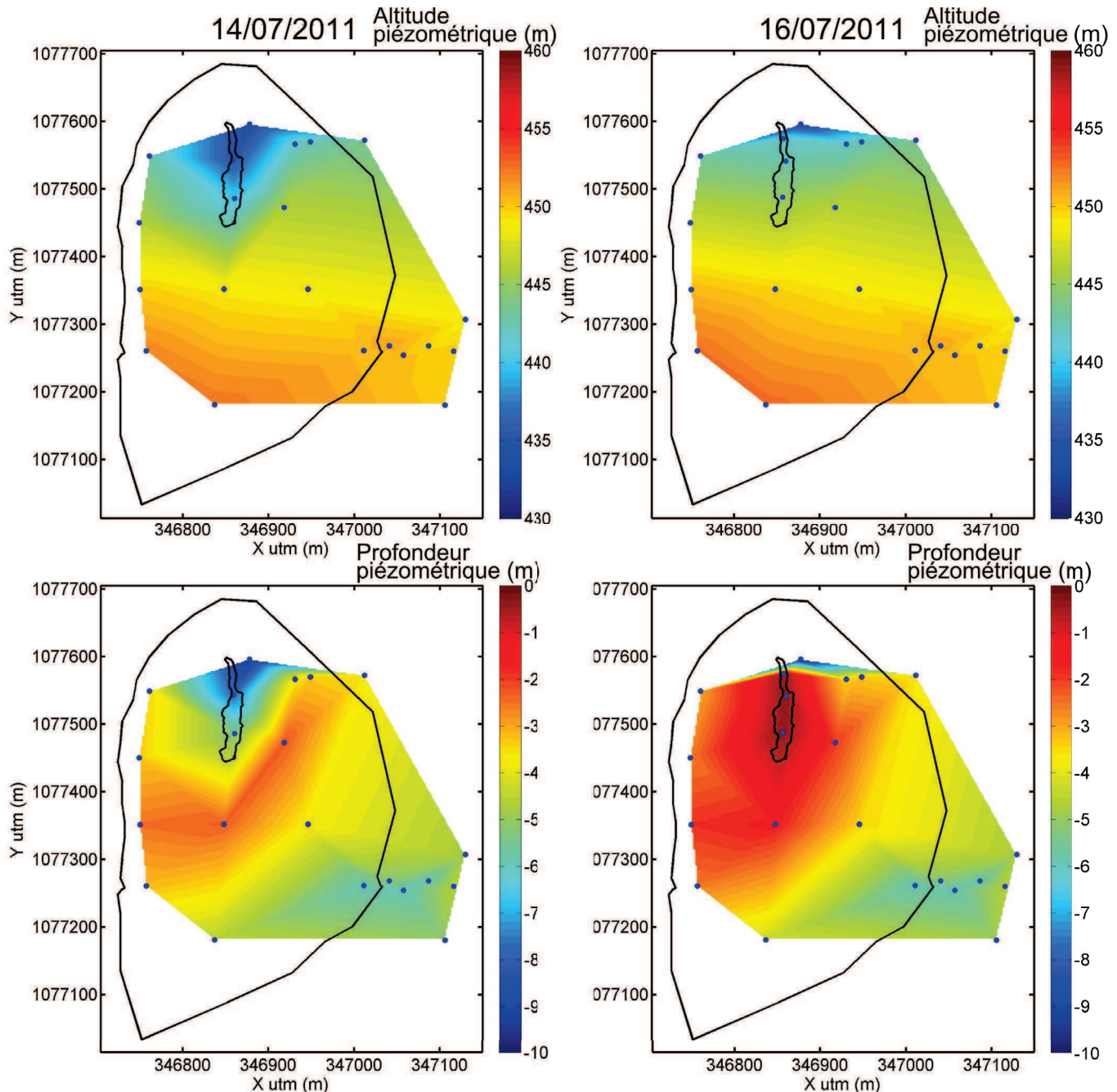


Figure XI.19: carte piézométrique (altitude et profondeur) du bassin versant de Nalohou aux premiers écoulements du *bas-fond* de la saison 2011 (le 13/07/2011).

Piezometric maps (altitude and depth) of Nalohou catchment at first flow of the 2011 year (13/07/2011).

XI.13. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE : LA GENÈSE DES ÉCOULEMENTS

Anisotropie, interfaces et macroporosité

Citant Musy and Higy (2004), Richard (2014), dans ses travaux de thèse, note deux conditions permettant l'apparition d'écoulement de subsurface :

- la décroissance de la conductivité hydraulique à saturation avec la profondeur
- une anisotropie de la conductivité hydraulique.

Partant du postulat que les nappes permanentes ne contribuaient pas aux écoulements, il a intégré une couche argileuse présentant une rupture de perméabilité à 1m de profondeur et susceptible de générer de l'écoulement de subsurface dans un modèle de versant à base physique Hydrus 2D, appliqué à la topographie de Nalohou (Richard et al., 2013). Une anisotropie de la couche sus-jacente a été ajoutée également, sans laquelle les écoulements latéraux n'étaient pas simulés.

Cette anisotropie permet également de faire le lien avec un modèle conceptuel simple de la macroporosité qui semble affecter ces couches (Robert, 2012) : les transferts verticaux lents (par la matrice poreuse) seraient différenciés des transferts latéraux rapides (par la macroporosité principalement orientée horizontalement). Cette discussion permet donc à Richard (2014) d'expliquer l'observation des sondes TDR (voir partie précédente), qui montrent un comportement bimodal : une matrice poreuse possédant une certaine rétention en saison sèche, pourrait se saturer en saison humide, et activer temporairement la macroporosité, produisant les pics de teneurs en eau observés, et justifiant le drainage plus lent de la matrice poreuse en fin de saison des pluies. Ce schéma (de combinaison macroporosité/matrice poreuse) n'étant pas pris en compte dans la modélisation ParFlow-CLM développée dans la partie précédente, il constitue une piste pour expliquer les limites de l'ajustement des simulations sur les observations TDR. Ce schéma conceptuel est en accord avec Bormann et al., (2005), qui précise également que l'activation de cette macroporosité peut permettre la recharge de la nappe permanente.

2D ou 3D?

Richard (2014) est capable de reproduire les écoulements en bas de versant, en partie par des flux latéraux non saturés par application des propriétés d'anisotropie et de rupture du K_s sur tout le versant, et transitant, en fin de parcours, via une zone saturée de subsurface à proximité du cours d'eau. La force de ce modèle est de présenter une cohérence en termes de représentation de processus entre les flux latéraux (écoulements) et verticaux (évapotranspiration), et propose donc un cadre conceptuel pour définir la représentation des processus à plus grande échelle. Au vu de la connaissance acquise dans la présente partie, on peut se poser la question des limites de la représentation « versant ». Particulièrement, Richard (2014) fait les constats suivants :

- Les écoulements sont significativement diminués lorsque les propriétés de la couche intermédiaire (à l'origine de l'écoulement de subsurface) ne sont appliquées que sur 60m au bas du versant. Ils ne sont reproduits de manière satisfaisante que lorsque la couche est appliquée à l'ensemble du versant.
- Les écoulements souffrent de quelques limites de représentation en début de saison humide (du 18 juin au 12 août 2006), où les écoulements observés, rapides et intenses, ne sont pas simulés.
- La recharge de la nappe profonde fait défaut, particulièrement à la station NAM, et ses fluctuations ne sont pas bien représentées.

On pourra également noter que la conductivité hydraulique à saturation assignée à la couche imperméable est très faible ($5.2 \cdot 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), et semble plus proche d'une argile franche telle qu'on en trouve dans l'horizon H3 que des propriétés argileuses qui peuvent être prêtés à l'horizon H2 (d'après les mesures de K_s synthétisées dans la partie précédente).

Au vu de ces constats, et des résultats de la présente partie qui propose des mécanismes de contribution de la nappe permanente, la dimension 2D du versant peut être transposée à celle du bassin versant par

l'ajout de ces processus. Les observations d'hétérogénéité au niveau de la parcelle et le besoin d'un K_s très faible pour la genèse des écoulements seraient plutôt en faveur d'une vision discontinue de la couche de perméabilité réduite, permettant de recharger localement la nappe permanente, lorsque la percolation est possible. Les écoulements originaires d'un tel versant seraient plus faibles, et nécessiteraient de faire appel aux processus identifiés dans la présente partie : d'autres zones du bassin seraient le siège d'une alimentation de subsurface par percolation rapide puis hausse de la nappe permanente dans une zone latéralement perméable, alimentant le bas-fond. La proximité de telles zones avec le bas-fond (argile, TF), et les potentielles fortes perméabilités permettraient probablement l'alimentation rapide du bas-fond en début de saison, et la genèse des premiers écoulements.

Il s'agit de l'hypothèse d'un schéma conceptuel à l'échelle du bassin versant qui demande à être testé par modélisation 3D. De plus, ce schéma demande vérification sur le terrain, notamment de la présence des couples argile-cuirasse latéritique sur les versants d'autres bas-fonds.

Une grande variété des processus, marquée par l'hétérogénéité lithologique

En faisant la synthèse de cette discussion, on constate que de nombreux mécanismes sont envisagés pour le transfert de l'eau dans le bassin versant de Nalohou, impliquant nappes perchées, zones quasi-saturées, nappes permanentes et phénomènes de seuils (activation de la macroporosité). Certains de ces mécanismes sont associés à des anisotropies (pouvant être associées à de la macroporosité) ou des ruptures de conductivité hydraulique, à l'origine d'écoulements sur des interfaces. Robert (2012) est également capable de simuler une nappe perchée au sein d'un milieu à rétention significative, en accord avec les observations d'humidité. La partie précédente a également montré la forte hétérogénéité de la zone, et les observations tensiométriques (humectation « par le bas ») ont laissé entendre une percolation hétérogène spatialement. Il est fort probable que l'ensemble de ces processus soient présents sur la zone, et qu'il faille de ce fait intégrer une démarche mixte dans leur représentation: les grandes zones argileuses, ou à lithologie spécifique de l'horizon H3, peuvent être identifiées par les méthodes géophysiques, et explicitement prises en compte dans une modélisation. En revanche, les autres processus associés à l'horizon H2 et à son interface supérieure mériteraient peut être une approche plus géostatistique, en identifiant les longueurs de corrélations pertinentes pour la genèse des écoulements.

SYNTHÈSE DE LA PARTIE

La confrontation des données hydrologiques (piézométrie, sonde à neutrons) aux données gravimétriques à l'échelle du bassin-versant de Nalohou s'est révélée très satisfaisante, et a permis de mettre en évidence des comportements spécifiques. Le bas-fond montre les plus fortes amplitudes saisonnières, et constitue la zone de collecte des eaux de subsurface. Des zones à variations de stocks limitées, déjà observées dans la partie précédente à l'échelle de la parcelle, mais dans une moindre mesure, sont identifiées. La zone à l'ouest du bassin versant est sujette à ce type de phénomène. L'hypothèse de fonctionnement qui découle de l'analyse conjointe de la lithologie par les résidus de forage et les coupes électriques est la suivante : une cuirasse latéritique à macroporosité bien connectée permettrait un transfert rapide de l'eau vers l'interface argileuse, qui conserve une humidité significative toute l'année. Un volume limité suffit à faire passer la nappe permanente au-dessus de l'interface, dans la cuirasse très perméable, générant un flux latéral rapide de subsurface, drainé par le bas-fond. Les zones amont du bassin-versant semblent contribuer également aux écoulements, sous réserve de validité du modèle simple à bilan développé ici. Toutefois, ces zones contribueraient dans une moindre mesure, mais de manière variable selon les cumuls de précipitation, tout comme les autres zones du bassin-versant, ce qui conforte les observations faites à la partie précédente.

Comparing hydrological data (water table measurements, neutron probes) and gravity data at the Nalohou catchment scale reveals specific behaviours. The bas-fond area shows the strongest seasonal storage amplitudes and captures subsurface water from other contributing areas. Areas with storage-limited behaviour, already noticed in the previous section, have been identified. Particularly, western clayey zones are concerned by such phenomenon. An hypothesis regarding redistribution processes that would lead to this kind of observation is proposed based on joint resistivity profiles and drill logs analyses: a well-connected, macroporous, hardpan allows a fast vertical water transfer to the clayey interface, which remains moist all year long. Only a limited water amount is required to rise the permanent water table above the interface and to start generating lateral subsurface flow towards the bas-fond within the permeable hardpan. Upstream zones may also contribute to the flow, yet to a lesser extent, and under assumption of validity for the simple water budget model developed here. However, these zones, as the whole catchment, are shown to respond differently to contrasted years, which seem to confirm observations made in the previous section.

CONCLUSION GÉNÉRALE

SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

Le système climatique de la mousson Ouest-Africaine génère une cohérence spatiale forte à l'échelle régionale, marquée par un caractère saisonnier et un gradient nord-sud des précipitations. Les processus d'interactions entre la surface et l'atmosphère entraînent des couplages qui peuvent être définis à ces mêmes échelles spatiales. A ce titre, les mécanismes hydrologiques d'une zone spécifique sont à la fois tributaires et moteurs des processus de plus grande échelle. Dans un contexte régional de fortes incertitudes concernant les conséquences du changement climatique (en partie du fait d'une appréciation encore limitée des couplages), et d'importante pression démographique, les études locales dédiées à la compréhension fine des processus sont nécessaires pour l'anticipation de phénomènes régionaux.

La zone soudanienne de socle est caractérisée par un climat tropical et un substratum lithologique de type cristallin, marqué par une faible capacité de stockage et une forte hétérogénéité des propriétés d'aquifères. L'évapotranspiration y constitue le terme principal du bilan hydrologique. Les écoulements représentent une contribution mineure, et sont essentiellement composés d'écoulement de base. Les études régionales révèlent des limites dans la connaissance des processus de genèse de ces écoulements, et plus généralement des mécanismes de redistribution interne des bassins-versants. Cette redistribution est susceptible de contrôler la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration dans les inter-saisons, périodes critiques et peu connues du cycle hydrologique, ainsi que la dynamique des écoulements. Une lacune importante des études régionales concerne l'évaluation de l'état des systèmes, caractérisé par leur stockage. Les bilans hydrologiques annuels établis négligent systématiquement cette variable d'état, en l'utilisant comme terme de bouclage, ou en la forçant à zéro. Si la variation interannuelle de stock est faible, et donc à moyenne annuelle nulle, son amplitude saisonnière est importante et contrôle en partie la répartition des autres termes du bilan. La gravimétrie constitue une méthode appropriée pour le suivi de ces stocks, par son caractère intégrateur et peu invasif.

La mise en place de suivi des variations gravimétriques sur le petit bassin versant de Nalohou s'est faite par le déploiement de gravimètres supraconducteur et absolu et par des campagnes microgravimétriques. Une composante nécessaire à ces travaux a concerné une *contribution aux développements méthodologiques liés à l'hydrogravimétrie*. La définition de protocoles rigoureux, les analyses de sensibilités préliminaires à l'installation de gravimètres, et la précision de corrections pour l'obtention de résidus gravimétriques exploitables se sont avérés fondamentaux pour une analyse sereine des résidus gravimétriques, attribués à l'hydrologie, signal faible s'il en est.

La gravimétrie apporte une information sur les variations de l'état du système et prend tout son intérêt lorsqu'elle est analysée conjointement à d'autres types d'informations, hydrologiques ou structurelles. Cette *démarche interdisciplinaire* a été au cœur de ces travaux, et a permis, par un fort déploiement de la mesure hydrologique (piézomètres, sonde à neutrons) et en bénéficiant de mesures électriques et électromagnétiques (RMP), de préciser l'importance de la subsurface via la lithologie, dans le cycle hydrologique d'un petit bassin versant.

L'analyse jointe des jeux de données a permis de caractériser la relation entre la mesure de la teneur en eau RMP et la porosité de drainage, tout en prenant en compte la forte hétérogénéité du substratum. Cette approche originale a pu être validée ultérieurement par la comparaison entre teneur en eau RMP et essais de pompage dans une zone voisine, et a confirmé l'apport de la gravimétrie pour la *caractérisation des propriétés d'aquifères*.

L'évapotranspiration a fait l'objet d'une tentative de caractérisation, qui s'est soldée par une limite imposée par l'effet du masque du bâtiment du gravimètre supraconducteur, et par des corrections atmosphériques souffrant d'incertitudes aux fréquences journalières.

Une analyse fine des processus à l'échelle de la parcelle définie comme la zone d'empreinte (<100m) des gravimètres, a pu être réalisée par la synthèse de l'ensemble des données disponibles. Une série de campagnes microgravimétriques a permis d'évaluer les variations spatiales de l'amplitude saisonnière des variations de stock à cette échelle, et a mis en évidence une hétérogénéité en accord avec un modèle lithologique obtenu à partir de mesures de résistivités électriques et d'une analyse des données hydrologiques. Les zones

argileuses, et celles de socle peu altéré, montrent une amplitude saisonnière plus faible qu'ailleurs, illustrant des comportements de redistribution latérale. L'application de modèles hydrologiques de complexité variable (empirique, conceptuel, et à base physique) a permis de mettre en évidence à cette échelle la nécessité d'un écoulement latéral en nappes perchées ou permanentes, variable selon les cumuls de précipitations annuels. Ce résultat a été obtenu par calage des modèles sur l'observation gravimétrique, qui montre une faible variation interannuelle de stockage, ainsi qu'une réponse relativement peu variable à des années très contrastées. Cependant, cette observation n'est pas en accord avec les mesures hydrologiques locales, ponctuelles, qui montrent par ailleurs une grande diversité de comportements. Une modélisation à base physique à trois dimensions de l'échelle de la parcelle a permis de simuler des processus de redistribution interne, en accord avec les observations de microgravimétrie, mais ne justifiant pas entièrement le suivi des gravimètres supraconducteur et absolu.

Une campagne microgravimétrique dense à l'échelle du bassin-versant a permis l'identification de processus spécifiques en accord avec l'observation hydrologique. Particulièrement, il s'avère que les zones argileuses de l'ouest du bassin versant, et surmontées d'une cuirasse latéritique à forte porosité probablement bien connectée, contribuent de manière significative aux écoulements, via un transit de subsurface vers le bas-fond au cœur de la saison des pluies. Ce bas-fond montre une forte amplitude saisonnière de stockage, qui traduit son caractère de zone d'accumulation. Dans cette configuration, d'une cuirasse surmontant une couche argileuse, les nappes permanentes fournissent donc un écoulement de subsurface, ce qui n'était pas observé dans les études antérieures. Le mécanisme de redistribution proposé implique une saturation rapide, au dessus de l'interface argileux, de la cuirasse très perméable permettant un transfert latéral rapidement sollicité une fois les argiles saturées. Sur le versant est du bassin, les processus semblent plus variés, et plus complexes. Localement, il est très probable que la nappe permanente contribue à l'alimentation du bas-fond, mais des mécanismes de transferts par nappe perchée sont également envisageables. Une forte hétérogénéité spatiale de la percolation, principalement en début de saison, est suspectée par l'analyse hydrologique au niveau de la parcelle, qui complexifie la définition d'un modèle simple de redistribution dans ce contexte hétérogène.

DISCUSSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

XI.14. GRAVIMÉTRIE POUR L'HYDROLOGIE DES VARIATIONS DE STOCK

XI.14.1. LIMITES ET VERROUS

Protocole et mise en œuvre de la mesure

La gravimétrie requiert en général un fort investissement, tant en termes financiers, par le coût élevé de ces instruments à haute technologie, qu'en termes temporels, par les efforts requis pour entretenir les instruments (SG), les transporter et les déployer (FG5), ou simplement acquérir une mesure pertinente (CG5). Si le potentiel de ces instruments pour l'hydrologie est indéniable, ils n'en restent pas moins limités par ces importantes considérations, qui empêchent à l'heure actuelle un développement rapide et un déploiement plus systématique sur les observatoires hydrologiques.

Il y a tout de même une évolution. Les gravimètres supraconducteurs étaient classiquement installés dans des perspectives d'études géodynamiques, et donc isolés au mieux des perturbations environnementales et l'hydrologie de ces sites devait faire l'objet d'une évaluation pour la correction de ses effets sur la mesure. Ces instruments ont été ensuite utilisés pour essayer de quantifier les apports à l'hydrologie, démarche qui souffrait des spécificités locales du fait de leur installation « historique » sur des sites particuliers. Plus récemment, des nouveaux instruments sont développés pour l'hydrologie, et sont peu à peu déployés autour de thématiques spécifiquement hydrologiques (*iGrav*TM, Warburton et al., 2010; Kennedy et al., 2014). En France, des instruments de ce type sont prévus dans le cadre de l'Equipex Critex, et seront déployés sur des bassins versants du RBV (réseau des bassins versants) et dédiés au suivi de la zone critique. Le présent travail a montré l'intérêt de la gravimétrie hybride, en couplant les mesures spatiales (CG5) aux mesures temporelles (SG), et suggère un déploiement ultérieur de cette combinaison d'instruments pour le suivi hydrologique.

Ce contexte fait qu'il y a presque l'émergence d'un champ disciplinaire méthodologique pour l'analyse des potentialités de la gravimétrie pour l'hydrologie, en fonction notamment des caractéristiques environnementales (topographie, processus hydrologiques dominants...). Ces études ne doivent pas être négligées, car un protocole limité pour une acquisition en micro-gravimétrie, ou une installation hasardeuse, au regard de l'hydrologie, d'un gravimètre supraconducteur, engendrerait un simple gâchis des efforts d'investissement. Pour le CG5, la recherche des faibles signaux suppose un protocole rigoureux. Autant que possible, des analyses de sensibilités devraient être entreprises. Il convient de retenir que cette méthode est lourde à mettre en œuvre, et que la série extrêmement dense obtenue dans ces travaux n'a été possible que par un investissement en temps très important, sollicitant notamment un emploi partiel d'opérateurs locaux. L'installation d'un gravimètre supraconducteur devrait systématiquement être précédée d'une estimation *a priori* des variations de gravité attendues, et selon les objectifs définis, devrait contribuer à définir le lieu d'installation d'un tel instrument, son environnement direct (bâtiment), et les éventuels suivis hydrologiques complémentaires à mettre en œuvre.

Corrections et perturbations

Une limite significative à l'analyse des phénomènes hydrologiques rapides (<1jour) est posée par la correction atmosphérique qui, si elle se base sur une approche physique rigoureuse du calcul de charge, reste dépendante de la résolution (temporelle et spatiale) et de la précision des modèles atmosphériques. La zone locale (<25km) autour de la station concentre l'essentiel de l'effet, et du fait des incertitudes quant aux sorties de modèles, ce sont les mesures barométriques locales qui sont utilisées pour y caractériser le comportement de l'atmosphère (e.g. Klügel et al., 2013; Hinderer et al., 2014). Or, à ces fréquences, des mouvements convectifs peuvent sensiblement affecter l'hypothèse hydrostatique généralement employée. Les effets de température (e.g. Simon, 2002), susceptibles d'engendrer des oscillations dans la position du

centre de masse de la colonne atmosphérique, sont également trop peu souvent évalués, et mériteraient une attention particulière.

Les travaux développés au cours de ces travaux sur le terrain de Nalohou ont montré la nécessité de joindre un contrôle rigoureux du déplacement vertical des stations. GPS et campagnes altimétriques sont de mise pour contraindre ces effets. Dans le cadre de ce travail, un développement limité de telles approches maintient une ambiguïté dans l'interprétation de la réponse de certaines stations, comme la station G6, située sur une zone peu altérée, mais qui semble affectée par un déplacement vertical. L'absence de contraste observé entre les années 2010-2011-2012 dans la série du gravimètre supraconducteur, si des phénomènes hydrologiques peuvent la justifier, peut être due en partie à des réponses différentes du déplacement du sol aux cumuls de précipitations.

Obtenir une série complète et sans lacunes ou décrochements avec un gravimètre supraconducteur est très difficile, du fait de la complexité de cet instrument. Des problèmes instrumentaux, coupures ou autres déficiences, entraînent généralement des perturbations du signal pouvant être plus ou moins graves. Ceci est tout particulièrement vrai dans certaines zones, comme à Nalohou, où le maintien d'une alimentation électrique stable et permanente est un vrai défi. Ainsi, autant l'analyse de périodes courtes, sans perturbations, peut être conduite avec une relative certitude (à la précision des corrections appliquées près), autant l'analyse des plus longues périodes, saisonnières à interannuelles, peut être sujette à caution lorsque des décrochements sont survenus. Le contrôle de la série par des mesures régulières de gravimétrie absolue est à ce titre nécessaire. Un modèle hydrologique capable de reproduire les variations de stock sur des périodes courtes permet de corriger au mieux ces décrochements, particulièrement lorsqu'ils surviennent conjointement à un évènement hydrologique. Ce cas de figure est régulièrement rencontré à Nalohou. Deux modèles ont pu être identifiés (HYDRUS 1D et un modèle conceptuel à réservoirs) qui, sous réserve d'un forçage précisé du terme de perte latérale, seront appropriés à la correction des décrochements de courte période.

La variation de stock mesurée par gravimétrie

L'obtention de séries temporelles de stock d'eau à partir de la gravimétrie n'est pas si triviale, c'est pour cette raison qu'aucune série n'a été proposée. En effet, si le problème direct est relativement simple (calcul de l'effet gravimétrique d'une distribution de volumes d'eau), le problème inverse l'est beaucoup moins, du fait de l'équivalence des solutions, dû au caractère intégrateur de la gravimétrie. Ainsi, l'approche directe de modélisation est préférée, qui permet de construire une représentation des variations de stock d'eau (donc un « choix » parmi les solutions équivalentes de l'inversion) à partir des processus identifiés, et avec un contrôle (calage) par la gravimétrie. Il est bien entendu peu probable que l'effet gravimétrique modélisé soit en parfait accord avec la mesure. Cependant, l'hétérogénéité de la zone, ainsi que le masque du bâtiment, et dans une moindre mesure, la topographie, rendent hasardeux le fait de proposer une série de variations de stock à partir de la mesure seule, avec une admittance scalaire (relation linéaire) par exemple.

XI.14.2. PERSPECTIVES

Synergie avec les méthodes de proche surface

La RMP est une méthode géophysique particulièrement intéressante pour la caractérisation de la ressource en eau, du fait de sa sensibilité directe aux volumes d'eau souterraine (zone saturée). Son déploiement relativement rapide sur le terrain en fait une méthode de choix pour la définition de sites de forages hydrologiques. Cette méthode est en constant développement (e.g. Chevalier et al., 2014), et la gravimétrie a pu contribuer à préciser les relations liant la porosité de drainage et la teneur en eau observée par RMP, par ailleurs uniquement obtenues à partir d'essais de pompage. La synergie de ces deux méthodes géophysiques non-invasives se définit dans leurs sensibilités respectives : la gravimétrie donne accès à une information temporelle, importante à la gestion de la ressource (recharge et déplétion des aquifères), tandis que la RMP apporte une information essentiellement statique sur les volumes accessibles, importante pour l'exploitant de la ressource. Une discussion sur les sensibilités respectives de ces deux méthodes est disponible dans les travaux de Pfeffer (2011).

D'une manière plus générale, ces travaux à forte dimension interdisciplinaire (ou systémique, pour renouer avec le développement de l'introduction générale), ont confirmé la nécessité des approches mixtes hydrologiques et géophysiques pour l'étude de la dynamique des variations de stock. La gravimétrie seule apporte une information, mais révèle tout son intérêt lorsqu'elle est couplée à d'autres méthodes (électriques, électromagnétiques, hydrologiques). Ces travaux ont essentiellement consisté en la synthèse et l'acquisition de nombreux jeux de données de diverses natures, dans l'objectif d'améliorer la compréhension du système hydrologique du petit bassin versant de Nalohou. Ferré et al., (2009) définissent cette approche classique comme une *inversion hydrogéophysique*. Une étape ultérieure pourrait donc consister en la prise en compte plus quantitative de l'ensemble de ces informations, dans un schéma de modélisation hydrologique à base physique. Une *inversion hydrogéophysique couplée* (Ferré et al., 2009) des paramètres (hydrodynamiques, structuraux et géophysique) d'un tel modèle pourrait permettre de formaliser les connaissances acquises et d'évaluer leur pertinence respective (e.g. Herckenrath et al., 2012; Busch et al., 2013; Hesse and Stadler, 2014).

Les masses, mais aussi les distances

Au-delà de la détermination des variations de stock, en termes quantitatifs, que permet la gravimétrie, sa sensibilité à l'éloignement et à la position des sources ainsi que son caractère intégrateur permettent implicitement une imagerie des processus de redistribution d'eau. Par exemple, le transfert d'eau le long d'un versant, faisant suite à une précipitation, aura un caractère unique dans sa dynamique temporelle enregistrée par un gravimètre supraconducteur, selon la position de ce dernier par rapport aux variations de stock. Un contrôle supplémentaire peut être apporté en termes spatiaux par un déploiement de micro-gravimétrie de terrain. Il est probable que la cible événementielle, encore peu analysée, possède un potentiel intéressant pour l'hydrogravimétrie, lorsque des couples (SG, CG5) seront disponibles sur des bassins versants spécifiques. Il serait particulièrement intéressant d'étudier le comportement en station d'un petit réseau de CG5 (plusieurs instruments) lors du passage d'un front de précipitations significatives. Les redistributions rapides d'eau pourraient ainsi être imagées, et permettre de caler un modèle simple de redistribution interne d'eau dans le versant. L'identification des zones contributives, voire de chemins préférentiels ou de mécanismes particuliers est possible sous certaines conditions. A Nalohou, la mise en station de gravimètres CG5 à l'aplomb des zones argileuses, du bas-fond, et des zones altérées pourrait mettre en évidence des dynamiques rapides, si le cumul de précipitation est suffisamment important (résolution du CG5 : $1\mu\text{Gal} \sim 24\text{mm}$).

Une approche statique à revaloriser ?

La micro-gravimétrie classique, statique, apporte une contrainte supplémentaire sur la répartition des densités en profondeur, et est susceptible d'imager le substratum. Or il a été montré l'importance de la lithologie dans la genèse des écoulements. Si une analyse statique de données de micro-gravimétrie n'a pas pu être entreprise durant cette thèse, par manque de temps, un tel projet est en cours de montage à Nalohou. Une telle démarche permettrait une contrainte supplémentaire à une inversion hydrogéophysique couplée (e.g. Naujoks et al., (2010)). Ce type d'approche mériterait à être plus systématiquement associé aux suivis gravimétriques temporels, afin de tirer le meilleur parti de l'instrument disponible.

Gravimétrie hybride et EOF

L'une des conclusions de la dernière partie concerne l'intérêt à déployer un réseau de gravimétrie hybride à l'échelle d'un petit bassin versant, même hétérogène. Le caractère intégrateur de la mesure permet une couverture relativement significative d'un petit bassin, avec seulement quelques stations. Les techniques d'interpolation habituellement mises en œuvre, et sensibles au caractère ponctuel des mesures classiques (piézométrie, sonde d'humidité), supposeraient dans ce cas des hypothèses moins fortes, et pourraient (sous réserve d'un peu de développement, lié notamment à la dépendance de la mesure à la distance aux sources) produire des estimations relativement fiables des variations de stocks à l'échelle du bassin. Bien entendu, à la limite de la précision instrumentale près. En termes d'identification de comportements, la méthode mise en œuvre par EOF, qui se focalise sur la part du signal contenant la plus forte variance (ici l'amplitude saisonnière), aurait pu se passer de la mesure du gravimètre supraconducteur par une simple approximation de la variation saisonnière à la station de base. Par ailleurs, une estimation rigoureuse de ces variations de stocks,

par d'autres mesures disponibles (lysimètre, si le site s'y prête, par exemple), permettraient également, dans une certaine mesure, de s'affranchir du gravimètre supraconducteur.

Quelques enjeux pour l'hydrologie

La gravimétrie apporte une information essentielle à l'hydrologie, sur l'état interne des bassins-versants, et donc potentiellement sur les mécanismes de redistribution. Ces processus de redistribution interne sont encore source d'incertitudes et bénéficieraient largement d'un déploiement de ces techniques d'observations (Soulsby et al., 2008; Tetzlaff et al., 2011; McNamara et al., 2011). Les techniques traditionnelles reposant sur des mesures ponctuelles associant un procédé d'interpolation spatiale (e.g. Bárdossy and Lehmann, 1998) sont limitées par la représentativité d'une mesure ponctuelle, et l'étape de calibration souvent requise. Les problèmes posés par la sonde à neutrons au cours de ces travaux en sont une illustration particulièrement parlante.

L'évapotranspiration est un terme du bilan hydrologique difficile à mesurer. La contrainte qu'apporte la gravimétrie sur les variations de stock, si les autres flux entrants et sortants sont mesurés, permet donc théoriquement d'obtenir l'évapotranspiration. De plus, le flux d'évapotranspiration (perte de masse du système sol) est à la limite de détectabilité par un gravimètre supraconducteur (partie II), et mériterait une investigation plus poussée, par exemple en s'affranchissant d'un bâtiment, et en développant au mieux la correction atmosphérique. Les nouveaux instruments de type *iGrav*, pouvant être déployés sur le terrain avec un minimum de logistique opérationnelle (par rapport aux gravimètres d'observatoire), peuvent être isolés par un simple caisson, limitant fortement les effets de masque de bâtiment (e.g. Kennedy et al., 2014, leur figure 2), et permettant de ce fait une sensibilité maximale au flux d'évapotranspiration.

La très bonne concordance entre la mesure gravimétrique sol et la mesure GRACE requiert une analyse plus détaillée. Le maintien du gravimètre supraconducteur est donc nécessaire sur le long terme pour étudier la pertinence de cet accord. De plus, par analogie aux tendances interannuelles observées dans les chroniques piézométriques les plus longues, les variations interannuelles de stock méritent une attention particulière. Celles-ci ont été limitées par la durée de la présente étude, mais justifient également le maintien d'un tel instrument sur site. Si, au niveau du gravimètre supraconducteur, l'interprétation bute sur la complexité du milieu à l'échelle locale, le signal GRACE et les stocks hydrologiques issus de la modélisation mériteraient également confrontation, à méso-échelle.

XI.15. HYDROLOGIE DE LA ZONE SOUDANIENNE DE SOCLE

Quelle contribution réelle aux écoulements ? Vers une approche encore plus interdisciplinaire

L'analyse bibliographique de la première partie montre que la contribution des nappes permanentes aux écoulements est perçue comme nulle dans la zone. Les présents travaux convergent pourtant vers une contribution significative de cette zone saturée à l'alimentation du bas-fond de Nalohou, à l'origine des écoulements de subsurface. Ce constat est pourtant en désaccord avec les analyses de la chimie des eaux (Kamagaté et al., 2007; Séguis et al., 2011b), qui montrent une teneur en Si et une conductivité électrique très différentes entre les eaux de rivière et celles des nappes. Cependant, ces observations restent à préciser, car les mesures souffrent d'importantes lacunes, et une stratification possible des mélanges n'a pas été analysée. Les mesures ont pu être effectuées dans des horizons plus profonds que ceux sollicités rapidement pour les redistributions latérales. Des piézomètres crépinés directement aux interfaces de perméabilités observés (e.g. argile-cuirasse latéritique) permettraient de certifier les caractéristiques de ces eaux.

Une lithologie à signature hydrologique spécifique ? De l'importance des argiles

En zone soudanienne de socle, la zone critique est très fortement influencée par le substratum géologique, comme cette étude a pu contribuer à le montrer. Ce substratum contrôle notamment pour partie les processus d'altération, par exemple par le pendage des couches, qui induit des transferts localisés de redistribution des particules lessivées. Des séquences-types sont donc identifiables sur le terrain, comme

ces zones argileuses, préservées de l'érosion par une cuirasse latéritique très développée. Dans l'ensemble, une caractérisation précise de l'histoire pédologique de la zone fait sensiblement défaut. Les structures des sols, jusqu'au substratum peu altéré, mériteraient à être classifiées en de grands ensembles, en lien avec leur potentiel comportement hydrologique, pour clarifier une vision de plus grande échelle.

Ces travaux ont contribué à montrer le rôle essentiel des zones argileuses dans la genèse des écoulements. Ces zones maintiennent une humidité significative toute l'année, et sont susceptibles de se saturer rapidement. Les conséquences en sont une saturation rapide des niveaux sus-jacents, plus perméables et susceptibles de redistributions de subsurface plus ou moins rapides. L'impact de ces argiles sur la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration en saison sèche est à préciser, et pourrait alimenter les discussions quant aux contributions spatiales relatives à l'évapotranspiration (Guyot et al., 2009; Descloitres et al., 2011).

De manière plus générale, si l'information pédologique possède une signature hydrologique particulière (par des flux d'évapotranspirations distincts aux inter-saisons, sous couvert similaire, par exemple), alors son identification par télédétection est peut être envisageable. Le bassin-versant de l'Ara, qui bénéficie d'une bonne connaissance de sa structure, pourrait servir de base à des tests d'identification. Par exemple, la mission THIRSTY (Lagouarde et al., 2013) proposera prochainement une couverture globale de la température de surface par une mesure dans l'infrarouge thermique à haute résolution spatiale (60-80m), et temporelle (3 jours en zone tropicale). Les bas-fonds, et autres zones particulières (cuirasses, argiles) à signature spécifique notamment dans les inter-saisons, pourraient faire l'objet d'une caractérisation spatialisée, bien contrainte par les observations locales sur l'Ara. En complément, un suivi saisonnier par microgravimétrie des bas-fonds et des argiles identifiables à l'échelle du bassin de l'Ara par la cartographie EM34 (Figure IV.5), pourrait confirmer les tendances saisonnières du stockage. La précision de la mesure étant sensible aux distances du transport, un protocole rigoureux devrait être mis en place. Cependant, une densification temporelle n'est pas nécessaire pour l'identification du comportement saisonnier, et permettrait de se focaliser sur quelques périodes de mesures, pour lesquelles de nombreuses répétitions du réseau seraient à envisager.

Des mécanismes de redistribution variés

De nombreux mécanismes de redistributions de subsurface sont possibles à Nalohou, en lien étroit avec la forte hétérogénéité de la lithologie. Nappes perchées, nappes permanentes, zones quai-saturées ou phénomènes de seuil (activation de la macroporosité) sont autant de mécanismes invoqués pour justifier les observations. La percolation est fortement hétérogène, et il est fort probable que la plupart des mécanismes identifiés soient effectivement pertinents. D'autres mécanismes pourraient également être présents, comme le « fill and spill » (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006b), qui considère l'activation d'écoulements de subsurface quand des niveaux saturés, dans des dépressions pouvant être liées à la topographie d'un horizon imperméable, dépassent un certain seuil et se connectent aux autres zones saturées latéralement. Ce type de mécanisme répond à des seuils de stockage et pourrait également justifier les observations faites par gravimétrie. Une autre question posée par ce constat de la complexité des redistributions internes du bassin versant est celle de sa représentation. Les grandes unités argileuses ou à lithologie spécifique peuvent éventuellement être identifiées par les méthodes géophysiques (e.g. EM34) jusqu'à une certaine échelle, mais les processus liés à l'hétérogénéité de la plus proche surface (horizon H2, hors cuirasse) mériteraient peut être une approche plus géostatistique, en identifiant les longueurs de corrélations pertinentes pour la genèse des écoulements. Une telle approche suppose toutefois une mise en œuvre lourde sur le terrain.

Des périodes critiques : les inter-saisons

L'ensemble des observations et des tentatives de modélisation montre que la dynamique des phénomènes agissant en début (et fin) de saison des pluies sont complexes, et souffrent encore de lacunes dans leur représentation (Guyot, 2010; Robert, 2012; Richard, 2014; Mamadou et al., 2014). Les quelques éléments de modélisation développés dans cette étude ne dérogent pas à la règle. Cette complexité provient en partie de l'hétérogénéité du substratum, qui fait qu'en début de saison par exemple, l'eau pourra percoler dans certaines zones et s'accumuler, voire contribuer rapidement aux premiers écoulements, épisodiques, tandis qu'en d'autres lieux, elle sera reprise plus rapidement par évapotranspiration. Ces périodes doivent

être la cible d'études spécifiques, et définissent des enjeux importants pour la modélisation.

Des perspectives pour les études de scénario

La synthèse des informations acquises au cours de ces travaux est en cours de formalisation dans un modèle hydrologique à base physique (ParFlow-CLM) du bassin-versant de Nalohou. Le modèle lithologique, le maillage du modèle numérique, les propriétés hydrodynamiques, les caractéristiques de végétation et les forçages sont renseignés, et seules quelques lacunes techniques ont empêché la prise en compte de premiers résultats dans ce mémoire. Ce modèle, capable de produire écoulement de surface et de subsurface, a pour objectif de synthétiser les connaissances acquises sur le bassin-versant de Nalohou, représentatif d'un milieu de type jachère/culture avec un bas-fond pour exutoire, dans un contexte lithologique hétérogène typique de la zone de socle soudanienne. Si le modèle se montre capable de reproduire de manière satisfaisante le nombre conséquent des observations disponibles (évapotranspiration, profondeurs piézométriques, gravité, variations de stocks, écoulements) et définies à des échelles distinctes, des études de scénarios pourront être menées. Le rôle des arbres dans le contrôle de l'évapotranspiration, et potentiellement des écoulements pourra être précisé, par exemple en densifiant virtuellement la couverture ligneuse du bassin. Ceci permettrait d'analyser la réponse du milieu au changement d'usage des sols qui affecte une grande partie de la zone soudanienne de socle sous conséquences de pressions démographiques. L'analyse de scénarios climatiques serait également envisageable à ce titre. De plus, les informations disponibles sur le bassin versant de Nalohou sont pour la plupart transposables à l'échelle de l'Ara, qui pourrait constituer la cible d'une étape ultérieure de modélisation.

Une approche « terrain » toujours nécessaire

Encore aujourd'hui, à l'heure du développement massif de la télédétection et des modèles globaux, l'approche terrain montre son importance. Les produits, mesures, interprétations et modèles développés à l'échelle supérieure, régionale ou globale, reposent finalement sur des processus identifiés bien souvent au sol, dont on est emmené à peser la diversité et la complexité. Cette part de l'étude du cycle hydrologique doit donc poursuivre son cheminement vers une prise en compte intégrée des systèmes environnementaux locaux. C'est très certainement à cette échelle que seront les grands enjeux de demain.

RÉFÉRENCES

- Abdoulaye, A.R., 2006, Gestion des eaux pluviales en milieu urbain pour un développement durable: Cas de la ville de Parakou: Université Abomey-Calavi Mémoire de DEA.
- Abidin, H.Z., Andreas, H., Gumilar, I., Sidiq, T.P., and Fukuda, Y., 2013, Land subsidence in coastal city of Semarang (Indonesia): characteristics, impacts and causes: *Geomatics Natural Hazards & Risk*, v. 4, p. 226–240, doi: 10.1080/19475705.2012.692336.
- Achidi, J.B., Bourguet, L., Elsaesser, R., Legier, A., Paulvé, E., and Tribouillard, N., 2012, Carte hydrogéologique du Bénin: GIZ.
- Affaton, P., 1990, Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Pan-africain (600 plus ou moins 50 Ma) [Thèse de doctorat]: ORSTOM.
- AIEA, 2003, Les sondes à neutrons et à rayons gamma: Leurs applications en agronomie:.
- Ajayi, A.E., van de Giesen, N., and Vlek, P., 2008, A numerical model for simulating Hortonian overland flow on tropical hillslopes with vegetation elements: *Hydrological Processes*, v. 22, p. 1107–1118, doi: 10.1002/hyp.6665.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., and others, 1998, Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56: FAO, Rome, v. 300, p. 6541.
- Allis, R.G., and Hunt, T.M., 1986, Analysis of exploitation-induced gravity changes at Wairakei Geothermal Field: *Geophysics*, v. 51, p. 1647–1660, doi: 10.1190/1.1442214.
- Alnes, H., Eiken, O., and Stenvold, T., 2008, Monitoring gas production and CO₂ injection at the Sleipner field using time-lapse gravimetry: *Geophysics*, v. 73, p. WA155–WA161, doi: 10.1190/1.2991119.
- Ambroise, B., 1999, La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant: processus, facteurs, modèles: Bucarest, Ed. HGA, 200 p.
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., and Belleudy, P., 2010, Increasing River Flows in the Sahel?: *Water*, v. 2, p. 170–199, doi: 10.3390/w2020170.
- Anderson, A.E., Weiler, M., Alila, Y., and Hudson, R.O., 2010, Piezometric response in zones of a watershed with lateral preferential flow as a first-order control on subsurface flow: *Hydrological Processes*, v. 24, p. 2237–2247, doi: 10.1002/hyp.7662.
- Andriessse, W., Fresco, L.O., Van Duivenbooden, N., and Windmeijer, P.N., 1994, Multi-scale characterization of inland valley agroecosystems in West Africa: *NJAS wageningen journal of life sciences*, v. 42, p. 159–179.
- Ashby, S.F., and Falgout, R.D., 1996, A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations: *Nuclear Science and Engineering*, v. 124, p. 145–159.
- Balek, J., 2006, Hydrology of wetlands in the headwaters of great African rivers, in *Environmental Role of Wetlands in Headwaters*, Springer, p. 203–210.
- Balek, J., and Perry, J.E., 1973, Hydrology of seasonally inundated African headwater swamps: *Journal of Hydrology*, v. 19, p. 227–249, doi: 10.1016/0022-1694(73)90082-6.
- Balme, M., Galle, S., and Lebel, T., 2005, Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger: *Science et changements planétaires / Sécheresse*, v. 16, p. 15–22.
- Banwart, S., Chorover, J., Gaillardet, J., Sparks, D., White, T., Anderson, S., Aufdenkampe, A., Bernasconi, S., Brantley, S.L., Chadwick, O., Dietrich, W.E., Duffy, C., Goldhaber, M., Lehnert, K., et al., 2013, Sustaining Earth's Critical Zone - Basic Science and Interdisciplinary Solutions for Global Challenges: The University of Sheffield Proposal, 48 p.
- Banwart, S., Menon, M., Bernasconi, S.M., Bloem, J., Blum, W.E.H., Souza, D.M. de, Davidsdotir, B., Duffy, C., Lair, G.J., Kram, P., Lamacova, A., Lundin, L., Nikolaidis, N.P., Novak, M., et al., 2012, Soil processes and functions across an international network of Critical Zone Observatories: Introduction to experimental methods and initial results: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 344, p. 758–772, doi: 10.1016/j.crte.2012.10.007.
- Le Barbé, L., Lebel, T., and Tapsoba, D., 2002, Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90.: *Journal of Climate*, v. 15, p. 187–202, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2.
- Barbier, E.B., 2000, The economic linkages between rural poverty and land degradation: some evidence from Africa: *Agriculture, Ecosystems & Environment*, v. 82, p. 355–370, doi: 10.1016/S0167-8809(00)00237-1.
- Barbier, N., Couteron, P., Lejoly, J., Deblauwe, V., and Lejeune, O., 2006, Self-organized vegetation patterning as a fingerprint of climate and human impact on semi-arid ecosystems: *Journal of Ecology*, v. 94, p. 537–547, doi: 10.1111/j.1365-2745.2006.01126.x.
- Barbier, B., Ouedraogo, H., Dembélé, Y., Yacouba, H., Barry, B., and Jamin, J.-Y., 2011, L'agriculture irriguée dans le Sahel ouest-africain: *Cahiers Agricultures*, v. 20, p. 24–33.
- Bárdossy, A., and Lehmann, W., 1998, Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis: *Journal of Hydrology*, v. 206, p. 1–15, doi: 10.1016/S0022-1694(97)00152-2.
- Bargués Tobella, A., Reese, H., Almaw, A., Bayala, J., Malmer, A., Laudon, H., and Ilstedt, U., 2014, The effect of trees on preferential flow and soil infiltrability in an agroforestry parkland in semiarid Burkina Faso: *Water Resources Research*, doi: 10.1002/2013WR015197.
- Baroncini-Turricchia, G., Francés, A.P., Lubczynski, M.W., Martínez-Fernández, J., and Roy, J., 2014, Integrating MRS data with hydrologic model-Carrizal Catchment (Spain): *Near Surface Geophysics*, v. 12, p. 255–269.
- Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., and Fernandez, J., 2008, 4D volcano gravimetry: *Geophysics*, v. 73, p. WA3–WA18, doi: 10.1190/1.2977792.
- Bazie, P., Dieng, B., and Ackerer, P., 1995, Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien: application à l'estimation de la recharge des nappes: *Revue des sciences de l'eau*, v. 8, p. 237, doi: 10.7202/705221ar.
- Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.-C., Dukhan, M., and Bantsimba, C., 1999, Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 173, p. 413–424, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00245-9.

- Beilin, J., 2006, Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français [Master thesis]: Inst. Géogr. Natl.
- Beven, K., 2014, "Here we have a system in which liquid water is moving; let's just get at the physics of it" (Penman 1965): Hydrology research,, doi: 10.2166/nh.2014.130.
- Beven, K.J., and Kirkby, M.J., 1979, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant: Hydrological Sciences Bulletin, v. 24, p. 43–69, doi: 10.1080/02626667909491834.
- Beven, K., and Young, P., 2013, A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees: Water Resources Research, v. 49, p. 5092–5098, doi: 10.1002/wrcr.20393.
- De Bie, S., Ketner, P., Paasse, M., and Geerling, C., 1998, Woody plant phenology in the West Africa savanna: Journal of Biogeography, v. 25, p. 883–900, doi: 10.1046/j.1365-2699.1998.00229.x.
- Birkel, C., Soulsby, C., and Tetzlaff, D., 2011, Modelling catchment-scale water storage dynamics: reconciling dynamic storage with tracer-inferred passive storage: Hydrological Processes, v. 25, p. 3924–3936, doi: 10.1002/hyp.8201.
- Blanchard, M., Peugeot, C., and Seghier, J., 2007, Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre types de couvert végétal représentatifs de la diversité du bassin versant de la Donga: Master thesis.
- Blöschl, G., 2006, On the Fundamentals of Hydrological Sciences, in Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley & Sons, Ltd.
- Blöschl, G., and Sivapalan, M., 1995, Scale issues in hydrological modelling: A review: Hydrological Processes, v. 9, p. 251–290, doi: 10.1002/hyp.3360090305.
- Bonvalot, S., Diament, M., and Gabalda, G., 1998, Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones: Geophysical Journal International, v. 135, p. 470–494, doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00653.x.
- Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M., and Gabalda, G., 2008, Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, v. 113, p. B05407, doi: 10.1029/2007JB005084.
- Bormann, H., Faß, T., Giertz, S., Junge, B., Diekkrüger, B., Reichert, B., and Skowronek, A., 2005, From local hydrological process analysis to regional hydrological model application in Benin: Concept, results and perspectives: Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, v. 30, p. 347–356, doi: 10.1016/j.pce.2005.06.005.
- Boucher, M., 2007, Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique [Thèse de doctorat]: Université d'Orléans, 198 p.
- Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Nazoumou, Y., and Legchenko, A., 2009, Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger): Hydrogeology Journal, v. 17, p. 1805–1815, doi: 10.1007/s10040-009-0447-x.
- Boy, J.-P., 2012, GGP loading: <http://loading.u-strasbg.fr/GGP/>.
- Boy, J.-P., Gegout, P., and Hinderer, J., 2002, Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading: Geophys. J. Int., v. 149, p. 534–545, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01667.x.
- Boy, J.-P., Longuevergne, L., Boudin, F., Jacob, T., Lyard, F., Llubes, M., Florsch, N., and Esnault, M.-F., 2009, Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements: Journal of Geodynamics, v. 48, p. 182–188, doi: 10.1016/j.jog.2009.09.022.
- Boy, J.P., and Lyard, F., 2008, High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements: Geophys. J. Int., v. 175, p. 35–45, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03895.x.
- Brabant, P., 1991, Le sol des forêts claires du Cameroun: exemple d'étude d'un site représentatif en vue de la cartographie des sols et de l'évaluation des terres: IRD Editions, 540 p.
- Brady, J.L., Hare, J.L., Ferguson, J.F., Seibert, J.E., Klopping, F.J., Chen, T., and Niebauer, T., 2008, Results of the World's First 4D Microgravity Surveillance of a Waterflood-Prudhoe Bay, Alaska: Spe Reservoir Evaluation & Engineering, v. 11, p. 824–831.
- Branston, M.W., and Styles, P., 2003, The application of time-lapse microgravity for the investigation and monitoring of subsidence at Northwich, Cheshire: Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, v. 36, p. 231–244, doi: 10.1144/1470-9236/03-243.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., and Ruelle, P., 1995, A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SIS-PAT) development and field verification: Journal of Hydrology, v. 166, p. 213–250, doi: 10.1016/0022-1694(94)05085-C.
- Braun, J.-J., Descloitres, M., Riotte, J., Fleury, S., Barbiéro, L., Boeglin, J.-L., Violette, A., Lacarce, E., Ruiz, L., and Sekhar, M., 2009, Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 73, p. 935–961, doi: 10.1016/j.gca.2008.11.013.
- Breman, H., Kessler, J.-J., Dekker, F., Ohler, F., and Uithol, P., 1995, Le rôle des ligneux dans les agro-écosystèmes des régions semi-arides (avec un accent particulier sur les pays sahéliens): CABO, Wageningen,.
- Brooks, R.H., and Corey, A.T., 1964, Hydraulic properties of porous media: Hydrology papers 3, 1–37 p.
- Bruijnzeel, L.A., 1983, Evaluation of runoff sources in a forested basin in a wet monsoonal environment: a combined hydrological and hydrochemical approach, in Proceedings of Symposium on the Hydrology of Humid Tropical Regions, Hamburg, IAHS, p. 165–174.
- Bruijnzeel, L.A., 1990, Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review.: Paris, and Vrije Universiteit Amsterdam, 224 p.
- Busch, S., Weihermüller, L., Huisman, J.A., Steelman, C.M., Endres, A.L., Vereecken, H., and van der Kruk, J., 2013, Coupled hydrogeophysical inversion of time-lapse surface GPR data to estimate hydraulic properties of a layered subsurface: Water Resources Research, v. 49, p. 8480–8494, doi: 10.1002/2013WR013992.

- Callo-Concha, D., Gaiser, T., Webber, H., Tischbein, B., Müller, M., and Ewert, F., 2013, Farming in the West African Sudan Savanna: Insights in the context of climate change: *African Journal of Agricultural Research*, v. 8, p. 4693–4705.
- Calow, R.C., Macdonald, A.M., Nicol, A.L., and Robins, N.S., 2010, Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand: *Ground water*, v. 48, p. 246–256, doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.00558.x.
- Van Camp, M., Hendrickx, M., Richard, P., Thies, S., Hinderer, J., Amalvict, M., Luck, B., and Falk, R., 2003, Comparisons of the FG5# 101,# 202,# 206 and# 209 absolute gravimeters at four different European sites: *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, v. 22, p. 65–73.
- Van Camp, M., Meus, P., Quinif, Y., Kaufmann, O., van Ruymbeke, M., Vandiepenbeck, M., and Camelbeeck, T., 2006a, Karst aquifer investigation using absolute gravity: *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, v. 87, p. 298–298, doi: 10.1029/2006EO300005.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., Van Dam, T., and Dassargues, A., 2006b, Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations: *Journal of geophysical research*, v. 111, doi: 10.1029/2006JB004405.
- Van Camp, M., Viron, O. d., Métivier, L., Meurers, B., and Francis, O., 2014, The quest for a consistent signal in ground and GRACE gravity time-series: *Geophysical Journal International*, p. ggt524, doi: 10.1093/gji/ggt524.
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., and Schulze, E.D., 1996, Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale: *Oecologia*, v. 108, p. 583–595.
- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Bouzou Moussa, I., Chaffard, V., Hiernaux, P., Issoufou, H.B.A., Le Breton, E., et al., 2009, The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 34–51, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.06.021.
- Carbone, D., and Greco, F., 2007, Review of microgravity observations at Mt. Etna: A powerful tool to monitor and study active volcanoes: *Pure and Applied Geophysics*, v. 164, p. 769–790, doi: 10.1007/s00024-007-0194-7.
- Carey, S.K., and Woo, M.-K., 2000, The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, Subarctic Yukon, Canada: *Journal of Hydrology*, v. 233, p. 206–222, doi: 10.1016/S0022-1694(00)00234-1.
- Carrère, L., and Lyard, F., 2003, Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations: *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, p. 1275, doi: 10.1029/2002GL016473.
- Casenave, A., and Valentin, C., 1992, A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa: *Journal of Hydrology*, v. 130, p. 231–249, doi: 10.1016/0022-1694(92)90112-9.
- Chapman, D.S., Sahm, E., and Gettings, P., 2008, Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah: *Geophysics*, v. 73, p. WA83–WA93, doi: 10.1190/1.2992507.
- Charney, J.G., 1975, Dynamics of deserts and drought in the Sahel: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, p. 193–202, doi: 10.1002/qj.49710142802.
- Chen, J., 2010, Holistic assessment of groundwater resources and regional environmental problems in the North China Plain: *Environmental Earth Sciences*, v. 61, p. 1037–1047, doi: 10.1007/s12665-009-0425-6.
- Chevalier, A., Legchenko, A., Girard, J.-F., and Descloitres, M., 2014, Monte Carlo inversion of 3-D magnetic resonance measurements: *Geophysical Journal International*, p. ggu091, doi: 10.1093/gji/ggu091.
- Chevallier, P., and Planchon, O., 1993, Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast): *Journal of Hydrology*, v. 151, p. 173–191, doi: 10.1016/0022-1694(93)90235-2.
- Christiansen, L., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., and Bauer-Gottwein, P., 2011a, Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: An application to alluvial aquifer storage: *Water Resour. Res.*, v. 47, doi: 10.1029/2010WR009859.
- Christiansen, L., Haarder, E.B., Hansen, A.B., Looms, M.C., Binning, P., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., and Bauer-Gottwein, P., 2011b, Calibrating Vadose Zone Models with Time-Lapse Gravity Data: *Vadose Zone J.*, v. 10, p. 1034–1044, doi: 10.2136/vzj2010.0127.
- Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O.B., Binning, P., Rosbjerg, D., and Bauer-Gottwein, P., 2011c, Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions: *Journal of Hydrology*, v. 402, p. 60–70, doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.03.004.
- Clos-Arceduc, A., 1956, Etude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahélienne: la brousse tigrée: *Bull. I.F.A.N.*, p. 677–684.
- Coelho Netto, A.L., 1987, Overlandflow production in a tropical rainforest catchment: the role of litter cover: *Catena*, v. 14, p. 213–231, doi: 10.1016/S0341-8162(87)80019-X.
- De Condappa, D., Galle, S., Dewandel, B., and Haverkamp, R., 2008, Bimodal Zone of the Soil Textural Triangle: Common in Tropical and Subtropical Regions: *Soil Science Society of America Journal*, v. 72, p. 33, doi: 10.2136/sssaj2006.0343.
- Cornelissen, T., Diekkrüger, B., and Giertz, S., 2013, A comparison of hydrological models for assessing the impact of land use and climate change on discharge in a tropical catchment: *Journal of Hydrology*, v. 498, p. 221–236, doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.06.016.
- Creutzfeldt, B., Ferré, T., Troch, P., Merz, B., Wziontek, H., and Güntner, A., 2012, Total water storage dynamics in response to climate variability and extremes: Inference from long-term terrestrial gravity measurement: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, doi: 10.1029/2011JD016472.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Klugel, T., and Wziontek, H., 2008, Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany: *Geophysics*, v. 73, p. WA95–WA104, doi: 10.1190/1.2992508.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., and Wziontek, H., 2010a, Measuring the effect of local water storage changes on in situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany: *Water Resour. Res.*, v. 46, p.

- W08531, doi: 10.1029/2009WR008359.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Vorogushyn, S., and Merz, B., 2010b, The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale: *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 14, p. 1715–1730.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., and Merz, B., 2010c, Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements: a lysimeter-based approach: *Geophysical Journal International*, v. 183, p. 178–187, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04742.x.
- Creutzfeldt, B., Troch, P.A., Güntner, A., Ferré, T.P.A., Graeff, T., and Merz, B., 2014, Storage-discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry: *Hydrological Processes*, v. 28, p. 1465–1475, doi: 10.1002/hyp.9689.
- Crossley, D., and Hinderer, J., 2008, The Contribution of GGP Superconducting Gravimeters to GGOS, in Sideris, M.G. ed., *Observing our Changing Earth*, International Association of Geodesy Symposia 133, Springer Berlin Heidelberg, p. 841–852.
- Crossley, D., Hinderer, J., and Boy, J.-P., 2004, Regional gravity variations in Europe from superconducting gravimeters: *Journal of Geodynamics*, v. 38, p. 325–342, doi: 10.1016/j.jog.2004.07.014.
- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Frnacis, O., Hsu, H.-T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Kääriäinen, J., Merriam, J., Meurers, B., Neumeyer, J., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T., et al., 1999, Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines: *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 80, p. 121–126, doi: 10.1029/99EO00079.
- Crossley, D., Hinderer, J., and Riccardi, U., 2013, The measurement of surface gravity: Reports on progress in physics. *Physical Society (Great Britain)*, v. 76, p. 046101, doi: 10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Crossley, D.J., Jensen, O.G., and Hinderer, J., 1995, Effective barometric admittance and gravity residuals: *Physics of the Earth and planetary interiors*, v. 90, p. 221–241.
- Crossley, D., de Linage, C., Hinderer, J., Boy, J.-P., and Famiglietti, J., 2012, A comparison of the gravity field over Central Europe from superconducting gravimeters, GRACE and global hydrological models, using EOF analysis: *Geophysical Journal International*, v. 189, p. 877–897, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05404.x.
- Crossley, D.J., and Xu, S., 1998, Analysis of superconducting gravimeter data from Table Mountain, Colorado: *Geophysical journal international*, v. 135, p. 835–844.
- Crossley, D., Xu, S., and Van Dam, T., 1998, Comprehensive analysis of 2 years of SG data from Table Mountain, Colorado, in *Proceedings, Brussels*, p. 659–668.
- Dai, A., Lamb, P.J., Trenberth, K.E., Hulme, M., Jones, P.D., and Xie, P., 2004, The recent Sahel drought is real: *International Journal of Climatology*, v. 24, p. 1323–1331, doi: 10.1002/joc.1083.
- Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R.E., Baker, I., Bonan, G.B., Bosilovich, M.G., Denning, A.S., Dirmeyer, P.A., Houser, P.R., Niu, G., Oleson, K.W., Schlosser, C.A., and Yang, Z.-L., 2003, The Common Land Model: *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 84, p. 1013–1023, doi: 10.1175/BAMS-84-8-1013.
- Davis, R., 2010, Fundamental constants: Big G revisited: *Nature*, v. 468, p. 181–183, doi: 10.1038/468181b.
- Davis, K., Li, Y., and Batzle, M., 2008, Time-lapse gravity monitoring: A systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery: *Geophysics*, v. 73, doi: 10.1190/1.2987376.
- Van De Giesen, N.C., Stomph, T.J., and de Ridder, N., 2000, Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall–runoff dynamics in a West African catena landscape: *Hydrological Processes*, v. 14, p. 165–175, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(200001)14:1<165::AID-HYP920>3.0.CO;2-1.
- Von Der Heyden, C.J., 2004, The hydrology and hydrogeology of dambos: a review: *Progress in physical geography*, v. 28, p. 544–564, doi: 10.1191/0309133304pp424oa.
- Desclotres, 2011, The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin: *Near Surface Geophysics*,, doi: 10.3997/1873-0604.2011003.
- Desclotres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.-J., Mohan Kumar, M.S., and Subramanian, S., 2008, Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding: *Hydrological Processes*, v. 22, p. 384–394, doi: 10.1002/hyp.6608.
- Desclotres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A., and Cohard, J.M., 2011, The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo-transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Bénin: *Near Surface Geophysics*,, doi: 10.3997/1873-0604.2011003.
- Desclotres, M., Séguis, L., and Wubda, M., 2007, Caractérisation des aquifères sur les sites amma catch au Bénin: apports de la résonance magnétique des protons: *IRD Rapport de mission*, 80 p.
- Desclotres, M., Wubda, M., and Séguis, L., 2008, Caractérisation géophysique de l'aquifère sur le site de Nalohou (Djougou, Nord Bénin): *IRD-LTHE-HSM Rapport de mission ANR GHYRAF*, 58 p.
- Desclotres, M., Wubda, M., and Le Troquer, Y., 2003, Prospections géophysiques sur le bassin versant d'Ara, Nord Bénin. *Electrique 2D et électromagnétisme EM34: IRD Compte rendu de mission*.
- Desconnets, J.-C., Taupin, J.-D., Lebel, T., and Leduc, C., 1997, Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems: *Journal of Hydrology*, v. 188, p. 155–178.
- Descroix, L., Laurent, J.-P., Vauclin, M., Amogu, O., Boubkraoui, S., Ibrahim, B., Galle, S., Cappelaere, B., Bousquet, S., Mamadou, I., Le Breton, E., Lebel, T., Quantin, G., Ramier, D., et al., 2012, Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel: *Journal of Hydrology*, v. 424–425, p. 1–15, doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.019.
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.C., Albergel, J., Amogu, O., and Cappelaere, B., 2009, Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 90–102, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.
- Deville, S., 2013, Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie [Thèse de doctorat]:

- Université Montpellier 2, 241 p.
- Deville, S., Jacob, T., Chéry, J., and Champollion, C., 2012, On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology: *Geophysical Journal International*, p. ggs007, doi: 10.1093/gji/ggs007.
- Do, Frédéric, and Rocheteau, A., 2003, Cycle annuel de transpiration d'Acacia raddiana par la mesure des flux de sève brute (Nord-Sénégal), in Grouzis, M. and Le Floch, E. eds., *Un arbre au désert : Acacia raddiana*, Paris, IRD, p. 119–142.
- Dossa, E.L., Diedhiou, S., Compton, J.E., Assigbetse, K.B., and Dick, R.P., 2010, Spatial patterns of P fractions and chemical properties in soils of two native shrub communities in Senegal: *Plant and Soil*, v. 327, p. 185–198, doi: 10.1007/s11104-009-0044-8.
- Douville, H., 2002, Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part II: Interannual Variability: *Journal of Climate*, v. 15, p. 701–720, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0701:IOSMOT>2.0.CO;2.
- Douville, H., Chauvin, F., and Broqua, H., 2001, Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part I: Mean Monsoon and Daily Precipitation: *Journal of Climate*, v. 14, p. 2381–2403, doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<2381:IOSMOT>2.0.CO;2.
- Dugué, P., 1999, Utilisation de la biomasse végétale et de la fumure animale: impacts sur l'évolution de la fertilité des terres en zones de savanes: Montpellier: CIRAD-TERA, v. 57, p. 99.
- Dunne, T., and Black, R.D., 1970, Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed: *Water Resources Research*, v. 6, p. 1296–1311, doi: 10.1029/WR006i005p01296.
- Duval, T., and Hector, B., 2008, Evolution temporelle de la mousson en Afrique de l'Ouest dans le cadre du projet GHYRAF: EOST/ Université de Strasbourg Projet de recherche M1, 50 p.
- Dziewonski, A.M., and Anderson, D.L., 1981, Preliminary reference Earth model: *Physics of the earth and planetary interiors*, v. 25, p. 297–356.
- Eckhardt, K., 2008, A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods: *Journal of hydrology*, v. 352, p. 168–173, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.005.
- Eckhardt, K., 2005, How to construct recursive digital filters for baseflow separation: *Hydrological Processes*, v. 19, p. 507–515, doi: 10.1002/hyp.5675.
- El-Fahem, T., 2008, Hydrogeological conceptualisation of a tropical river catchment in a crystalline basement area and transfer into a numerical groundwater flow model. Case study for the upper Ouémé catchment in Benin [Thèse de doctorat]: Université de Bonn, 156 p.
- Fan, Y., Li, H., and Miguez-Macho, G., 2013, Global Patterns of Groundwater Table Depth: *Science*, v. 339, p. 940–943, doi: 10.1126/science.1229881.
- Fannin, R.J., Jaakkola, J., Wilkinson, J.M.T., and Hetherington, E.D., 2000, Hydrologic response of soils to precipitation at Carnation Creek, British Columbia, Canada: *Water Resources Research*, v. 36, p. 1481–1494, doi: 10.1029/2000WR900027.
- FAO, 2010, *Global Forest Resources Assessment 2010 Main Report*: FAO.
- FAO, 2012a, *State of the World's Forests 2012*: Food & Agriculture Org.
- FAO, 2012b, *Statistical Yearbook 2013: World Food and Agriculture*: FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), Rome,.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., et al., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission: *Reviews of Geophysics*, v. 45, p. RG2004, doi: 10.1029/2005RG000183.
- Farrell, W.E., 1972, Deformation of the Earth by surface loads: *Reviews of Geophysics*, v. 10, p. 761–797, doi: 10.1029/197210.1029/RG010i003p00761.
- Faure, P., 1977, Carte pédologique de Reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200,000: Feuille Djougou:.
- Faure, P., and Volkoff, B., 1998, Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa): *CATENA*, v. 32, p. 281–306, doi: 10.1016/S0341-8162(98)00038-1.
- Favreau, G., 2000, Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger) [Thèse de doctorat]: Université Paris-Sud 11.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., and Leduc, C., 2009, Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review: *Water Resources Research*, v. 45, doi: 10.1029/2007WR006785.
- Ferguson, J.F., Chen, T., Brady, J., Aiken, C.L.V., and Seibert, J., 2007, The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part II — Gravity measurements for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska: *Geophysics*, v. 72, p. I33–I43, doi: 10.1190/1.2435473.
- Ferguson, J.F., Klopping, F.J., Chen, T., Seibert, J.E., Hare, J.L., and Brady, J.L., 2008, The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part 3 — 4D absolute microgravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska: *Geophysics*, v. 73, p. WA163–WA171, doi: 10.1190/1.2992510.
- Ferguson, I.M., and Maxwell, R.M., 2010, Role of groundwater in watershed response and land surface feedbacks under climate change: *Water Resources Research*, v. 46, p. W00F02, doi: 10.1029/2009WR008616.
- Ferré, T., Bentley, L., Binley, A., Linde, N., Kemna, A., Singha, K., Holliger, K., Huisman, J.A., and Minsley, B., 2009, Critical Steps for the Continuing Advancement of Hydrogeophysics: *Eos*, v. 90, p. 200–200, doi: 10.1029/2009EO230004.
- Fink, A.H., Vincent, D.G., and Ermert, V., 2006, Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002.: *Monthly weather review*, v. 134.
- Florsch, N., and Llubes, M., 2002, Geodetic impact of aquifer on regional gravity survey, in EGS General Assembly Conference Abstracts, p. 5536.
- Fontaine, B., Philippon, N., and Camberlin, P., 1999, An improvement of June–September rainfall forecasting in the Sahel based

- upon region April–May moist static energy content (1968–1997): *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 2041–2044, doi: 10.1029/1999GL900495.
- Francis, O., Van Camp, M., Dam, T. van, Warnant, R., and Hendrickx, M., 2004, Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach (Belgium): *Geophysical Journal International*, v. 158, p. 346–352, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02310.x.
- Friesen, J., Andreini, M., and Andah, W., 2005, Storage capacity and long-term water balance of the Volta Basin, West Africa: *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change: Hydroclimatic variability*, v. 2, p. 138.
- Gaiser, T., Judex, M., Hiepe, C., and Kuhn, A., 2010, Regional simulation of maize production in tropical savanna fallow systems as affected by fallow availability: *Agricultural Systems*, v. 103, p. 656–665, doi: 10.1016/j.agsy.2010.08.004.
- Gaiser, T., Judex, M., Igué, A.M., Paeth, H., and Hiepe, C., 2011, Future productivity of fallow systems in Sub-Saharan Africa: Is the effect of demographic pressure and fallow reduction more significant than climate change?: *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 151, p. 1120–1130, doi: 10.1016/j.agrformet.2011.03.015.
- Gal, L., 2014, Analyse depuis 1950 de l'évolution des différents termes du bilan d'eau sur un bassin versant soudanien (Bénin) : Impact du climat et de la déforestation: Université Montpellier 2 Mémoire de Master Eau, spécialité Hydrologie, Risque et Environnement, 59 p.
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., and Grippa, M., 2010, Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali): *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 14, p. 309–324, doi: 10.5194/hess-14-309-2010.
- Geesing, D., Al-Khawlani, M., and Abba, M.L., 2004, La gestion des espèces de Prosopis introduites: l'exploitation économique peut-elle juguler les espèces envahissantes?: *UNASYLVA - Revue internationale des forêts et des industries forestières* - FAO, p. 55.
- Gehman, C.L., Harry, D.L., Sanford, W.E., Stednick, J.D., and Beckman, N.A., 2009, Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys: *Water Resources Research*, v. 45, p. 16, doi: 10.1029/2007WR006096.
- Genthon, P., Hector, B., Luxereau, A., Desclotres, M., Abdou, H., Hinderer, J., and Bakalowicz, M., 2014, Groundwater recharge by sahelian rivers : consequences for agricultural development. Example from the lower Komadugu Yobe River (Eastern Niger, Lake Chad Basin): *Environmental Earth Sciences*.
- Van Genuchten, M.T., 1980, A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils: *Soil Science Society of America Journal*, v. 44, p. 892, doi: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Gettings, P., Chapman, D.S., and Allis, R., 2008, Techniques, analysis, and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment: *Geophysics*, v. 73, p. 71, doi: 10.1190/1.2996303.
- Giertz, S., 2008, inventaire des bas-fonds dans le bassin versant de l'Ouémé supérieur, in *IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000–2007*, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P.
- Giertz, S., and Diekkrüger, B., 2003, Analysis of the hydrological processes in a small headwater catchment in Benin (West Africa): *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 28, p. 1333–1341, doi: 10.1016/j.pce.2003.09.009.
- Giertz, S., Diekkrüger, B., and Steup, G., 2006, Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment (West Africa) – process representation and multi-criteria validation: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 10, p. 829–847, doi: 10.5194/hess-10-829-2006.
- Giertz, S., and Hiepe, C., 2008, Carte pédologique du Bénin, in *IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000–2007*, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., p. 61–62.
- Giertz, S., Junge, B., and Diekkrüger, B., 2005, Assessing the effects of land use change on soil physical properties and hydrological processes in the sub-humid tropical environment of West Africa: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 30, p. 485–496, doi: 10.1016/j.pce.2005.07.003.
- Giertz, S., and Schönbrodt, S., 2008, Géomorphologie du Bénin, in *IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000–2007*, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., p. 63–64.
- Giertz, S., Steup, G., Stadler, C., Schönbrodt, S., Diekkrüger, B., and Goldbach, H., 2006, Analysis and evaluation of the agro-potential of inland valleys in the Upper Ouémé catchment (Benin, West Africa), in *Tropentag 2006. Conference on International Agricultural Research for Development*, University of Bonn.
- Van de Giesen, N., Liebe, J., and Gerlinde Jung, 2010, Adapting to climate change in the Volta Basin, West Africa: *Current Science* (00113891), v. 98, p. 1033–1037.
- Glèlè Kakaï, R., Akpona, T.J.D., Assogbadjo, A.E., Gaoué, O.G., Chakeredza, S., Gnanglè, P.C., Mensah, G.A., and Sinsin, B., 2011, Ecological adaptation of the shea butter tree (*Vitellaria paradoxa* C.F. Gaertn.) along climatic gradient in Bénin, West Africa: *African Journal of Ecology*, v. 49, p. 440–449, doi: 10.1111/j.1365-2028.2011.01279.x.
- Goodkind, J.M., 1986, Continuous measurement of nontidal variations of gravity: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 91, p. 9125–9134, doi: 10.1029/JB091iB09p09125.
- Goodkind, J.M., 1990, Gravity and Hydrology at Kilauea Volcano, The Geysers and Miami, in *Proc. of the Workshop: Nontidal Gravity Changes Intercomparison between Absolute and Superconducting Gravimeters*, Walferdange, Luxembourg, Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, p. 163–167.
- Goodkind, J.M., 1999, The superconducting gravimeter: Review of Scientific Instruments, v. 70, p. 4131–4152, doi: 10.1063/1.1150092.
- Greco, F., Currenti, G., D'Agostino, G., Germak, A., Napoli, R., Pistorio, A., and Del Negro, C., 2012, Combining relative and absolute gravity measurements to enhance volcano monitoring: *Bulletin of Volcanology*, v. 74, p. 1745–1756, doi: 10.1007/s00445-012-0630-0.
- Grouzis, M., and Floc'h, E.L., 2003, Un arbre au désert: *Acacia raddiana*: IRD Editions, 292 p.

- Guichard, F., Kergoat, L., Taylor, C.M., Cappelaere, B., Chong, M., Cohard, J.-M., Couvreur, F., Dione, C., Gounou, A., Lohou, F., and Lothon, M., 2012, Interactions between land surface and convective processes in the Sahel.:
- Günther, T., 2004, Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements: TU Bergakademie Dissertation.
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., and Martinez, G.F., 2009, Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling: *Journal of Hydrology*, v. 377, p. 80–91, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.
- Guyot, A., 2010, Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge : application à un bassin versant de zone soudano-sahélienne (Bénin) [Thèse de doctorat]: Université de Grenoble.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., and Galle, S., 2012, Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations: A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate: *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 154–155, p. 84–98, doi: 10.1016/j.agrformet.2011.10.008.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S., and Lloyd, C.R., 2009, Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 227–240, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.027.
- Hannachi, A., Jolliffe, I.T., and Stephenson, D.B., 2007, Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review: *International Journal of Climatology*, v. 27, p. 1119–1152.
- Harbaugh, A.W., and McDonald, M.G., 1996, User's documentation for MODFLOW-96, an update to the US Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model: United States, Geological Survey.
- Hare, J.L., Ferguson, J.F., and Brady, J.L., 2008, The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part IV — Modeling and interpretation of early epoch 4D gravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska: *GEOPHYSICS*, v. 73, p. WA173–WA180, doi: 10.1190/1.2991120.
- Harnisch, G., and Harnisch, M., 2006, Hydrological influences in long gravimetric data series: *Journal of Geodynamics*, v. 41, p. 276–287.
- Harnisch, M., and Harnisch, G., 2002, Seasonal Variations of Hydrological Influences on Gravity Measurements at Wettzell: *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, v. 10, p. 849–861.
- Hasan, S., Troch, P.A., Boll, J., and Kroner, C., 2006, Modeling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany: *Journal of Hydrometeorology*, v. 7, p. 346–354, doi: 10.1175/JHM488.1.
- Haight, D.R.W., and van Meerveld, H.J., 2011, Spatial variation in transient water table responses: differences between an upper and lower hillslope zone: *Hydrological Processes*, v. 25, p. 3866–3877, doi: 10.1002/hyp.8354.
- Hautmann, S., Gottsmann, J., Camacho, A.G., Fournier, N., Sacks, I.S., and Sparks, R.S.J., 2010, Mass variations in response to magmatic stress changes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat (WI): Insights from 4-D gravity data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 290, p. 83–89, doi: 10.1016/j.epsl.2009.12.004.
- Healy, R.W., and Cook, P.G., 2002, Using groundwater levels to estimate recharge: *Hydrogeology journal*, v. 10, p. 91–109.
- Healy, R.W., and Scanlon, B.R., 2010, Estimating Groundwater Recharge: Cambridge University Press, 257 p.
- 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]: Université de Strasbourg, 63 p.
- Hector, B., 2011, forages hydrologiques à Nalohou. Rapport de mission EOST/IRD. Disponible auprès de l'auteur.
- Hector, B., Hinderer, J., Séguis, L., Boy, J.-P., Calvo, M., Descloitres, M., Rosat, S., Galle, S., and Riccardi, U., 2014, Hydro-gravimetry in West-Africa: first results from the Djougou (Bénin) superconducting gravimeter: *Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016/j.jog.2014.04.003.
- Hector, B., Seguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., and Le Moigne, N., 2013, Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection: *Geophysical Journal International*, v. 194, p. 737–750, doi: 10.1093/gji/ggt146.
- Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Wubda, M., Descloitres, M., and Benarrosh, N., submitted, Hybrid gravimetry at the catchment scale: inferring processes for water storage changes and baseflow generation in Sudanian West-Africa: submitted to *Water Resources Research*.
- Herckenrath, D., Auken, E., Christiansen, L., Behroozmand, A.A., and Bauer-Gottwein, P., 2012, Coupled hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing: Will it work in practice?: *Water Resources Research*, v. 48, p. 15 PP, doi: 201210.1029/2011WR010411.
- Hesse, M.A., and Stadler, G., 2014, Joint inversion in coupled quasistatic poroelasticity: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi: 10.1002/2013JB010272.
- Hiepe, C., 2008a, Soil degradation by water erosion in a sub-humid West-African catchment: a modelling approach considering land use and climate change in Benin: Doctoral thesis, Rheinische Friedrich Wilhelms Universität, Bonn/Germany, http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2008/hiepe_claudia/index.htm.
- Hiepe, C., and Junge, B., 2008, Erosion du sol dans le bassin versant de l'Aguima, in IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000–2007, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., p. 75–76.
- Hiernaux, P., Ayantunde, A., Kalilou, A., Mougin, E., Gérard, B., Baup, F., Grippa, M., and Djaby, B., 2009, Trends in productivity of crops, fallow and rangelands in Southwest Niger: Impact of land use, management and variable rainfall: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 65–77, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.01.032.
- Hiernaux, P., Cissé, M., Diarra, L., and De Leeuw, P., 1994, Fluctuations saisonnières de la feuillaison des arbres et des buissons sahéliens. Conséquences pour la quantification des ressources fourragères: *Revue d'élevage et de médecine vétérinaire*

- des pays tropicaux.
- Hinderer, J., Crossley, D., and Warburton, R.J., 2009b, Gravimetric Methods – Superconducting Gravity Meters, in *Geodesy: Treatise on Geophysics*, Tom Herring, p. 65–122.
- Hinderer, J., Hector, B., Boy, J.-P., Riccardi, U., Rosat, S., Calvo, M., and Littel, F., 2014b, A search for atmospheric effects on gravity at different time and space scales: *Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016/j.jog.2014.02.001.
- Hinderer, J., De Linage, C., Boy, J.P., Gegout, P., Masson, F., Rogister, Y., Amalvict, M., Pfeffer, J., Littel, F., and Luck, B., 2009, The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: Description and first results: *Journal of Geodynamics*, v. 48, p. 172–181, doi: 10.1016/j.jog.2009.09.014.
- Hinderer, J., Pfeffer, J., Boucher, M., Nahmani, S., Linage, C.D., Boy, J.-P., Genthon, P., Seguis, L., Favreau, G., Bock, O., and Descloîtres, M., 2012, Land Water Storage Changes from Ground and Space Geodesy: First Results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) Experiment: *Pure and Applied Geophysics*, v. 169, p. 1391–1410, doi: 10.1007/s00024-011-0417-9.
- Hinderer, J., Rosat, S., Calvo, M., Boy, J.-P., Hector, B., Riccardi, U., and Séguis, L., 2014a, Preliminary Results from the Superconducting Gravimeter SG-060 Installed in West Africa (Djougou, Benin), in Rizos, C. and Willis, P. eds., *Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, International Association of Geodesy Symposia 139, Springer Berlin Heidelberg, p. 413–419.
- Hofmann-Wellenhof, B., and Moritz, H., 2006, *Physical geodesy*: Springer.
- Horton, R.E., 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle: *Transactions, American Geophysical Union*, v. 14, p. 446–460.
- Howle, J.F., Phillips, S.P., Denlinger, R.P., and Metzger, L.F., 2003, Determination of specific yield and water-table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997: United States Geological Survey WRI - 2003-4019.
- Hunt, T., 1995, Microgravity Measurements at Wairakei Geothermal Field, New Zealand; a Review of 30 Years Data (1961-1991), in *International Geothermal Association*.
- Hunt, T.M., and Graham, D.J., 2009, Gravity changes in the Tauhara sector of the Wairakei–Tauhara geothermal field, New Zealand: *Geothermics*, v. 38, p. 108–116, doi: 10.1016/j.geothermics.2008.12.003.
- Hwang, C., Wang, C.-G., and Lee, L.-H., 2002, Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints: *Computers & geosciences*, v. 28, p. 1005–1015, doi: 10.1016/S0098-3004(02)00005-5.
- IAEA, 2003, Neutron and gamma probes: Their use in agronomy: IAEA-TCS.
- Ibrahim, M., 2013, Impacts des changements d'usage des sols sur les ressources en eau souterraine au Sahel nigérien: Montpellier 2.
- Ibrahim, B., Karambiri, H., Polcher, J., Yacouba, H., and Ribstein, P., 2014, Changes in rainfall regime over Burkina Faso under the climate change conditions simulated by 5 regional climate models: *Climate Dynamics*, v. 42, p. 1363–1381, doi: 10.1007/s00382-013-1837-2.
- Iman, R.L., and Conover, W.J., 1982, A distribution-free approach to inducing rank correlation among input variables: *Communications in Statistics-Simulation and Computation*, v. 11, p. 311–334.
- Imanishi, Y., Kokubo, K., and Tatehata, H., 2006, Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan: *Journal of Geodynamics*, v. 41, p. 221–226.
- IPCC 2007, and Solomon, S., 2007, *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*: Cambridge University Press.
- IPCC 2013, Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P.M., 2013, *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*: Cambridge Univ Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IUSS Working Group, W.R.B., 2006, *World reference base for soil resources: World Soil Resour. Rep.*, v. 103.
- Jackson, J.E., 2004, *A user's guide to principal components*: Wiley.
- Jackson, R.B., Canadell, J., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E., and Schulze, E.D., 1996, A global analysis of root distributions for terrestrial biomes: *Oecologia*, v. 108, p. 389–411, doi: 10.1007/BF00333714.
- Jacob, T., 2009, *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique [Thèse de doctorat]*: Université de Montpellier II, 283 p.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Moigne, N.L., Boy, J.-P., Hinderer, J., Luck, B., and Brunet, P., 2008, Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France): *Journal of Hydrology*, v. 359, p. 105–117, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.06.020.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., and Le Moigne, N., 2010, Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, doi: 10.1029/2009JB006616.
- Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.-P., Vernant, P., and Boudin, F., 2009, Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity: *Geophysical Journal International*, v. 177, p. 347–360, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x.
- Janicot, S., 1992, Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part I: Regionalizations and Typings: *Journal of Climate*, v. 5, p. 489–497, doi: 10.1175/1520-0442(1992)005<0489:SVOWAR>2.0.CO;2.
- Jawson, S.D., and Niemann, J.D., 2006, Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic properties: *Advances in water resources*, v. 30, p. 366–381, doi: 10.1016/j.advwatres.2006.05.006.
- Johnson, D.J., Eggers, A.A., Bagnardi, M., Battaglia, M., Poland, M.P., and Miklius, A., 2010, Shallow magma accumulation at Kilauea Volcano, Hawai'i, revealed by microgravity surveys: *Geology*, v. 38, p. 1139–1142, doi: 10.1130/G31323.1.

- Jolliffe, I., 2005, Principal component analysis: Wiley Online Library.
- Jones, J.E., and Woodward, C.S., 2001, Newton–Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems: *Advances in Water Resources*, v. 24, p. 763–774, doi: 10.1016/S0309-1708(00)00075-0.
- Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquesnoy, T., and Diament, M., 2000, Temporal gravity at Merapi during the 1993–1995 crisis: an insight into the dynamical behaviour of volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 100, p. 289–320, doi: 10.1016/S0377-0273(00)00141-4.
- Jousset, P., and Okada, H., 1999, Post-eruptive volcanic dome evolution as revealed by deformation and microgravity observations at Usu volcano (Hokkaido, Japan): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 89, p. 255–273, doi: 10.1016/S0377-0273(99)00003-7.
- Judex, M., and Thamm, H.P., 2008, IMPETUS Atlas Benin. Research results 2000–2007: Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., 144 p.
- Judex, M., Thamm, H.P., and Menz, G., 2008, Dynamiques d’utilisation des terres dans le centre du Bénin, in IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de Recherche, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., p. 87–88.
- Jung, G., and Kunstmann, H., 2007, High-resolution regional climate modeling for the Volta region of West Africa: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 112, p. D23108, doi: 10.1029/2006JD007951.
- Kamagate, B., 2006, Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant en milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l’Ouémé): Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M., and Affaton, P., 2007, Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, upper Ouémé River): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 339, p. 418–429, doi: 10.1016/j.crte.2007.04.003.
- Karbou, F., Beucher, F., Bock, O., Lafore, J.-P., Ziloré, M., Ngamini, J.-B., Nuret, M., Rabier, F., and Redelsperger, J.-L., 2012, What we learned about numerical weather prediction with AMMA ?.
- Kazama, T., and Okubo, S., 2009, Hydrological modeling of groundwater disturbances to observed gravity: Theory and application to Asama Volcano, Central Japan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 114, doi: 10.1029/2009JB006391.
- Kazama, T., Tamura, Y., Asari, K., Manabe, S., and Okubo, S., 2012, Gravity changes associated with variations in local land-water distributions: Observations and hydrological modeling at Isawa Fan, northern Japan: *Earth, Planets and Space*, v. 64, p. 309–331, doi: 10.5047/eps.2011.11.003.
- Kennedy, J., Ferré, T., Creutzfeldt, B., Guntner, A., Brinton, E., and Warburton, R.J., 2013, Smaller is better: first experiences using the iGrav superconducting gravimeter in a field enclosure, in 17th International Symposium on Earth Tides (Oral presentation), Warsaw, Poland.
- Kennedy, J., Ferré, T.P.A., Güntner, A., Abe, M., and Creutzfeldt, B., 2014, Direct Measurement of Sub-surface Mass Change Using the Variable-Baseline Gravity Gradient Method: *Geophysical Research Letters*, p. 2014GL059673, doi: 10.1002/2014GL059673.
- Keyzers, C.J., Kumpel, H.-J., and Campbell, J., 2001, Local seasonal gravity changes in the Lower Rhine Embayment, Germany: *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, v. 36, p. 313–326, doi: 10.1556/AGeod.36.2001.3.7.
- Kiari, F.H., 2009, Conséquences de la variabilité du niveau du lac sur les activités des pêcheurs de la rive nigérienne du lac Tchad: Université Abdou Moumouni Mémoire de DEA.
- Kim, G., and Barros, A.P., 2002, Space–time characterization of soil moisture from passive microwave remotely sensed imagery and ancillary data: *Remote sensing of environment*, v. 81, p. 393–403, doi: 10.1016/S0034-4257(02)00014-7.
- Kirchner, J.W., 2009, Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward: *Water Resources Research*, v. 45, doi: 10.1029/2008WR006912.
- Kizito, F., Sène, M., Dragila, M.I., Lufafa, A., Diedhiou, I., Dossa, E., Cuenca, R., Selker, J., and Dick, R.P., 2007, Soil water balance of annual crop–native shrub systems in Senegal’s Peanut Basin: The missing link: *Agricultural Water Management*, v. 90, p. 137–148, doi: 10.1016/j.agwat.2007.02.015.
- Klügel, T., Karbon, M., Wziontek, H., Cordoba, B., Hinderer, J., Calvo, M., Hector, B., Omang, O., and Ritschel, M., 2013, On the Efficiency of Atmospheric Corrections for Gravity Time Series obtained from Numerical Weather Models:.
- Kollet, S.J., and Maxwell, R.M., 2008, Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model: *Water Resources Research*, v. 44, doi: 10.1029/2007WR006004.
- Kroner, C., and Jahr, T., 2006, Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory: *Journal of Geodynamics*, v. 41, p. 268–275, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.012.
- Kroner, C., Jahr, T., and Jentzsch, G., 2004, Results from 44 months of observations with a superconducting gravimeter at Moxa/Germany: *Journal of Geodynamics*, v. 38, p. 263–280, doi: 10.1016/j.jog.2004.07.012.
- Kroner, C., and Weise, A., 2011, Sensitivity of superconducting gravimeters in central Europe on variations in regional river and drainage basins: *Journal of Geodesy*, v. 85, p. 651–659, doi: 10.1007/s00190-011-0471-1.
- L’Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B., and Triboulet, J.-P., 2002, Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues: *Hydrological Sciences Journal*, v. 47, p. 563–572, doi: 10.1080/02626660209492960.
- Lachassagne, P., Wyns, R., and Dewandel, B., 2011, The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes: *Terra Nova*, v. 23, p. 145–161, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x.
- Lafore, J.-P., Asencio, N., Bouniol, D., Couvreux, F., Flamant, C., Guichard, F., Hall, N., Janicot, S., Kocha, C., Lavaysse, C., Leroux, S., Poan, E., Peyrillé, P., Roca, R., et al., 2012, Progress on understanding of the West African Monsoon system:.
- Lagouarde, J.-P., Bach, M., Sobrino, J.A., Boulet, G., Briottet, X., Cherchali, S., Coudert, B., Dadou, I., Dedieu, G., and Gamet, P., 2013, The MISTIGRI Thermal Infrared project: scientific objectives and mission specifications: *International Journal of Remote Sensing*, v. 34, p. 3437–3466.

- Lahmar, R., Bationo, B.A., Dan Lamso, N., Guéro, Y., and Tittonell, P., 2012, Tailoring conservation agriculture technologies to West Africa semi-arid zones: building on traditional local practices for soil restoration: *Field Crops Research*, v. 132, p. 158–167.
- Lambert, A., and Beaumont, C., 1977, Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements: Implications for the gravitational detection of tectonic movements: *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 297–306, doi: 10.1029/JB082i002p00297.
- Lampitelli, C., and Francis, O., 2010, Hydrological effects on gravity and correlations between gravitational variations and level of the Alzette River at the station of Walferdange, Luxembourg: *Journal of Geodynamics*, v. 49, p. 31–38, doi: 10.1016/j.jog.2009.08.003.
- Larson, K.M., Small, E.E., Gutmann, E.D., Bilich, A.L., Braun, J.J., and Zavorotny, V.U., 2008, Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies: *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. L24405, doi: 10.1029/2008GL036013.
- Laube, W., Schraven, B., and Awo, M., 2012, Smallholder adaptation to climate change: dynamics and limits in Northern Ghana: *Climatic Change*, v. 111, p. 753–774, doi: 10.1007/s10584-011-0199-1.
- Laux, P., Kunstmann, H., and Bárdossy, A., 2008, Predicting the regional onset of the rainy season in West Africa: *International Journal of Climatology*, v. 28, p. 329–342, doi: 10.1002/joc.1542.
- Laval, K., and Picon, L., 1986, Effect of a Change of the Surface Albedo of the Sahel on Climate: *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, p. 2418–2429, doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<2418:EOACOT>2.0.CO;2.
- Lavigne Delville, P., 2010, La réforme foncière rurale au Bénin: *Revue française de science politique*, v. Vol. 60, p. 467–491, doi: 10.3917/rfsp.603.0467.
- Lavigne Delville, P., Boucher, L., and Vidal, L., 1995, Les bas fonds en Afrique tropicale humide: stratégies paysannes, contraintes agronomiques et aménagements: *Fertilité du milieu et stratégies paysannes sous les tropiques humides* (CIRAD, ed.), Montpellier.
- Lawrence, D.M., Thornton, P.E., Oleson, K.W., and Bonan, G.B., 2007, The Partitioning of Evapotranspiration into Transpiration, Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM: Impacts on Land–Atmosphere Interaction: *Journal of Hydrometeorology*, v. 8, p. 862–880, doi: 10.1175/JHM596.1.
- Le Lay, M., 2006, Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique : une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin: INPG.
- Le Lay, M., and Galle, S., 2005, Seasonal cycle and interannual variability of rainfall at hydrological scales. The West African monsoon in a Sudanese climate: *Hydrological sciences journal*, v. 50, p. 509–524, doi: doi:10.1623/hysj.50.3.509.65029.
- Le Lay, M., Galle, S., Saulnier, G.M., and Braud, I., 2007, Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability: A case study in West Africa: *Water Resources Research*, v. 43, p. W07420, doi: 10.1029/2006WR005257.
- Le Lay, M., Saulnier, G.-M., Galle, S., Seguis, L., Métadier, M., and Peugeot, C., 2008, Model representation of the Sudanian hydrological processes: Application on the Donga catchment (Benin): *Journal of Hydrology*, v. 363, p. 32–41, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.09.006.
- Lebel, T., and Ali, A., 2009, Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007): *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 52–64, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., and Seguis, L., 2009, AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 3–13, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- Lebel, T., Taupin, J.D., and D'Amato, N., 1997, Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology: *Journal of Hydrology*, v. 188–189, p. 74–96, doi: 10.1016/S0022-1694(96)03155-1.
- Lebel, T., and Vischel, T., 2005, Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, p. 29–38, doi: 10.1016/j.crte.2004.08.011.
- Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., and Cappelaere, B., 2008, Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger: *Global and Planetary Change*, v. 61, p. 135–150, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.08.011.
- Leblois, A., and Quirion, P., 2011, Les assurances agricoles basées sur des indices météorologiques: bilan des connaissances et agenda de recherche: *Meteorol. Appl.*, doi: 10.1002/met.303.
- Legchenko, A., 2013, *Magnetic Resonance Imaging for Groundwater*: Wiley.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., and Bernard, J., 2002, Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists: *Journal of Applied Geophysics*, v. 50, p. 21–46, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00128-3.
- Leirião, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O.B., and Bauer-Gottwein, P., 2009, Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers: *Journal of Hydrology*, v. 365, p. 302–309, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.040.
- Lemoine, F.G., Luthcke, S.B., Rowlands, D.D., Chinn, D.S., Klosko, S.M., and Cox, C.M., 2007, The use of mascons to resolve time-variable gravity from GRACE, in Tregoning, D.P. and Rizos, D.C. eds., *Dynamic Planet*, International Association of Geodesy Symposia 130, Springer Berlin Heidelberg, p. 231–236.
- Leroux, L., 2012, Analyse diachronique de la dynamique paysagère sur le bassin supérieur de l'Ouémé (Bénin) à partir de l'imagerie Landsat et MODIS - Cas d'étude du communal de Djougou: Université Montpellier 2 Rapport d'expertise ANR ESCAPE.
- De Linage, C., Hinderer, J., and Rogister, Y., 2007, A search for the ratio between gravity variation and vertical displacement due to a surface load: *Geophysical Journal International*, v. 171, p. 986–994, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03613.x.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L., and Amalvict, M., 2004, Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies: *Journal of Geodynamics*, v. 38, p. 355–374, doi: 10.1016/j.

- jog.2004.07.015.
- Lokonon, J., Richard, A., and Hounsou, M., 2012, Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l'Ouémé supérieur (Bénin) : Descriptions des sites de mesures et valeurs numériques; 53 p.
- Longuevergne, L., 2008, Contribution à l'Hydrogéodesie [Thèse de doctorat]: Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Longuevergne, L., Boy, J., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., and Hinderer, J., 2009, Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg: *Journal of Geodynamics*, v. 48, p. 189–194.
- Longuevergne, L., Florsch, N., and Elsass, P., 2007, Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform: Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany): *Water Resources Research*, v. 43, p. W04430, doi: 10.1029/2006WR005000.
- Longuevergne, L., Scanlon, B.R., and Wilson, C.R., 2010, GRACE Hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA: *Water Resources Research*, v. 46, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2009WR008564.
- Lubczynski, M.W., 2011, Groundwater Evapotranspiration – Underestimated Role of Tree Transpiration and Bare Soil Evaporation in Groundwater Balances of Dry Lands, in Baba, A., Tayfur, G., Gündüz, O., Howard, K.W.F., Friedel, M.J., and Chambel, A. eds., *Climate Change and its Effects on Water Resources*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security 3, Springer Netherlands, p. 183–190.
- Lubczynski, M., and Roy, J., 2005, MRS contribution to hydrogeological system parametrization: *Near Surface Geophysics*, v. 3, p. 131–139, doi: 10.3997/1873-0604.2005009.
- Luthcke, S.B., Sabaka, T.J., Loomis, B.D., Arendt, A.A., McCarthy, J.J., and Camp, J., 2013, Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution: *Journal of Glaciology*, v. 59, p. 613–631, doi: 10.3189/2013JoG12J147.
- MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Calow, R.C., Taylor, R.G., Lapworth, D.J., Maurice, L., Tucker, J., and O Dochartaigh, B.E., 2011, Groundwater resilience to climate change in Africa: BGS British Geological Survey Open Report, 25 p.
- MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B. é ó, and Taylor, R.G., 2012, Quantitative maps of groundwater resources in Africa: *Environmental Research Letters*, v. 7, p. 024009, doi: 10.1088/1748-9326/7/2/024009.
- MacDonald, A.M., Calow, R.C., MacDonald, D.M.J., Darling, W.G., and Dochartaigh, B.É.Ó., 2009, What impact will climate change have on rural groundwater supplies in Africa?: *Hydrological Sciences Journal*, v. 54, p. 690–703, doi: 10.1623/hysj.54.4.690.
- Macfadyen, W.A., 1950, Vegetation Patterns in the Semi-Desert Plains of British Somaliland: *The Geographical Journal*, v. 116, p. 199, doi: 10.2307/1789384.
- Mahé, G., Olivry, J.C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F., and Servat, E., 2000, Relations eaux de surface–eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 330, p. 689–692, doi: 10.1016/S1251-8050(00)00188-9.
- Mahé, G., and Paturel, J.-E., 2009, 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 341, p. 538–546, doi: 10.1016/j.crte.2009.05.002.
- Makhlouf, Z., 1994, Compléments sur le modèle pluie-débit GR 4 J et essai d'estimation de ses paramètres.
- Malam abdou, M., 2014, Etats de surface et fonctionnement hydrodynamique multi-échelles des bassins sahéliens; études expérimentales en zones cristalline et sédimentaire: Université Joseph Fourier/Université Abdou Moumouni.
- Mamadou, O., Cohard, J.M., Galle, S., Awanou, C.N., Diedhiou, A., Kounouhewa, B., and Peugeot, C., 2014, Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin: daily and seasonal dynamics: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 18, p. 893–914, doi: 10.5194/hess-18-893-2014.
- Marechal, J.-C., Varma, M.R., Riotte, J., Vouillamoz, J.-M., Kumar, M.M., Ruiz, L., Sekhar, M., and Braun, J.-J., 2009, Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India: *Journal of Hydrology*, v. 364, p. 272–284.
- Mariita, N.O., 2000, Application of Precision Gravity Measurement to Reservoir Monitoring of Olkaria Geothermal Field, Kenya, in *Proceedings World Geothermal Congress*, p. p2719–2724.
- De Marsily, G., 1986, *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*: Orlando, FL, Academic Press, 440 p.
- Masiyandima, M.C., van de Giesen, N., Diatta, S., Windmeijer, P.N., and Steenhuis, T.S., 2003, The hydrology of inland valleys in the sub-humid zone of West Africa: rainfall-runoff processes in the M'bé experimental watershed: *Hydrological Processes*, v. 17, p. 1213–1225, doi: 10.1002/hyp.1191.
- Masson, F., Viville, D., Pierret, M.-C., Mouyen, M., Hecker, L., and Chabaux, F., 2012, Time-lapse microgravity study of the Strengbach catchment (Vosges mountains, France): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 344, p. 357–365, doi: 10.1016/j.crte.2012.06.001.
- Massuel, S., 2005, Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992–2003: Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., and Vischel, T., 2011, Integrated surface water–groundwater modeling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer: *Hydrological Sciences Journal*, v. 56, p. 1242–1264, doi: 10.1080/02626667.2011.609171.
- Maxwell, R.M., and Kollet, S.J., 2008, Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change: *Nature Geoscience*, v. 1, p. 665–669, doi: 10.1038/ngeo315.
- Maxwell, R.M., and Miller, N.L., 2005, Development of a Coupled Land Surface and Groundwater Model: *Journal of Hydrometeorology*, v. 6, p. 233–247, doi: 10.1175/JHM422.1.
- Mayaux, P., Bartholomé, E., Fritz, S., and Belward, A., 2004, A new land-cover map of Africa for the year 2000: *Journal of Biogeography*, v. 31, p. 861–877, doi: 10.1111/j.1365-2699.2004.01073.x.
- Mayaux, P., Pekel, J.-F., Desclée, B., Donnay, F., Lupi, A., Achard, F., Clerici, M., Bodart, C., Brink, A., Nasi, R., and Belward, A., 2013,

- State and evolution of the African rainforests between 1990 and 2010: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 368, p. 20120300, doi: 10.1098/rstb.2012.0300.
- McClymont, A.F., Hayashi, M., Bentley, L.R., and Liard, J., 2012, Locating and characterising groundwater storage areas within an alpine watershed using time-lapse gravity, GPR and seismic refraction methods: *Hydrological Processes*, v. 26, p. 1792–1804, doi: 10.1002/hyp.9316.
- McDonnell, J.J., 1990, A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in a Steep, Humid Catchment: *Water Resources Research*, v. 26, p. 2821–2832, doi: 10.1029/WR026i011p02821.
- McGlynn, B.L., and McDonnell, J.J., 2003, Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff: *Water Resources Research*, v. 39, doi: 10.1029/2003WR002091.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., Seibert, J., and Kendall, C., 2004, Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations: *Water Resources Research*, v. 40, doi: 10.1029/2003WR002494.
- McNamara, J.P., Tetzlaff, D., Bishop, K., Soulsby, C., Seyfried, M., Peters, N.E., Aulenbach, B.T., and Hooper, R., 2011, Storage as a Metric of Catchment Comparison: *Hydrological Processes*, v. 25, p. 3364–3371, doi: 10.1002/hyp.8113.
- Mémin, A., 2011, Modélisation des variations géodésiques induites par la fonte des glaciers: séparabilité des effets des déglaciations passée et actuelle [Thèse de doctorat]: Strasbourg.
- Merlet, S., Bodart, Q., Malossi, N., Landragin, A., Santos, F.P.D., Gitlein, O., and Timmen, L., 2010, Comparison between two mobile absolute gravimeters: optical versus atomic interferometers: *Metrologia*, v. 47, p. L9, doi: 10.1088/0026-1394/47/4/L01.
- Merlet, S., Kopaev, A., Diament, M., Geneves, G., Landragin, A., and Santos, F.P.D., 2008, Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project: *Metrologia*, v. 45, p. 265, doi: 10.1088/0026-1394/45/3/002.
- Merriam, J.B., 1992, Atmospheric pressure and gravity: *Geophysical Journal International*, v. 109, p. 488–500, doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00112.x.
- Metzger, L.F., Ikehara, M.E., Howle, J.F., Works, L.A.C. (Calif.) D. of P., (U.S.), G.S., and Agency, A.V.-E.K.W., 2002, Vertical-deformation, water-level, microgravity, geodetic, water-chemistry, and flow-rate data collected during injection, storage, and recovery tests at Lancaster, Antelope Valley, California, September 1995 through September 1998: *U.S. Geological Survey*, 164 p.
- Meurers, B., 1999, Air pressure signatures in the SG data of Vienna: *Marées terrestres*, v. 131, p. 10195–10200.
- Meurers, B., Camp, M., and Petermans, T., 2007, Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach stations and application to Earth tide analysis: *Journal of Geodesy*, v. 81, p. 703–712, doi: 10.1007/s00190-007-0137-1.
- Meynadier, R., Bock, O., Gervois, S., Guichard, F., Redelsperger, J.-L., Agustí-Panareda, A., and Beljaars, A., 2010, West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 115, p. D19107, doi: 10.1029/2010JD013919.
- Meynadier, R., Bock, O., Guichard, F., Boone, A., Roucou, P., and Redelsperger, J.-L., 2010, West African Monsoon water cycle: 1. A hybrid water budget data set: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 115, p. D19106, doi: 10.1029/2010JD013917.
- Miehe, S., Kluge, J., Von Wehrden, H., and Retzer, V., 2010, Long-term degradation of Sahelian rangeland detected by 27 years of field study in Senegal: *Journal of Applied Ecology*, v. 47, p. 692–700, doi: 10.1111/j.1365-2664.2010.01815.x.
- Miguez-Macho, G., and Fan, Y., 2012, The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, v. 117, doi: 10.1029/2012JD017539.
- Milleville, P., 2007, Une agronomie à l'oeuvre: Pratiques paysannes dans les campagnes du Sud: Editions Quae.
- Mohr, P.J., Taylor, B.N., and Newell, D.B., 2008, CODATA recommended values of the fundamental physical constants: 2006: *Reviews of Modern Physics*, v. 80, p. 633–730, doi: 10.1103/RevModPhys.80.633.
- Montgomery, E.L., 1971, Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. [PhD Thesis]: The University of Arizona.
- Mosley, M.P., 1979, Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand: *Water Resources Research*, v. 15, p. 795–806, doi: 10.1029/WR015i004p00795.
- Mouyen, M., 2011, Apport de la gravimétrie à l'étude de l'orogénèse taiwanaise [Thèse de doctorat]: Université de Strasbourg.
- Mouyen, M., Masson, F., Hwang, C., Cheng, C.C., Le Moigne, N., Kao, R., and Hsieh, W.C., 2013, Erosion effects assessed by repeated gravity measurements in southern Taiwan: *Geophysical Journal International*, doi: 10.1093/gji/ggs019.
- Mualem, Y., 1976, A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media: *Water Resources Research*, v. 12, p. 513–522, doi: 10.1029/WR012i003p00513.
- Murphy, A.H., 1988, Skill Scores Based on the Mean Square Error and Their Relationships to the Correlation Coefficient: *Monthly Weather Review*, v. 116, p. 2417–2424, doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<2417:SSBOTM>2.0.CO;2.
- Musy, A., and Higy, C., 2004, *Hydrologie: Une science de la nature*: PPUR presses polytechniques, 328 p.
- Nahmani, S., Bock, O., Bouin, M.-N., Santamaría-Gómez, A., Boy, J.-P., Collilieux, X., Métivier, L., Panet, I., Genthon, P., de Linage, C., and Wöppelmann, G., 2012, Hydrological deformation induced by the West African Monsoon: Comparison of GPS, GRACE and loading models: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, p. B05409, doi: 10.1029/2011JB009102.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V., 1970, River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles: *Journal of hydrology*, v. 10, p. 282–290.
- Natta, A.K., Sinsin, B., and van der Maesen, L.J.G., 2002, Riparian forests, a unique but endangered ecosystem in Benin: *Botanische Jahrbücher*, v. 124, p. 55–69.
- Naujoks, M., Kroner, C., Weise, A., Jahr, T., Krause, P., and Eisner, S., 2010, Evaluating local hydrological modelling by temporal

- gravity observations and a gravimetric three-dimensional model: *Geophysical Journal International*, v. 182, p. 233–249, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04615.x.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., and Jahr, T., 2008, Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters: *Journal of Geodesy*, v. 82, p. 543–553, doi: 10.1007/s00190-007-0202-9.
- Neumeyer, J., Barthelmes, F., Kroner, C., Petrovic, S., Schmidt, R., Virtanen, H., and 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*, v. 60, p. 505–518.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., and Makin, I., 2000, A high-resolution data set of surface climate over global land areas: *Climate Research*, v. 21, p. 1–25.
- Nicholson, S.E., 1980, The Nature of Rainfall Fluctuations in Subtropical West Africa: *Monthly Weather Review*, v. 108, p. 473, doi: 10.1175/1520-0493(1980)108<0473:TNORFI>2.0.CO;2.
- Nicholson, S.E., Kim, J., Ba, M.B., and Lare, A.R., 1997, The Mean Surface Water Balance over Africa and Its Interannual Variability: *Journal of Climate*, v. 10, p. 2981–3002, doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<2981:TMSWBO>2.0.CO;2.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R., and Kloppe, F., 1995, A new generation of absolute gravimeters: *Metrologia*, v. 32, p. 159–180, doi: 10.1088/0026-1394/32/3/004.
- Noguchi, S., Nik, A.R., Kasran, B., Tani, M., Sammori, T., and Morisada, K., 1997a, Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia: *Journal of Forest Research*, v. 2, p. 115–120, doi: 10.1007/BF02348479.
- Noguchi, S., Nik, A.R., Yusop, Z., Tani, M., and Sammori, T., 1997b, Rainfall-runoff responses and roles of soil moisture variations to the response in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia: *Journal of Forest Research*, v. 2, p. 125–132, doi: 10.1007/BF02348209.
- Oka, D., Fujimitsu, Y., Nishijima, J., Fukuda, Y., and Taniguchi, M., 2012, Mass Balance Estimation from the Gravity Change at the Takigami Geothermal Reservoir, Oita Prefecture, Japan, in p. 8700.
- Okubo, S., Satomura, M., Furuya, M., Sun, W., Matsumoto, S., Ueki, S., and Watanabe, H., 2002, Grand design for the hybrid gravity network around the Mt. Fuji volcano, in *International Symposium on Geodesy in Kanazawa Abstract*, p. 39–40.
- Paeth, H., Capo-Chichi, A., and Endlicher, W., 2008, Climate change and food security in tropical West Africa – a dynamic-statistical modelling approach: *erdkunde*, v. 62, p. 101–115, doi: 10.3112/erdkunde.2008.02.01.
- Panthou, G., Vischel, T., and Lebel, T., 2014, Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel: *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.3984.
- Parate, H.R., Kumar, M.S.M., Descloitres, M., Barbiéro, L., Ruiz, L., Braun, J.-J., Sekhar, M., and Kumar, C., 2011, Comparison of electrical resistivity by geophysical method and neutron probe logging for soil moisture monitoring in a forested watershed: *Current Science*, v. 100, p. 1405–1412.
- Parks, H.V., and Faller, J.E., 2010, Simple pendulum determination of the gravitational constant: *Physical review letters*, v. 105, p. 110801.
- Pélissier, P., 1980, L'arbre dans les paysages agraires de l'Afrique noire [repartition, signification sociale et historique]: *Cahiers ORSTOM. Serie Sciences Humaines*,.
- Peltier, R., 1996, *Les parcs à Faidherbia*: Editions Quae.
- Perry, M.A., and Niemann, J.D., 2007, Analysis and estimation of soil moisture at the catchment scale using EOFs: *Journal of Hydrology*, v. 334, p. 388–404, doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.10.014.
- Perry, M.A., and Niemann, J.D., 2008, Generation of soil moisture patterns at the catchment scale by EOF interpolation: *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 12, p. 39–53, doi: 10.5194/hess-12-39-2008.
- Petelet, M., Iooss, B., Asserin, O., and Lored, A., 2010, Latin hypercube sampling with inequality constraints: *ASTA Advances in Statistical Analysis*, v. 94, p. 325–339.
- Peter, G., Kloppe, P.G., and Berstis, K.A., 1994, Observing and modelling gravity changes caused by soil moisture and ground water table variations with superconducting gravimeters in Richmond, FL, USA, in *Proc. of the Workshop: Nontidal Gravity Changes Intercomparison between Absolute and Superconducting Gravimeters*, Walferdange, Luxembourg, Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, p. 147–159.
- Peugeot, C., 2012, LAI and f-cover on the Benin local sites: notice, 8 p.
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Meynadier, R., Séguis, L., Lebel, T., and Redelsperger, J.L., 2012, Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest: *La Météorologie*, p. 55–63, doi: 10.4267/2042/48133.
- Peugeot, C., Guichard, F., Bock, O., Bouniol, D., Chong, M., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Besson, L., Lemaître, Y., Séguis, L., Zannou, A., Galle, S., and Redelsperger, J.-L., 2011, Mesoscale water cycle within the West African Monsoon: *Atmospheric Science Letters*, v. 12, p. 45–50, doi: 10.1002/asl.309.
- Pfeffer, J., 2011, Étude du cycle de l'eau en Afrique sahélienne : Approche multidisciplinaire et apport de la gravimétrie terrestre et spatiale [Thèse de doctorat]: Université de Strasbourg.
- Pfeffer, J., Boucher, M., Hinderer, J., Favreau, G., Boy, J., de Linage, C., Cappelaere, B., Luck, B., Oi, M., and Le Moigne, N., 2011, Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger: *Geophysical Journal International*, v. 184, p. 661–672, doi: 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., et al., 2013, Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semi-arid Niger: *Water Resources Research*, v. 49, p. 3276–3291, doi: 10.1002/wrcr.20235.
- Philippon, N., and Fontaine, B., 2001, The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness?: *Annales Geophysicae*, v. 20, p. 575–582, doi: 10.5194/angeo-20-575-2002.

- Philippon, N., Jarlan, L., Martiny, N., Camberlin, P., and Mougin, E., 2007, Characterization of the Interannual and Intraseasonal Variability of West African Vegetation between 1982 and 2002 by Means of NOAA AVHRR NDVI Data: *Journal of Climate*, v. 20, p. 1202–1218, doi: 10.1175/JCLI4067.1.
- Pool, D.R., 2008, The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona: *Geophysics*, v. 73, p. WA49–WA59, doi: 10.1190/1.2980395.
- Pool, D.R., and Eychaner, J.H., 1995, Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys: *Ground Water*, v. 33, p. 425–432, doi: 10.1111/j.1745-6584.1995.tb00299.x.
- Pool, D.R., and Schmidt, W., 1997, Measurement of ground-water storage change and specific yield using the temporal-gravity method near Rillito Creek, Tucson, Arizona: United States Geological Survey WRI - 97-4125.
- Preisendorfer, R.W., and Mobley, C.D., 1988, *Principal component analysis in meteorology and oceanography*: Elsevier Amsterdam.
- Pringle, J.K., Styles, P., Howell, C.P., Branston, M.W., Furner, R., and Toon, S.M., 2012, Long-term time-lapse microgravity and geotechnical monitoring of relict salt mines, Marston, Cheshire, U. K.: *Geophysics*, v. 77, p. B287–B294, doi: 10.1190/GEO2011-0491.1.
- Rabier, F., Järvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., and Simmons, A., 2000, The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I: Experimental results with simplified physics: *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 126, p. 1143–1170, doi: 10.1002/qj.49712656415.
- Ramankutty, N., Evan, A.T., Monfreda, C., and Foley, J.A., 2008, Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 22, p. GB1003, doi: 10.1029/2007GB002952.
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C.R., Boubkraoui, S., Métayer, F., Descroix, L., and Wawrzyniak, V., 2009, Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1. Energy and water: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 204–216, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.002.
- Raunet, M., 1985, Bas-fonds et riziculture en Afrique: Approche structurale comparative, *Agron. Trop*, v. 40, p. 181–201.
- Ray, R.D., and Ponte, R.M., 2003, Barometric tides from ECMWF operational analyses: *Ann. Geophys.*, v. 21, p. 1897–1910, doi: 10.5194/angeo-21-1897-2003.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C.D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D.J., and Polcher, J., 2006, African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign: *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 87, p. 1739–1746.
- Reudink, R., Klees, R., Francis, O., Kusche, J., Schlesinger, R., Shabanlou, A., Sneeuw, N., and Timmen, L., 2014, High tilt susceptibility of the Scintrex CG-5 relative gravimeters: *Journal of Geodesy*, v. 88, p. 617–622, doi: 10.1007/s00190-014-0705-0.
- Richard, A., 2014, Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin: vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux. [Thèse de doctorat]: Université de Grenoble.
- Richard, A., 2012, Caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols de l’Ouémé supérieur (Bénin) : Rapport d’analyse:, 37 p.
- Richard, A., Galle, S., Desclotres, M., Cohard, J.-M., Vandervaere, J.-P., Séguis, L., and Peugeot, C., 2013, Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin): *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 17, p. 5079–5096, doi: 10.5194/hess-17-5079-2013.
- Rietkerk, M., Dekker, S.C., Ruiten, P.C. de, and Koppel, J. van de, 2004, Self-Organized Patchiness and Catastrophic Shifts in Ecosystems: *Science*, v. 305, p. 1926–1929, doi: 10.1126/science.1101867.
- Ritchie, J.T., 1972, Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover: *Water Resources Research*, v. 8, p. 1204–1213, doi: 10.1029/WR008i005p01204.
- Robert, D., 2012, Caractérisation et modélisation de la dynamique de l’évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle [Thèse de doctorat]: Université de Grenoble, 255 p.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., and Toll, D., 2004, The Global Land Data Assimilation System: *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 85, p. 381–394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Rodell, M., Velicogna, I., and Famiglietti, J.S., 2009, Satellite-based estimates of groundwater depletion in India: *Nature*, v. 460, p. 999–1002, doi: 10.1038/nature08238.
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., and Redelsperger, J.-L., 2013, The Present and Future of the West African Monsoon: A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect: *Journal of Climate*, v. 26, p. 6471–6505, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Romagnoli, C., Zerbini, S., Lago, L., Richter, B., Simon, D., Domenichini, F., Elmi, C., and Ghirelli, M., 2003, Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations: *Journal of Geodynamics*, v. 35, p. 521–539, doi: 10.1016/S0264-3707(03)00012-7.
- Roupsard, O., 1997, Ecophysiologie et diversité génétique de *Faidherbia albida* (Del.) A. Chev. (syn. *Acacia albida* Del.), un arbre à usages multiples d’Afrique semi-aride. Fonctionnement hydrique et efficacité d’utilisation de l’eau d’arbres adultes en parc agroforestier et de juvéniles en conditions semi-contrôlées. Tome 1 : Partie synthèse: Université Henri Poincaré - Nancy I.
- De Rouw, A., 2004, Improving yields and reducing risks in pearl millet farming in the African Sahel: *Agricultural Systems*, v. 81, p. 73–93, doi: 10.1016/j.agsy.2003.09.002.
- Rowlands, D.D., Luthcke, S.B., McCarthy, J.J., Klosko, S.M., Chinn, D.S., Lemoine, F.G., Boy, J.-P., and Sabaka, T.J., 2010, Global mass flux solutions from GRACE: A comparison of parameter estimation strategies—Mass concentrations versus Stokes coefficients: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, p. B01403, doi: 10.1029/2009JB006546.
- Ruiz, L., Varma, M.R.R., Kumar, M.S.M., Sekhar, M., Maréchal, J.-C., Desclotres, M., Riotte, J., Kumar, S., Kumar, C., and Braun,

- J.-J., 2010, Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process: *Journal of Hydrology*, v. 380, p. 460–472, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.11.020.
- Rymer, H., 1994, Microgravity Change as a Precursor to Volcanic Activity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 61, p. 311–328, doi: 10.1016/0377-0273(94)90011-6.
- Sabaka, T.J., Rowlands, D.D., Luthcke, S.B., and Boy, J.-P., 2010, Improving global mass flux solutions from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) through forward modeling and continuous time correlation: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, p. B11403, doi: 10.1029/2010JB007533.
- SDAGE, 2013, Realisation du schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux du bassin de l'Ouémé (SDAGE): MERP-MEDER, DG-Eau Rapport général.
- Sandwidi, W.J.P., 2007, Groundwater potential to supply population demand within the Kompienga dam basin in Burkina Faso [Thèse de doctorat]: Universitäts- und Landesbibliothek Bonn.
- Seaton, W.J., and Burbey, T.J., 2002, Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane: *Journal of Applied Geophysics*, v. 51, p. 21–41, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00212-4.
- Séguis, L., Boulain, N., Cappelaere, B., Cohard, J. m., Favreau, G., Galle, S., Guyot, A., Hiernaux, P., Mougin, É., Peugeot, C., Ramier, D., Seghieri, J., Timouk, F., Demarez, V., et al., 2011a, Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient: *Atmospheric Science Letters*, v. 12, p. 31–37, doi: 10.1002/asl.327.
- Séguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S., and Favreau, G., 2004, Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment: *Hydrological Processes*, v. 18, p. 3401–3413, doi: 10.1002/hyp.1503.
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., Van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S., and Wubda, M., 2011b, Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa): Inter-annual variability of water budget: *Journal of Hydrology*, v. 402, p. 1–13, doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.01.054.
- Séguis, L., Périault, A., Laurent, J.-P., Ouani, T., and Wubda, M., 2009, Mise en place d'un suivi neutronique sur les transects du bassin de la Donga (Bénin): Rapport de mission ANR GHYRAF, 15 p.
- Seibert, J., Bishop, K., Nyberg, L., and Rodhe, A., 2011, Water storage in a till catchment. I: Distributed modelling and relationship to runoff: *Hydrological Processes*, v. 25, p. 3937–3949, doi: 10.1002/hyp.8309.
- Seibert, J., Bishop, K., Rodhe, A., and McDonnell, J.J., 2003, Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis: *Water Resources Research*, v. 39, doi: 10.1029/2002WR001404.
- Seigel, H.O., Brcic, I., and Mistry, P., 1995, A guide to high precision land gravimeter surveys: Scintrex LTD, Concord, Ontario.
- Simon, D., 2002, Modelling of the field of gravity variations induced by the seasonal air mass warming during 1998- 2000: *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, p. 21–36.
- Simunek, J., Van Genuchten, M.T., and Sejna, M., 2005, The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media: *University of California-Riverside Research Reports*, v. 3, p. 1–240.
- Soubeyran, S., Hector, B., Descloitres, M., and Wubda, M., 2011, études géophysiques, géologiques et hydrologiques des sites de Nalohou et Béléfougou (Djougou, Nord Bénin): Field report.
- Soulsby, C., Neal, C., Laudon, H., Burns, D.A., Merot, P., Bonell, M., Dunn, S.M., and Tetzlaff, D., 2008, Catchment data for process conceptualization: simply not enough?: *Hydrological Processes*, v. 22, p. 2057–2061, doi: 10.1002/hyp.7068.
- Soulsby, C., Piegat, K., Seibert, J., and Tetzlaff, D., 2011, Catchment-scale estimates of flow path partitioning and water storage based on transit time and runoff modelling: *Hydrological Processes*, v. 25, p. 3960–3976, doi: 10.1002/hyp.8324.
- Spence, C., 2010, A Paradigm Shift in Hydrology: Storage Thresholds Across Scales Influence Catchment Runoff Generation: *Geography Compass*, v. 4, p. 819–833, doi: 10.1111/j.1749-8198.2010.00341.x.
- Spence, C., 2007, On the relation between dynamic storage and runoff: A discussion on thresholds, efficiency, and function: *Water Resources Research*, v. 43, doi: 10.1029/2006WR005645.
- Steele-Dunne, S.C., Rutten, M.M., Krzeminska, D.M., Hausner, M., Tyler, S.W., Selker, J., Bogaard, T.A., and van de Giesen, N.C., 2010, Feasibility of soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing: *Water Resources Research*, v. 46, p. W03534, doi: 10.1029/2009WR008272.
- Stenvold, T., Eiken, O., and Landro, M., 2008, Gravimetric monitoring of gas-reservoir water influx - A combined flow- and gravity-modeling approach: *Geophysics*, v. 73, p. WA123–WA131, doi: 10.1190/1.2991104.
- Steup, G., 2008, Processus hydrologiques et répartition des sols dans le bassin versant de l'Ara, in IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de Recherche, Department of Geography, University of Bonn, Germany, Thamm, H.-P., p. 77–78.
- Stomph, T.J., de Ridder, N., Steenhuis, T.S., and Van de Giesen, N.C., 2002, Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics: laboratory validation of a process-based model: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, p. 847–855, doi: 10.1002/esp.356.
- Sugihara, M., and Ishido, T., 2008, Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry: *Geophysics*, v. 73, p. WA37–WA47, doi: 10.1190/1.2991105.
- Sultan, B., Alhassane, A., Barbier, B., Baron, C., Bella-Medjo Tsogo, M., Berg, A., Dingkuhn, M., Fortilus, J., Kouressy, M., Lebloy, A., Marteau, R., Muller, B., Oettli, P., Quirion, P., et al., 2012, Vulnerability and adaptation of agriculture to climate variability and change in the Sahel: results from the AMMA program:.
- Sultan, B., and Janicot, S., 2004, La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I : mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection: *Science et changements planétaires / Sécheresse*, v. 15, p. 321–330.

- Takemura, T., Shiga, N., Yokomoto, S., Saeki, K., and Yamanobe, H., 2000, Gravity monitoring in Yanaizu-Nishiyama geothermal field, Japan, in *Proceeding World Geothermal Congress*, p. 2937–2941.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M., and Reigber, C., 2004, The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results: *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. L09607, doi: 10.1029/2004GL019920.
- Taylor, C.M., Parker, D.J., and Harris, P.P., 2007, An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture: *Geophysical Research Letters*, v. 34, p. L15801, doi: 10.1029/2007GL030572.
- Taylor, C.M., Parker, D.J., Kalthoff, N., Gaertner, M.A., Philippon, N., Bastin, S., Harris, P.P., Boone, A., Guichard, F., Agusti-Panareda, A., Baldi, M., Cerlini, P., Descroix, L., Douville, H., et al., 2011, New perspectives on land–atmosphere feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis: *Atmospheric Science Letters*, v. 12, p. 38–44, doi: 10.1002/asl.336.
- Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T.R., Chen, J., Taniguchi, M., et al., 2013, Ground water and climate change: *Nature Climate Change*, v. 3, p. 322–329, doi: 10.1038/nclimate1744.
- Taylor, R.G., Todd, M.C., Kongola, L., Maurice, L., Nahozya, E., Sanga, H., and MacDonald, A.M., 2013a, Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa: *Nature Climate Change*, v. 3, p. 374–378, doi: 10.1038/nclimate1731.
- Tetzlaff, D., McDonnell, J.J., Uhlenbrook, S., McGuire, K.J., Bogaart, P.W., Naef, F., Baird, A.J., Dunn, S.M., and Soulsby, C., 2008, Conceptualizing catchment processes: simply too complex?: *Hydrological Processes*, v. 22, p. 1727–1730, doi: 10.1002/hyp.7069.
- Tetzlaff, D., McNamara, J.P., and Carey, S.K., 2011, Measurements and modelling of storage dynamics across scales: *Hydrological Processes*, v. 25, p. 3831–3835, doi: 10.1002/hyp.8396.
- Timouk, F., Kergoat, L., Mougou, E., Lloyd, C.R., Ceschia, E., Cohard, J.-M., Rosnay, P. de, Hiernaux, P., Demarez, V., and Taylor, C.M., 2009, Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape: *Journal of Hydrology*, v. 375, p. 178–189, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.04.022.
- Torge, W., 1980, *Geodesy*.: Berlin, New York, Walter de Gruyter.
- Touré, A., Becker, M., Johnson, D.E., Koné, B., Kossou, D.K., and Kiepe, P., 2009, Response of lowland rice to agronomic management under different hydrological regimes in an inland valley of Ivory Coast: *Field Crops Research*, v. 114, p. 304–310.
- Tritz, S., Guinot, V., and Jourde, H., 2011, Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model: *Journal of Hydrology*, v. 397, p. 250–262, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.12.001.
- Tromp-van Meerveld, H.J., and McDonnell, J.J., 2006a, Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope: *Water Resources Research*, v. 42, doi: 10.1029/2004WR003778.
- Tromp-van Meerveld, H.J., and McDonnell, J.J., 2006b, Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis: *Water Resources Research*, v. 42, doi: 10.1029/2004WR003800.
- Unami, K., Kawachi, T., Kranjac-Berisavljevic, G., Abagale, F.K., Maeda, S., and Takeuchi, J., 2009, Case study: hydraulic modeling of runoff processes in Ghanaian inland valleys: *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 135, p. 539–553.
- UNESCO WWDR4, 2012, *The United Nations world water development report Vol. 1: Managing water under uncertainty and risk*: UNESCO.
- UN-Water/Africa, Africa, U.N.E.C. for, Union, A., and Bank, A.D., 2009, *Africa Water Vision 2025: Economic Commission for Africa*.
- Valentin, C., Rajot, J.-L., and Mitja, D., 2004, Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa: *Agriculture, ecosystems & environment*, v. 104, p. 287–302, doi: 10.1016/j.agee.2004.01.035.
- Vandervaere, J.-P., 1995, *Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés [Thèse de doctorat]*: Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R., and Cuenca, R.H., 1994, Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 1. Local standpoint: *Journal of Hydrology*, v. 156, p. 351–370, doi: 10.1016/0022-1694(94)90085-X.
- Velluet, C., 2014, *Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger) [Thèse de doctorat]*: Université de Montpellier II.
- Verhoest, N.E.C., Troch, P.A., Paniconi, C., and De Troch, F.P., 1998, Mapping basin scale variable source areas from multitemporal remotely sensed observations of soil moisture behavior: *Water Resources Research*, v. 34, p. 3235–3244, doi: 10.1029/98WR02046.
- Vollmert, P., Fink, A.H., and Besler, H., 2003, Ghana Dry Zone” und “Dahomey Gap”: Ursachen für eine Niederschlagsanomalie im tropischen Westafrika: *Erde*, v. 134, p. 375–393.
- Vouillamoz, J.-M., 2003, *La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par Résonance Magnétique Protonique*: Paris 11.
- Vouillamoz, J.M., Descloitres, M., Toe, G., and Legchenko, A., 2005, Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso: *Near Surface Geophysics*, v. 3, p. 205–213, doi: 10.3997/1873-0604.2005015.
- Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., and Descloitres, M., *Accepté avec révisions mineures*, The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: the example of Benin: *Journal of Applied Geophysics*,.
- Vouillamoz, J.M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., and Arnout, L., 2012, Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding: *Journal of Hydrology*, v. 458-459, p. 51–58, doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.044.

- Vouillamoz, J.-M., Sophoeun, P., Bruyere, O., and Arnout, L., 2014, Estimating storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding: a field verification in northern Cambodia of the gravitational water apparent cutoff time concept: *Near Surface Geophysics*, doi: 10.3997/1873-0604.2013038.
- Wakatsuki, T., Andah, W.E.I., Cobbina, J., Buri, M.M., and Kubota, D., 2001, Integrated watershed management of inland valleys in Ghana and West Africa: eco-technology approach.
- Walsh, R.P.D., 1980, Runoff processes and models in the humid tropics: *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband*, p. 176–201.
- Warburton, R.J., Pillai, H., and Reineman, R.C., 2010, Initial results with the new GWR iGrav superconducting gravity meter, in *International Association of Geodesy (IAG) Symposium Proceedings, Russia, Saint Petersburg*.
- Węglarczyk, S., 1998, The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models: *Journal of Hydrology*, v. 206, p. 98–103, doi: 10.1016/S0022-1694(98)00094-8.
- Weiler, M., and Naef, F., 2003, An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils: *Hydrological Processes*, v. 17, p. 477–493, doi: 10.1002/hyp.1136.
- Western, A.W., Blöschl, G., and Grayson, R.B., 2001, Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns: *Water Resources Research*, v. 37, p. 83–97, doi: 10.1029/2000WR900241.
- Weyman, D.R., 1973, Measurements of the downslope flow of water in a soil: *Journal of Hydrology*, v. 20, p. 267–288.
- Wezel, A., Rajot, J.-L., and Herbrig, C., 2000, Influence of shrubs on soil characteristics and their function in Sahelian agro-ecosystems in semi-arid Niger: *Journal of Arid Environments*, v. 44, p. 383–398, doi: 10.1006/jare.1999.0609.
- Whitcomb, J.H., Franzen, W.O., Given, J.W., Pechmann, J.C., and Ruff, L.J., 1980, Time-dependent gravity in southern California, May 1974 to April 1979: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 85, p. 4363–4373, doi: 10.1029/JB085iB08p04363.
- Wickel, A.J., van de Giesen, N.C., and Sá, T.D. d. A., 2008, Stormflow generation in two headwater catchments in eastern Amazonia, Brazil: *Hydrological Processes*, v. 22, p. 3285–3293, doi: 10.1002/hyp.6917.
- Williams, M.R., and Melack, J.M., 1997, Solute export from forested and partially deforested catchments in the central Amazon: *Biogeochemistry*, v. 38, p. 67–102, doi: 10.1023/A:1005774431820.
- Williams-Jones, G., Rymer, H., Mauri, G., Gottsmann, J., Poland, M., and Carbone, D., 2008, Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes: *Geophysics*, v. 73, p. WA19–WA28, doi: 10.1190/1.2981185.
- Windmeijer, P.N., Andriessse, W., and Improvement, I.I. for L.R. and, 1993, Inland valleys in West Africa: an agro-ecological characterization of rice-growing environments: *International Institute for Land Reclamation and Improvement*, 168 p.
- Wubda, M., 2003, Reconnaissance géophysique du bassin versant d'Ara (Djougou, Bénin): *Mémoire de DESS Géophysique appliquée*, 66 p.
- Yokoyama, I., 1989, Microgravity and Height Changes Caused by Volcanic Activity - 4 Japanese Examples: *Bulletin of Volcanology*, v. 51, p. 333–345, doi: 10.1007/BF01056895.
- Yoo, C., and Kim, S., 2004, EOF analysis of surface soil moisture field variability: *Advances in water resources*, v. 27, p. 831–842.
- Zehe, E., Becker, R., Bárdossy, A., and Plate, E., 2005, Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation: *Journal of hydrology*, v. 315, p. 183–202, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.03.038.
- Zeng, X., 2001, Global Vegetation Root Distribution for Land Modeling: *Journal of Hydrometeorology*, v. 2, p. 525–530, doi: 10.1175/1525-7541(2001)002<0525:GVRDFL>2.0.CO;2.
- Zeng, X., Dickinson, R.E., Barlage, M., Dai, Y., Wang, G., and Oleson, K., 2005, Treatment of Undercanopy Turbulence in Land Models: *Journal of Climate*, v. 18, p. 5086–5094, doi: 10.1175/JCLI3595.1.
- Zin, I., Zribi, M., Ottlé, C., Hiernaux, P., Lacaze, R., Le Hégarat-Masclé, S., Sanou, B., André, C., Guibert, S., and Saux-Picard, S., 2009, Land cover assessment on the three AMMA experimental sites from SPOT/HRVIR data.
- Zreda, M., Desilets, D., Ferré, T.P.A., and Scott, R.L., 2008, Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons: *Geophysical research letters*, v. 35.
- Zreda, M., Shuttleworth, W.J., Zeng, X., Zweck, C., Desilets, D., Franz, T., and Rosolem, R., 2012, COSMOS: the COsmic-ray Soil Moisture Observing System: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v. 16, p. 4079–4099, doi: 10.5194/hess-16-4079-2012.
- Zürn, W., and Meurers, B., 2009, Clear evidence for the sign-reversal of the pressure admittance to gravity near 3mHz: *Journal of Geodynamics*, v. 48, p. 371–377, doi: 10.1016/j.jog.2009.09.040.
- Zürn, W., and Wielandt, E., 2007, On the minimum of vertical seismic noise near 3 mHz: *Geophysical Journal International*, v. 168, p. 647–658, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03189.x.

Caractérisation hydrogéophysique multi-échelles et dynamique des stocks d'eau souterrains d'un bassin versant en zone soudanienne de socle : apport de la gravimétrie

Résumé

Le stock d'eau, ses variations temporelles et leurs répartitions spatiales, sont des grandes inconnues du cycle hydrologique d'Afrique de l'Ouest. Les trois principaux types de gravimètres actuels (un gravimètre relatif supraconducteur –SG–, un microgravimètre relatif –CG5–, et un gravimètre absolu –FG5–) ont été déployés sur un bassin versant élémentaire de l'observatoire AMMA-CATCH de l'Ouémé supérieur (Bénin), représentatif d'un milieu cultivé de la zone soudanienne. Conjointement, un important dispositif de suivi hydrologique (piézométrie, sonde à neutrons) a été mis en place, ainsi que des mesures de géophysique de proche surface (mesures électriques, électromagnétiques et résonance magnétique des protons –RMP–) pour la caractérisation des aquifères. Ces travaux font état des apports de la gravimétrie pour 1) la détermination de la porosité de drainage en zone de socle hétérogène, 2) le suivi des variations de stock d'eau intégrées à l'échelle d'appréhension des gravimètres (parcelle de 100m de côté) et 3) l'identification de processus hydrologiques liés à la redistribution interne au sein du bassin versant et à la genèse des écoulements.

Mots-clés : gravité – hydrologie – stock d'eau – géophysique de proche surface

Abstract

Water storage, together with its temporal and spatial variations, are major unknowns of the West African hydrological cycle. The three main gravimeter types (a relative superconducting gravimeter –SG–, a relative microgravimeter –CG5–, and an absolute gravimeter –FG5–) have been set up on an elementary catchment of the Upper Ouémé (Benin) AMMA-CATCH observatory, considered as a typical cultivated environment of the Sudanian area. Hydrological monitoring (water table, neutron probe) and near surface geophysics (electrical, electromagnetic, magnetic resonance soundings –MRS–) have been developed jointly, for aquifer characterization. This work states on the inputs provided by gravimetry on 1) specific yield determination in heterogeneous basement area, 2) the monitoring of water storage changes at the gravity measurements scale (100m square plot) and 3) hydrological processes identification, linked to internal catchment redistribution and streamflow generation.

Keywords: gravity – hydrology – water storage – near surface geophysics